



ТРУДЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

# СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ

НАУКА

TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

---

Founded in 1932

Vol. 565

**MODERN  
PROBLEMS  
of GEOLOGY**

Responsible Editors:

*Yu.O. Gavrilov, M.D. Khutorskoy*



MOSCOW NAUKA 2004

**ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА**

---

Основаны в 1932 году

Вып. 565

# **СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ**

Ответственные редакторы:

*Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской*



МОСКВА НАУКА 2004



**Юрий Георгиевич  
ЛЕОНОВ**



**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**



**RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
GEOLOGICAL INSTITUTE**

УДК 551  
ББК 26.3  
Т78

**Редакционная коллегия:**

*М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин,  
М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской*

**Рецензенты:**

доктор физико-математических наук *Л.И. Лобковский*,  
доктор геолого-минералогических наук *А.Я. Шараскин*

**Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. –. – ISSN 0002-3272**

**Вып. 565: Современные проблемы геологии; отв. ред.: Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. – М.: Наука, 2004. – 647 с.; ил. – ISBN 5-02-033742-0 (в пер.)**

Сборник статей посвящен 70-летию крупнейшего российского геолога, академика Юрия Георгиевича Леонова. Публикуются статьи, охватывающие широкий спектр проблем геодинамики, тектоники, литологии, вопросов развития биосферы, формирования полезных ископаемых. Материалы сборника дают представление о состоянии приоритетных направлений современной геологии, о передовых научных идеях в области наук о Земле. Подводятся итоги основных достижений теоретической геологии в XX веке, и дается прогноз развития многих направлений геологии в XXI веке.

**Editorial Board:**

*M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin,  
M.A. Semikhatov, M.D. Khutorskoy*

**Reviewers:**

*L.I. Lobkovsky, A.Ya. Sharaskin*

**Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publisher Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964. –. – ISSN 0002-3272**

**Vol. 565: Modern Problems of Geology; ed. by Yu.O. Gavrilov, M.D. Khutorskoy. – Moscow: Nauka, 2004. – 647 p.; il. – ISBN 5-02-033742-0**

The current volume of papers is devoted to the 70<sup>th</sup> birthday of the outstanding Russian geologist, academician Yuri Georgievich Leonov. The papers, included in the volume, embrace a wide range of recent geodynamic, tectonic, and lithological problems, as well as those related to the biosphere development and formation of mineral resources. The materials presented in the volume provide an insight into the state of priority issues in modern geology and innovative scientific ideas in the field of Earth sciences. The main achievements in the theoretical geology of the XX century have been summed up and prognosis has been given for further development of many geological fields in the XXI century.

ISBN 5-02-033742-0

© Российская академия наук и издательство “Наука”, продолжающееся издание “Труды Геологического института РАН” (разработка, художественное оформление), 1932 (год основания), 2004

## К 70-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА ЮРИЯ ГЕОРГИЕВИЧА ЛЕОНОВА

15 ноября 2004 г. академику Юрию Георгиевичу Леонову исполняется 70 лет. За период творческой научной деятельности, охватывающий почти 50 лет, им сделано очень многое. Он начал приобщаться к геологии с юных лет, участвуя в экспедиционных работах, в том числе тех, которые проводил его отец – известный русский геолог, профессор МГУ Георгий Павлович Леонов. В 1957 г. после окончания геологического факультета МГУ Ю.Г. Леонов поступил на работу во ВНИИГАЗ, где на протяжении ряда лет занимался изучением геологии Большого Кавказа. В составе группы геологов ВНИИГАЗа и МГУ (Н.В. Безносков, Н.В. Живаго, В.П. Казакова, Д.И. Панов) под научным руководством Г.П. Леонова он участвовал в изучении стратиграфии юрских отложений. В результате исследований этого коллектива была разработана принципиально новая стратиграфическая схема юрских отложений Северного Кавказа, которая явилась методической основой для составления современных схем стратиграфии всего Кавказа; сформированы представления о раннеальпийской тектонической зональности Большого Кавказа; обоснована ведущая роль блоковой разрывной тектоники в структуре юрских отложений Центрального Кавказа; впервые решены многие другие важные вопросы развития региона. По результатам этих исследований после окончания аспирантуры МГУ (1962–1964) под руководством М.М. Москвина он защитил кандидатскую диссертацию “Нижнеюрские отложения восточной части Центрального Кавказа”. Следует отметить, что опубликованные молодым геологом в те годы работы, написанные как в соавторстве, так и самостоятельно, не потеряли своего значения и сейчас и активно цитируются исследователями, занимающимися изучением раннеальпийского этапа формирования Большого Кавказа.

В 1964–1970 гг. Ю.Г. Леонов работал в Институте физики Земли АН СССР в лаборатории тектонофизики, возглавлявшейся М.В. Гзовским, а с 1970 г. постоянно работает в Геологическом институте АН СССР (РАН). Его исследования 60–70-х годов были посвящены геологии Памирско-Афганской области и более общим проблемам тектоники Альпийского пояса, по которым был опубликован ряд работ, в том числе статьи обобщающего характера<sup>1</sup>.

Анализ тектоники различных регионов мира позволил Ю.Г. Леонову впоследствии перейти к изучению проблемы глобальной корреляции текто-

<sup>1</sup> Леонов Ю.Г. Тектоническая эволюция Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Вып. 4. С. 5–22. Архипов И.В., Леонов Ю.Г., Никонов А.А. Основные черты геологии Афганского Бадахшана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Вып. 1. С. 46–57.

нических процессов, а это привело к разработке концепции взаимодействия глобальных и региональных тектонических процессов и к подтверждению наличия глобальных эпох и фаз тектонической активности. В тесной взаимосвязи с этой проблемой изучались особенности процессов горообразования и их роль в фанерозойской тектонической истории континентов; результаты исследования отражены в крупных статьях и монографиях<sup>2</sup>. Выполненные Ю.Г. Леоновым исследования легли в основу его докторской диссертационной работы “Корреляция и характерные особенности орогенных периодов и эпох тектогенеза (на примере среднего палеозоя и позднего кайнозоя)”, которую он защитил в 1979 г.

В научной и научно-организационной деятельности Ю.Г. Леонова в 80-е годы весьма существенное, если не основное, место занимала работа по составлению международных тектонических карт континентов и мира. В проводившихся исследованиях он выступал как автор, редактор и координатор работ международного авторского коллектива. Этот цикл работ, осуществленный совместно с академиком В.Е. Хаиным, завершился такими крупными обобщениями, как “Тектоническая карта мира, масштаба 1 : 45 000 000” (1984 г.); “Международная тектоническая карта мира”, масштаба 1 : 15 000 000 (1984 г.) и объяснительная записка к ней в виде монографии “Тектоника континентов и океанов”<sup>3</sup>, “Международная тектоническая карта Европы”, масштаб 1 : 5 000 000 (1996 г.).

Важным направлением научной деятельности Юрия Георгиевича, в котором проявился его талант организатора и ученого, стала внутриплитная тектоника и новейшая геодинамика платформ и складчатых поясов. После того, как он возглавил лабораторию тектоники платформ ГИНа (1989 г.), к исследованиям по этой тематике был привлечен широкий круг специалистов – не только из Геологического института АН СССР (РАН), но и из других организаций. Публиковавшиеся результаты этих исследований пробудили у геологов большой интерес к проблемам тектоники платформ (в том числе новейшей), что проявилось как в заметном росте количества статей по этой проблеме, так и в проведении ряда представительных тематических совещаний.

В серии фундаментальных статей, опубликованных в “Геотектонике”<sup>4</sup>, Ю.Г. Леоновым были рассмотрены принципиальные вопросы внутриплит-

<sup>2</sup> Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. № 2. С. 3–14. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 200 с. Леонов Ю.Г. Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 89–103. Леонов Ю.Г. Глобальные орогенетические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 33–71.

<sup>3</sup> Тектоника континентов и океанов / Под ред. Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина. М.: Наука, 1988. 245 с.

<sup>4</sup> Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20. Леонов Ю.Г. Миф об Урало-Оманском линейном элементе // Там же. 1994. № 5. С. 82–84. Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Там же. 2001. № 1. С. 36–59.



ной тектоники, в том числе те, которым ранее не придавалось особого значения. Обобщение Ю.Г. Леоновым данных о новейших и современных напряжениях внутри северо-западной части Евразийской плиты показало значительную роль их горизонтальной компоненты. Впервые (с мобилистических позиций) был поставлен вопрос о природе внутриплитных швов типа современного Урала, контролирующих распределение современных напряжений и являющихся понижающими степень монолитности литосферных плит факторами<sup>5</sup>.

Для исследования связи внутриплитных деформаций с процессами, происходящими на активных межплитных границах, в середине 90-х годов по инициативе Ю.Г. Леонова и под его руководством был создан творческий коллектив, состоящий из сотрудников ГИНа и МГУ (О.И. Гущенко, М.Л. Копп, Л.М. Расцветаев и др.). Проводившееся ими изучение Скифской плиты и юго-востока Русской плиты позволило получить принципиально новые данные о характере распределения в пространстве новейших напряжений, деформаций и горизонтальных перемещений, о последовательности сменяющих друг друга во времени и пространстве фаз деформаций.

Несомненные заслуги Ю.Г. Леонова в развитии теории внутриплитной тектоники и геодинамики естественным образом привели к тому, что он стал лидером, главой научной школы “Ключевые проблемы внутриплитной тектоники и геодинамики”. Одним из важных направлений деятельности школы является разработка учения об осадочных бассейнах. Заметным событием здесь стала публикация в 2004 г. крупной монографии “Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция”<sup>6</sup>, написанной коллективом ведущих в этой области специалистов. Ю.Г. Леонов являлся идейным вдохновителем работы, создателем творческого коллектива, одним из основных авторов монографии и ее научным редактором.

В разное время Ю.Г. Леонов возглавлял геологические работы в Сирии, занимаясь обобщением материалов по тектонике и составлением “Тектонической карты Сирии”, руководил проектами РФФИ по решению проблем внутриплитной тектоники, а также проектом по выяснению причин колебаний уровня Каспийского моря государственной программы “Глобальные изменения природной среды и климата”<sup>7</sup>.

Научные достижения Ю.Г. Леонова, полученные при разработке проблем геологии, региональной и теоретической тектоники, составлении тектонических карт материков и всего мира, получили высокую оценку. В декабре 1991 г. на первых выборах в Российскую академию наук Ю.Г. Леонова избрали членом-корреспондентом РАН, а 29 мая 1997 г. – действительным членом РАН по ОГГГН РАН (геология, тектоника).

<sup>5</sup> Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.

<sup>6</sup> Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова и Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

<sup>7</sup> Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 30–57.

С 1991 г. Ю.Г. Леонов работал в должности заместителя Академика-секретаря ОГГГН РАН по научно-организационным вопросам, а с 2003 г. является Академиком-секретарем ОНЗ РАН.

В 1994 г. Ю.Г. Леонов был избран директором Геологического института РАН. В это сложнейшее для отечественной науки время Ю.Г. Леонов сумел сохранить творческий коллектив Института, важнейшие направления его деятельности. Благодаря его организационному таланту Институт смог пережить самое сложное в своей истории время с минимальными потерями.

Помимо научной работы и многотрудной деятельности на посту Академика-секретаря ОНЗ Ю.Г. Леонов выполняет ряд других научно-организационных обязанностей, являясь членом или возглавляя российские и международные научные организации. Он имеет правительственные награды: орден Почета (1999 г.) и медали, награжден Бронзовой и Серебряной медалями ВДНХ СССР. Ю.Г. Леонов широко известен за рубежом, он – президент Подкомиссии тектонических карт и член бюро Комиссии геологической карты Мира при Международном союзе геологических наук.

Чрезвычайно широк спектр вопросов, где проявился выдающийся организаторский и научно-аналитический талант Ю.Г. Леонова. Возглавляя Отделение наук о Земле и Геологический институт РАН, он вникает в самые разнообразные научные проблемы – от внутреннего строения Земли до околоземного пространства. Будучи крупным специалистом прежде всего в вопросах тектоники, Ю.Г. Леонов свободно ориентируется во многих других областях геологии, тонко чувствует актуальность и приоритетность требующих решения научных вопросов.

Учитывая широкий круг научных интересов Ю.Г. Леонова, составители этого сборника сознательно старались привлечь к работе над ним специалистов в разных областях наук о Земле – тектонике, геодинамике, геофизике, осадочной геологии, рудообразовании, развитии биосферы. Разнообразие тем, проблем, рассматриваемых в статьях, собранных в едином сборнике, дает представление о многообразии и сложности геологических (в широком понимании) процессов, которые охватывают науки о Земле, позволяет почувствовать прямую или косвенную, опосредованную взаимосвязь между ними.

Представляется, что в перспективе главной задачей геологической науки будет создание комплексной теории развития Земли (в прошлом, настоящем и будущем), в которой были бы выявлены, установлены причинно-следственные связи, взаимоотношения между разнообразными геологическими процессами и явлениями – тектоническими, литологическими, биотическими и другими, оценена степень влияния на развитие Земли космических факторов.

Ю.Г. Леонов полон творческих сил. Им уже сделано в науке многое и нет сомнений, что его будущий вклад в развитие наук о Земле будет также весомым и значительным.

**ВОПРОСЫ  
ГЕОДИНАМИКИ, ТЕКТОНИКИ,  
СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ**

## ОБ ИСТОКАХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О КРУПНОМАСШТАБНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ И ИХ РОЛИ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТОГРАФИИ

Представление о том, что основным мотивом тектонической и геодинамической эволюции нашей планеты является циклическое чередование процессов формирования и распада суперконтинентов заняло центральное место в исторической геодинамике в 80–90 годы прошлого столетия в результате прогресса изотопно-геохронологического датирования пород докембрия, и с тех пор не перестает быть предметом интенсивного изучения со стороны международного сообщества геологов, геофизиков и геохимиков. Однако истоки этих представлений и связанных с ними концепций о цикличности по крайней мере двух подчиненных порядков [Хаин, 2000] могут быть прослежены достаточно далеко в глубь истории нашей науки, что и является основным предметом настоящей статьи.

Первой основополагающей работой такого направления является публикация 1892 г. французского геолога Марсея Бертрана “О деформациях земной коры” [Bertrand, 1892]. Он первым подметил то обстоятельство, что в разновозрастных складчатых горных сооружениях Западной Европы и Северной Америки наблюдается сходная и закономерная последовательность осадочных толщ, которые затем стали именоваться формациями, а именно: аспидные сланцы–флиш–молассы. Это дало основание Бертрону выделить четыре генерации складчатых горных сооружений и, соответственно, четыре тектонических цикла: гуронский, каледонский, герцинский и альпийский. Гуронский цикл оказался выделенным не вполне удачно, из-за недостаточной изученности докембрия и в какой-то мере был заменен выделенным позднее Н.С. Шатским [1932] байкальским, а три остальные получили широкое признание. На их основе сначала Э. Ог, а затем Г. Штилле предприняли общее тектоническое районирование Европы с расчленением ее в схеме Штилле на Прото-, Палео-, Мезо- и Неоевропу.

И хотя в дальнейшем распространение предложенной М. Бертраном тектонической периодизации фанерозоя на другие континенты подверглось критике и было дополнено, в частности, выделением киммерийского (индосинийского) цикла, оно в общем сохранило свое значение донныне.

Второй основополагающей работой рассматриваемого направления следует считать работу Г. Штилле 1944 г. “Геотектоническое расчленение истории Земли” [Stille, 1944]. В этой работе мы находим, по существу, истоки представлений о тектонической цикличности всех трех высших рангов, включая циклы, выделенные ранее М. Бертраном, а также идею о существовании в истории Земли суперконтинентов. Такой суперконтинент, назван-



ный Мегатеей, Штилле выделил в качестве эпизодического, т.е. продукта “альгомской революции”, произошедшей, по его представлению, после карелия, т.е. на рубеже раннего и среднего протерозоя, по современным данным. Вместе с тем, он допускал, что первый такой суперконтинент мог появиться уже раньше, после “лаврентьевской революции”, т.е. после архея.

Распад суперконтинентов означал глобальную перестройку структурного плана земной коры, и ее Штилле назвал  $\alpha$ -регенерацией. И проявление такой регенерации дало ему основание разделить всю историю Земли сначала на два, затем на три больших периода (мегахрона): протогей, заканчивающийся лаврентьевской революцией и включающий архей; дейтерогей заканчивающийся альгомской революцией и соответствующий раннему протерозою, и неогей, отвечающий среднему и позднему протерозою и фанерозою. В дальнейшем объем этих подразделений и их геохронологических и стратиграфических эквивалентов стремился уточнить Ч.Б. Борукаев [Борукаев и др., 1977; Борукаев, 1985], но не вполне удачно.

Формирование суперконтинентов Штилле называл  $\alpha$ -консолидациями, а распад –  $\alpha$ -регенерациями. Два первых его “больших периода” вполне соответствуют современным суперконтинентальным циклам, т.е. циклам Вилсона. Границы циклов Бертрана именуются Штилле  $\beta$ -консолидациями и  $\beta$ -регенерациями, а  $\gamma$ -регенерации, имеющие, по его мнению и мнению Ч.Б. Борукаева, региональное значение, отвечают, очевидно, орогеническим фазам.

Для понимания соотношений циклов первого ( $\alpha$ ) и второго ( $\beta$ ) порядков важное значение имело высказывание Н.С. Шатского в Объяснительной записке к Тектонической карте СССР [Шатский и др., 1957]. Он отметил, что из трех фанерозойских циклов Бертрана основное значение имел герцинский и что по отношению к нему каледонский был как бы подготовительным, а альпийский – заключительным. Иначе говоря, эти циклы являются элементами более крупного цикла. Именно такой вывод, опираясь на взгляды Н.С. Шатского, сделал автор этих строк в 1958 г. [Хаин, 1958]. Используя, вместе с тем, накопившиеся к тому времени данные по докембрию, я высказал предположение о возможности выделения в докембрии еще 4–5 таких крупных циклов порядка неогей Штилле.

В работах ряда русских исследователей, опубликованных в 50-е–60-е годы прошлого века, особое внимание обращалось на значение рубежа, отвечающего карельскому диастрофизму на границе раннего и среднего протерозоя, т.е. “альгомской революции” Штилле. Дело в том, что с этим рубежом совмещалась нижняя граница рифейской группы осадочных отложений, столь широко распространенных на территории бывшего Советского Союза. Именно к этому рубежу завершилась кратонизация фундамента Сибирской и в основном Восточно-Европейской древних платформ. Поэтому его значение и подчеркивали в своих работах А.А. Богданов, В.В. Меннер и Н.А. Штрейс, Е.В. Павловский. А в работе 1950 г. А.В. Пейве и В.М. Сеницын [1950] высказали мысль, что «в результате дорифейского развития...была сформирована единая метаморфическая оболочка континентов (“панплатформа”)». Легко видеть, что эта “панплатформа” вполне соответствует штиллерской Мегатее, т.е. эпираннепротерозойскому суперконтиненту.

Под влиянием впечатления о единстве всей рифейской истории двух североевразийских кратонов, советские стратиграфы изгнали средний протерозой из нашей стратиграфической шкалы докембрия и объединили весь рифей вместе с вендом в понятие верхнего протерозоя. Между тем, накопление новых изотопных датировок привело наших зарубежных коллег к выделению в качестве одного из важнейших тектонических рубежей в докембрии гренвильского рубежа, около 1 млрд лет назад, как завершающего средний протерозой. Мало того, появилось и надолго утвердилось представление о том, что к этому рубежу все существовавшие к концу раннего протерозоя континенты вместе с гренвильскими гранулитогнейсовыми поясами спаялись в единый суперконтинент, получивший название Родинии. Именно с распада Родинии, а не Мегатеи, по мнению большинства современных исследователей, началась новейшая история Земли, которую Штилле назвал неогеем.

Итак, в течение 70-х и, более определенно, к середине 80-х годов стало складываться представление о существовании в докембрийской истории Земли нескольких суперконтинентов – предшественников классической вегенеровской Пангеи. Критериями выделения таких суперконтинентов были разломные и дискордантные по отношению к внутренней структуре составлявших их континентальных блоков ограничения (например, гранит-зеленокаменные блоки архея), развитие на их поверхности после слияния в суперконтинент континентальных осадков и вулканитов или отсутствие таковых, а также подвижных поясов, содержащих офиолиты. С эпохами становления суперконтинентов совпадают, по изотопно-геохронологическим данным, пики корообразования [Condie, 1998; Condie et al., 2001]. А критериями распада суперконтинента служили, в частности, рои даек, а также излияния платобазальтов и кольцевые плутоны ультраосновных–щелочных пород [Yale, Carpenter, 1998].

Это представление о множественности суперконтинентов развивалось теперь уже на фоне господства мобилистских взглядов, в то время как ранее их образование, существование и распад трактовались с фиксистских позиций. При этом распад суперконтинента с заложением “ортогеосинклиналей” и образованием “молодых океанов” рассматривались Г. Штилле и другими фиксистами как результат обрушения (Umbruch, по Штилле) блоков континентальной коры, а для Тихого океана делалось исключение – он считался древним, чуть ли не изначально существовавшим.

В 1966 г. канадский геофизик Дж.Т. Вилсон в своей ставшей знаменитой статье о повторном раскрытии Атлантики [Wilson, 1966] нарисовал схему стадийного развития литосферы, начинающуюся с распада континента, раскрытия океана и заканчивающуюся закрытием этого океана и воссозданием единого континента. С легкой руки Дж. Дьюи [Dewey, 1975] эта последовательность событий стала известна как цикл Вилсона и приобрела значение классической.

В 1985 г. И. Николайсен [Nicolaysen, 1985], в 1992 г. автор этих строк [Хайн, 1992] и в 1994 г. К. Данкен и Д. Теркот [Duncan, Turcotte, 1994] пришли к выводу о тождестве суперконтинентальных циклов и циклов Вилсона, неза-

висимо от того, что принимать за начало таких циклов – распад или становление суперконтинента.

Сама концепция многократного образования и распада суперконтинентов в истории Земли стала особенно популярной после публикации статьи Дж. Мэрфи и Р. Нэнса [Murphy, Nance, 1992]. Однако, не подвергая сомнению основной тезис о многократности образования и распада суперконтинентов в докембрии, исследователи до сих пор расходятся во мнении, сколько таких суперконтинентов существовало и когда именно они образовывались. Эти разногласия касаются, в частности, времени становления первого такого суперконтинента. Ч.Б. Борукаев [Борукаев и др., 1977] и много позже Дж. Роджерс [Rogers, 1996] высказали предположение, что первый такой суперконтинент, который Роджерс назвал Ур, т.е. древнейший, появился на Земле уже около 3,0 млрд лет тому назад. Его наиболее хорошо сохранившимися фрагментами считаются эписреднеархейские континентальные блоки Каапвааль в Южной Африке и Пилбара в Западной Австралии. Их бывшее единство убедительно подтверждается сходством разрезов верхнеархейского осадочного чехла, включая прослой со сферулами – продуктами астероидного импакта [Byerly et al., 2002]. Другие фрагменты того же гипотетического суперконтинента усматриваются в Южной Индии и Восточной Антарктиде.

Но значительно более достоверным считается образование подобного суперконтинента к концу архея – началу протерозоя. Этот суперконтинент получил название Моногея (Сорохтин, Ушаков) или Пангея 0 (Хаин, Божко). Судя по почти полному отсутствию подвижных поясов в первой половине раннего протерозоя, кроме Западно-Африканского – Гвианского, этот суперконтинент просуществовал более или менее монолитно до примерно 2,2–2,0 млрд лет т.н., а потом начал подвергаться распаду уже с образованием многочисленных подвижных поясов – вторичных океанов. К концу раннего протерозоя, т.е. к 1,7–1,65 млрд лет т.н. эти океаны закрылись и возник новый суперконтинент, тот самый, который еще Г. Штилле окрестил Мегагеей, а мы с Н.А. Божко назвали Пангеей I; его именуют также Колумбией. Однако некоторые исследователи [Божко, 2001; Yale, Carpenter, 1998] допускают образование промежуточного между эпиархейским и эпираннепротерозойским суперконтинента на рубеже 2,2 млрд лет т.н., что представляется, однако, сомнительным.

Спорным считается и вопрос о том, является ли следующим в геологической истории суперконтинентом эпимезопротерозойская Родиния, или в середине среднего протерозоя, после распада Мегагеи, возник самостоятельный суперконтинент, затем распавшийся, в свою очередь, с образованием гренвильских океанов, и воссозданный на рубеже мезо- и неопротерозоя в виде Родинии. Думается, что ближе к истине вторая точка зрения, с оговоркой, что распад Мегагеи в первой половине мезопротерозоя, т.е. в раннем рифее нашей стратиграфической шкалы, был неполным и это облегчило создание нового суперконтинента.

Но тут приходится признать, что вокруг проблемы существования самой Родинии, времени ее становления, конкретной конфигурации и начала распада в настоящее время идет оживленная дискуссия с участием ученых мно-

гих стран, вовлеченных в соответствующий международный проект. Первоначальные построения П. Хоффмана и И. Диеза с соавторами, допускавшие примыкание Австралии–Антарктиды к западу Северной Америки–Лаврентии, а Южной Америки–Амазонии к востоку Лаврентии, ныне вызывают все большие сомнения и им выдвигаются альтернативы, например, примыкание к Лаврентии Сибири [Pisarevsky, Natapov, 2003]. В недавней работе А. Крёнера и У. Кордани [Kröner, Cordani, 2003] вообще отрицается вхождение Африки, Мадагаскара, Индии и Южной Америки в состав Родинии, а тогда что же от нее останется? Если все же допустить существование единой Родинии, в том или другом виде, то когда начался ее распад? Первоначально он датировался 750–700 млн лет, возможно, ~850–800 млн лет, т.е. не раньше середины позднего рифея. Но затем появились цифры порядка 1,0 млрд лет для офиолитов Алтае-Саянской области [Khain et al., 2002] и Юго-Восточного Китая, но относятся ли они к внутренним районам Родинии или к ее периферии, остается пока неясным.

В недавно опубликованной работе международного коллектива палеомагнитологов [Pesonen et al., 2003] впервые предлагается серия палеомагнитных реконструкций для всего раннего и среднего протерозоя, но материал, положенный в их основу, все еще остается слишком ограниченным. Ревизию имеющихся палеомагнитных данных по Родинии недавно же приняли Дж. Меерт и Т. Торсвик [Meert, Torsvik, 2003], а Дж. Пайпер [Piper, 2000] предложил ее альтернативную реконструкцию, которую он назвал Палеопангеей, подчеркивая, что предложенная им реконструкция в известной мере повторяет конфигурацию вегенеровской Пангеи. Вообще говоря, с моей точки зрения, подобные реконструкции (но не обязательно пайперовские) выглядят правдоподобнее, чем те, которые требуют больших разворотов континентальных блоков за короткое геологическое время (вроде SWEAT Мурса).

Далее встает вопрос, была ли Родиния последним докембрийским суперконтинентом. Ряд исследователей, начиная с Ф. Соукинса [Sawkins, 1976] и включая Н.А. Божко [2001] и В.Н. Пучкова [1999], допускают образование суперконтинента, называемого Паннотией, в конце неопротерозоя и к началу кембрия в результате проявления байкальского–кадомского орогенеза. С достоверностью можно лишь утверждать, что к этой дате завершилось образование мегаконтинента Гондвана, но примкнули ли к нему другие материки, в частности Балтика и Сибирь, представляется сомнительным, так как данные по Прото- и Палеотетису и Палеоазиатскому океану скорее говорят об обратном.

От решения вопроса о числе и возрасте докембрийских суперконтинентов зависит и вопрос о длительности соответствующих их образованию и распаду циклов Вилсона. Оценки длительности этих циклов колеблются от 600 до 300 млн лет, причем нет уверенности, что эта длительность не менялась во времени. Наиболее подробно данный вопрос рассмотрел Н.А. Божко [2001]. Опираясь на построения астронома Ю.В. Баркина, он выделил, начиная с 3,5 млрд лет, восемь суперциклов, определив их продолжительность в 395 млн лет. Ясно, во всяком случае, что она в 2–3 раза превышала дли-



тельность циклов Бертрانا и что эти последние представляют циклы подчиненного порядка по сравнению с циклами Вилсона. Довольно очевидно и различие между ними в геодинамическом смысле – если циклы Вилсона охватывают всю историю крупного океана, от его раскрытия до закрытия, то циклы Бертрана проявляются в раскрытии и закрытии его окраинных морей, т.е. в частичном закрытии такого океана. И лишь в частных случаях, например, в случае океана Япетус, эти циклы могут совпадать.

Почти одновременно с появлением понятия о суперконтинентах началось обсуждение вопроса о глубинном механизме их образования и распада. Что касается распада, то Д. Андерсон [Anderson, 1982], видимо, первым, высказал мысль о том, что его причиной мог быть разогрев астеносферы под мощным покровом слаботеплопроводной континентальной коры. В дальнейшем к участию в подобных событиях были привлечены суперплюмы – например, в современную эпоху подобный суперплюм, зарождающийся, скорее всего, на границе мантии и ядра, откалывает от Африки Сомалийскую плиту, а до этого он же вызвал отделение от нее Аравии. Само же появление под центром суперконтинента суперплюма могло быть вызвано, как полагают некоторые исследователи, возникновением вокруг суперконтинента сплошного кольца зон субдукции с их центростремительным погружением. Обратный же процесс воссоздания суперконтинентов может быть объяснен, наряду с отмиранием внутренних зон спрединга и “подпирающих” их плюмов, действием суперплюма в пределах Панталассы, наподобие современного суперплюма в юго-западной части Тихого океана (как бы сгоняющего отдельные континенты и побуждающего их к столкновению, как то опять же происходит сейчас с Австралией и Юго-Восточной Азией).

Что касается циклов Бертрана, то следует учитывать, прежде всего, их проявление, в основном, в середине циклов Вилсона, когда в результате распада суперконтинента образуются вторичные, межконтинентальные, океаны типа Тетиса и действуют процессы субдукции и задугового спрединга. При этом, как показывают данные сейсмотопографии, “корни” даже осевых для таких океанов зон спрединга и осложняющих их плюмов, а также и глубины проникновения зон субдукции не выходят за пределы верхней границы нижней мантии. Таким образом, если за судьбы суперконтинентов ответственны процессы общемантийной конвекции, то процессы, с которыми связано проявление циклов Бертрана, скорее всего обязаны верхнемантийной конвекции. Иначе говоря, следует допустить, что в периоды распада суперконтинентов общемантийная конвекция сменяется двухрусной.

Нам остается здесь сказать о циклах Штилле, которые автор определил как интервалы между выделенными этим ученым орогенетическими фазами, т.е. пиками интенсивности тектономагматической активности. Их длительность составляет порядка 30 млн лет, а реальность подтверждается, как показал Н.Л. Добрецов [1997], изотопно-геохронологическими датировками магматитов и метаморфитов. Орогенетические фазы в развитии подвижных поясов могут выражаться, в частности, в столкновении вулканических дуг между собой или с окраинами континентов – например, Тагильско-Магнитогорской дуги Урала с окраиной Восточно-Европейского континента, в то

время как циклы Бертрана завершаются событиями более крупного масштаба – например, коллизией микроконтинента Западная Авалония тогда же с окраиной Лаврентии, приведшей к окончанию формирования орогена Северных Аппалачей и Ньюфаундленда. При этом, надо иметь в виду, что один из циклов Бертрана может являться заключительным для цикла Вилсона, например, герцинский для большей части Палеоазиатского океана, а одна из орогенических фаз – заключительной для цикла Бертрана, как, например, акадская фаза в приведенном примере Северных Аппалачей.

Рассуждая, по аналогии с циклами Вилсона и Бертрана, и принимая во внимание иерархию геодинамических систем, разработанную М.А. Гончаровым [1999], можно было высказать предположение, что глубинный механизм, ответственный за проявление циклов Штилле, функционирует непосредственно в самой верхней подвижной оболочке Земли – астеносфере. В этом случае было бы логичным связывать конвекцию и плюмы, вызывающие циклы Бертрана, с переходной зоной между верхней и нижней мантией, в которой К. Аллегр [Allégre, 2002] предполагает существование самостоятельной конвекционной системы. Можно предположить также, что в направлении от поверхности ядра к подошве литосферы в земной коре происходит скачкообразное уменьшение размеров конвективных ячеек, как по латерали (длина волны), так и по вертикали.

Таково в краткой форме развитие и современное состояние представлений о крупномасштабной тектонической цикличности и о ее возможном глубинном механизме. Теперь, о той роли, которую эти представления сыграли в развитии тектонической картографии, имея в виду при этом обзорные тектонические карты крупных стран, континентов и мира в целом.

Выше уже отмечалось, что разработанное М. Бертраном понятие о таких тектонических циклах, как каледонский, герцинский и альпийский, явилось теоретической предпосылкой для предпринятого Э. Огом, а затем Г. Штилле, первого опыта районирования Европы на области, различающиеся по возрасту, – в соответствии с классификацией Бертрана, – заключительной складчатости, после которой на площади этой области установился платформенный тектонический режим. Этот же принцип был позднее использован при составлении тектонических карт Советского Союза, Северной Америки, Африки, Австралии, “Международной тектонической карты Европы” первых двух изданий. Он был сохранен для континентов и при составлении первой “Международной тектонической карты мира” в масштабе 1 : 15 000 000 и “Тектонической карты мира” в масштабе 1 : 45 000 000, где для океанов уже было принято расчленение по возрасту их ложа в соответствии с датировками полосовых магнитных аномалий. В составлении этих двух последних карт, как и третьего издания “Международной тектонической карты Европы”, самое активное творческое участие принимал Юрий Георгиевич Леонов, которому и посвящен настоящий сборник.

Следует отметить, что на карте мира, как и на готовящейся в настоящее время к печати карте Азии, бертрановские названия тектонических циклов пришлось заменить на обычные стратиграфо-геохронологические, в связи с тем, что за пределами Европы применение таких терминов, как каледониды,

герциниды и т.п., может вызвать недопонимание. А в отношении раннего докембрия уже на первых международных картах пришлось использовать понятия “архей” и “ранний протерозой”, но, по существу, каждое из них отвечает одному из циклов Вилсона.

На всех ранних тектонических картах разновозрастные орогены подразделяются на структурные ярусы, которые по смыслу должны были соответствовать отдельным стадиям развития подвижных поясов – геосинклиналей, в старой терминологии. Границы структурных ярусов, в природе совпадающие со структурными несогласиями, в свою очередь должны были совпадать с орогеническими фазами. Таким образом, если выделение разновозрастных орогенов неогей в целом проводилось в соответствии с циклами Бертрана, а для раннего докембрия – с циклами Вилсона, то их более дробное подразделение отвечало циклам Штилле. В дальнейшем, в связи с заменой фиксистой геосинклинально-платформенной идеологии на мобилистскую, подразделения ранга структурных ярусов стали наполняться несколько иным содержанием – их последовательность должна была отражать смену геодинамических обстановок накопления литологических формаций, которыми, впрочем, оставались те же флиш, моласса, разные типы магматитов и т.п.

Однако возобладание мобилизма побудило не только к модификации легенд тектонических карт, но и к попыткам создания таких карт принципиально нового типа. Так появилась у нас “Тектоническая карта Северной Евразии” под редакцией А.В. Пейве и А.Л. Яншина. Главная идея, положенная в ее основу, заключалась в эволюции земной коры от океанской к континентальной, и, соответственно, на карте выделялись области с разным временем формирования континентальной коры. Но так как завершение этого процесса, как правило, совпадало с завершением отдельных циклов Бертрана, например, в девоне – с концом каледонского цикла, это районирование де-факто не очень отличалось от традиционного.

Более радикальным отказом от последнего характеризовалась “Геодинамическая карта СССР” под редакцией Л.П. Зоненшайна, Н.В. Межеловского и Л.М. Натапова. На ней основные – цветовые – обозначения были использованы для показа литологических формаций, возникших в разных геодинамических обстановках, и лишь их оттенки – для отражения возрастных отличий. В результате эта карта потеряла наглядность показа исторической последовательности формирования орогенов, т.е. утратила одно из необходимых качеств обзорных тектонических карт – историчность. Очевидно, осознав эту опасность, авторы новой “Тектонической карты Северной Америки” сохранили использование основных цветовых обозначений для отражения возраста структурных и геодинамических подразделений.

В общем, можно констатировать, что крупномасштабная цикличность продолжает оставаться основой международных тектонических карт. В непосредственном виде она используется для обозначения разновозрастных орогенов, а подразделения платформенных чехлов и ложа современных океанов должны согласовываться с возрастным расчленением орогенов и слагающих их структурных элементов.

## Литература

- Божко Н.А. Суперконтинентальные циклы, эпизоды роста коры и глобальные геодинамические инверсии в эволюции биполярной Земли // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Материалы науч. совещ. Иркутск, 2001. С. 33–35.
- Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Борукаев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А. Докембрий континентов: Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 263 с.
- Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит к геодинамике подчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
- Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина крупной геологической периодичности и глобальных перестроек // ДАН. 1997. Т. 357, № 6. С. 797–800.
- Пейве А.В., Сеницын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 4. С. 28–52.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 1999. 145 с.
- Хайн В.Е. О крупных и крупнейших циклах в истории Земли // Науч. докл. высш. шк.: Геол.-геогр. науки. 1958. № 1. С. 25–33.
- Хайн В.Е. Циклы Вилсона и циклы Бертрана // ДАН. 1992. Т. 325, № 3. С. 357–359.
- Хайн В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3–14.
- Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1932. Т. 10, № 3/4. С. 476–509.
- Шатский Н.С., Богданов А.А., Муратов М.В. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М: Госгеолтехиздат, 1957.
- Acenolaza F.G., Miller H., Toselli A.I. Proterozoic – Early Paleozoic evolution of western South America – a discussion // Tectonophys. 2003. Vol. 354. P. 121–137.
- Allègre C. The evolution of mantle mixing // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 2002. Vol. A 360. P. 2411–2421.
- Anderson D.L. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid // Nature. 1982. Vol. 297. P. 391–393.
- Bertrand M. La déformation de l'écorce terrestre // C.r. Acad. sci. 1892. T. 164.
- Byerly G.R., Lowe D.R., Wooden J.L., Xie X. An Archean impact layer from the Pilbara and Kaapvaal cratons // Science. 2002. Vol. 297. P. 1325–1327.
- Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 163. P. 97–108.
- Condie K.C., Des Marais D.J., Abbott D. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in carbon isotopes and paleoclimates // Precamb. Res. 2001. Vol. 106. P. 239–260.
- Dalziel I.W.D., Lawver L.A., Murphy J.B. Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 178. P. 1–11.
- Dewey J.F. The Wilson cycle // Geol. Soc. Amer. Abstr. a. Program. 1975. Vol. 7(1). P. 48–49.
- Duncan C.C., Turcotte D.L. On the break-up and coalescence of continents // Geology. 1994. Vol. 22, N 2. P. 103–106.
- Kah L.C., Bartley J.K. Rodinia and the Mesoproterozoic earth-ocean system (preface) // Precamb. Res. 2001. Vol. 111. P. 1–3.
- Karlstrom K.E., Ahäll K.-I., Harlan S.S. et al. Long lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extension to Australia and Baltica, and implications for defining Rodinia // Precamb. Res. 2001. Vol. 111. P. 5–30.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of the central Asia fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 199. P. 311–325.
- Kröner A., Cordani U. African, South Indian and South American cratons were not part of Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology // Tectonophysics. 2003. Vol. 375. P. 325–352.
- Loewy S., Connelly J.N., Dalziel J., Gower C.F. Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology // Tectonophysics. 2003. Vol. 375. P. 168–197.



- Meert J.G., Torsvik T.H.* The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 375. P. 261–288.
- Murphy J.D., Nance R.D.* Mountain belts and the supercontinent cycle // *Scient. Amer.* 1992. Vol. 266. P. 84–91.
- Nicolaysen I.O.* On the physical basis for the extended Wilson cycle in which most continents coalesce and then disperse again // *Geol. Soc. S. Afr. Transactions*. 1985. Vol. 88. P. 562–580.
- Pesonen L.J., Elming S.A., Mertansen S.* et al. Paleomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 275. P. 289–324.
- Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Palaeopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 176. P. 131–146.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M.* Siberia and Rodinia // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 375. P. 221–245.
- Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D., Harris L.B.* Late Mesoproterozoic (ca 1.2 Ga) palaeomagnetism of the Albany-Frazer orogen: no pre-Rodinia Australia-Laurentia connection // *Geophys. J. Int.* 2003. Vol. 155. P. F6–F11.
- Rogers J.J.W.* A history of the continents in the past three billion years // *Geology*. 1996. Vol. 104. P. 91–107.
- Sawkins F.J.* Widespread continental rifting, some considerations of timing and mechanism // *Geology*. 1976. Vol. 4. P. 427–430.
- Stille H.* *Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte*. Berlin, 1944.
- Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then re-open? // *Nature*. 1966. Vol. 211. P. 676–681.
- Yale L.B., Carpenter S.J.* Large igneous provinces and giant dike swarms: proxies for supercontinent cyclicity and mantle convection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 163. P. 109–122.

## НЕКОТОРЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ЗЕМЛИ

### ВВЕДЕНИЕ

В 2001 г. увидел свет капитальный труд: “Фундаментальные проблемы общей тектоники” [Фундаментальные..., 2001], привлечший внимание геологической общественности. В книге освещен широкий круг вопросов, касающихся глубинной тектоники и геодинамики, цикличности и направленности планетарных тектонических процессов, аккреционной тектоники, рифтогенеза, влияния на тектогенез внеземных факторов и процессов в ядре, структурообразующей роли нелинейной геодинамики и ряд других. Однако некоторые существенные темы не вошли в содержание книги или могут быть дополнены новыми данными и соображениями. Отдельные из них и рассматриваются автором ниже.

### ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

1. В последнее десятилетие в геотектонике широчайшее распространение получила идея плюмов. Соответствующее направление японскими геофизиками названо “плюмтектоникой”. Речь шла о вертикальных тепломагнетоспотоках, идущих от ядра планеты к земной коре. Вообще говоря, идея не новая, но мы на этом останавливаться не будем, поскольку в литературе это уже обсуждалось [Шолпо, 2002]. Заметим, однако, что введение понятия “плюмтектоника” не может считаться правомерным, поскольку к тектонике имеют отношение лишь те явления, суть которых составляют тектонические движения и созданные ими структуры. Плюмы, как и, например, конвективные процессы, – это область физики Земли, но не тектоники.

Плюмам посвящена огромная литература, что связано с простотой ссылки на них при объяснении тех или иных геологических явлений, прежде всего из области магматической геологии. Но есть один аспект, а именно: глубинная энергетика, для которой представление о плюмах принципиально важно.

В 2004 г. появилась публикация, посвященная плюмам, зарождающимся внутри глубинной мантии на разных уровнях – от 2800 до 650 км [Montelli et al., 2004]. В основе определения глубин лежат данные сейсмо томографии. Учтено 32 плюма, приводятся сведения об их радиусе, а также о степени выраженности плюма на разной глубине. По уровням зарождения плюмов выделяется шесть групп (таблица).

Авторы оговариваются, что в некоторых (немногих) случаях корни плюмов могут быть глубже, чем показано, но общей картины это не меняет. Во

## Глубины зарождения плюмов в нижних областях мантии\* по: [Montelli et al., 2004]

Глубина зарождения, км	Местоположение	Общее количество
2800	Вознесения (100)*, Азорский (300), Канарский (400) Кораллового моря (300), Пасхи (400), Самоа (200), Южная Ява (200), Таити (300)	8
2350	Крозе (400), Гавайи (300), Кергелен (400)	3
1900	САХ 15° и 25° с.ш., 45° з.д. (200), Индийский океан 35° ю.ш., 100° в.д. (400), Реюньон (200), о-ва Зеленого Мыса (300)	4
1450	Афар (200), Буве (400), о-ва Кука (200), Хуан Фернандес (300)	4
1000	Каролинский (300), Кокосовые острова (200), Этна (200), Соломоновы острова (–), Галапагос (300), Гайнан (200), Исландия (100), Хуан де Фука (100), Луисвиль (300)	9
650	Бови (100), Эйфель (100), Восточно-Австралийский (100), Сейшелы (–)	4
		32

\* В скобках – радиусы плюмов, км

всех случаях, кроме глубины 2800 км, очевидно, что плюмообразующий энергетический очаг зарождается во внутримантийных геосферах. В этом автор видит подтверждение намеченной им модели мантийной геодинамики [Пуцаровский, 2000, 2001; Пуцаровский Ю., Пуцаровский Д., 1999 и др.]. Основные положения модели сводятся к следующему.

Исходной позицией является открытие в конце прошлого века фундаментального тектоногеодинамического свойства геосфер Земли как неравновесных неустойчивых открытых систем. Выявленные сейсмотомографией глубинные неоднородности отражают неодинаковые прежде всего по физическим свойствам мантийные массы. Плотностные и вязкостные градиенты в мантийных массах, находящихся в условиях постоянных стрессов, вызывают латеральное движение материала, сопровождающееся срывами и образованием структур тектонического скупивания в одних местах и растяжения – в других. В ходе движения масс в обстановке особенно мощных стрессов из-за сил трения система может перейти в экстремальное, закритическое состояние с образованием обособленного энергетического очага. Такой механизм объясняет зарождение плюмов на любых мантийных глубинах.

2. Предыдущее подводит вплотную к проблеме тектонического течения мантийных и коровых масс. Основоположником доктрины тектонического течения является А.В. Пейве, сформулировавший в 1961 г. положение о том, что земная кора и верхняя мантия состоят из блоков, разграниченных не только вертикальными тектоническими поверхностями, но и горизонталь-

ными, по которым блоки движутся по латерали. А.В. Пейве отмечал, что размеры блоков могут быть очень большими [Пейве, 1961]. Само понятие, как таковое, им введено позже, в 1967 г. [Пейве, 1967]. В настоящее время это понятие охватывает процессы пластического, твердопластического и разрывно-глыбового перемещения масс горных пород.

Целый ряд принципиальных разработок в отношении тектонического течения принадлежит А.В. Лукьянову [1980, 1991, 1999]. Он развил мысль А.В. Пейве, что “первым и важным свойством тектонических движений является *дифференциальный характер перемещения блоков*” [Пейве, 1967, с. 12]. Им обращено внимание на многопорядковость тектонического течения, вовлечение в движение крупных и мелких блоков и пластин, неоднородность как в пространстве, так и во времени проявления процесса движения, существенная роль в котором принадлежит появляющимся и исчезающим жидким фазам. Констатируется также, что “процесс реорганизации структуры происходит на многих уровнях литосферы” и что “каждый уровень влияет на соседние, в результате чего в поверхностных структурах запечатлена интерференция разноглубинных процессов тектонического течения” [Лукьянов, 1999, с. 285].

Общие положения доктрины тектонического течения содержатся также в работах Л.М. Расцветаева [2002].

В статье Ю.Г. Леонова [1997], посвященной тектонической мобильности коры платформенных областей, акцентируется внимание на наличии в ней явлений тектонического течения в горизонтальной плоскости, включая надвигообразование в нижней коре.

Проблема объемного тектонического течения с большой обстоятельностью рассмотрена в работах М.Г. Леонова [2001 и др.]. Основной механизм тектоники течения видится им (в пределах континентов) “в латеральном перераспределении горных масс на разных уровнях континентальной тектоносферы в неоднородном поле напряжений, вызванном как ее внутренней неоднородностью, так и приложением внешних сил” [Леонов, 2001, с. 135].

Принцип тектонического течения – это важнейшая основа исследований в области тектонической расслоенности литосферы вообще и покровно-складчатых поясов, в частности. В океанских областях тектоническое течение проявляется главным образом в форме спрединга и сопровождающих его движениях межразломных блоков. В последнем случае мы имеем дело с особенно крупным проявлением тектонического течения. Автор полагает, что имеется еще один вид тектонического течения крупнейшего порядка – движение континентов [Пушаровский, 2004]. К такому заключению оказалось возможным подойти на основе данных о движении микроконтинентов и таких крупных континентальных отторженцев, как Гренландия, Цейлон, Индостан и др. Обособленное движение континентов представляет собой разрывно-глыбовый тип тектонического течения, проявляющийся на мегауровне. Соответствующие геодинамические обстановки создаются эндогенной энергией, поступающей из земного ядра или рожденной в мантии (см. выше), а также воздействием на Землю ротационного и космических факторов. В итоге возникает картина сложного разноглубинного тектонического течения в мантийных геосферах, варьирующего от небольших масштабов до

очень больших, способных перемещать континенты или их крупные части. Один из основных выводов нашей работы – тектоническое течение свойственно любому уровню мантии. Иными словами, *тектоносфера охватывает всю мантию Земли*, а не только литосферу или верхнюю мантию [Пуцаровский, 2000, 2001; Пуцаровский Ю., Пуцаровский Д., 1999].

Предпосылкой обособленного движения континентальных глыб являются их особые физические и геологические свойства в сравнении с окружающими массами геосфер, также движущимися, но в особом режиме.

В связи с неравновесным энергетическим состоянием мантии, энергия конкретного очага во времени может меняться, что отразится на особенностях тектонического течения. Проблема пространства при движении континентов или их фрагментов решается при допущении пространственного перераспределения окружающих геосферных массивов.

Внося ясность в соотношение процессов конвекции и тектонического течения, отметим, что конвекция является механизмом передачи энергии очага. Это явление физическое, но не тектоническое. Спрединговый процесс обязан конвекции. Именно он вызывает главное тектоническое структурообразование в океанах, представляющее следствие тектонического течения коровых и мантийных масс.

Отмеченные глубинные тектоногеодинамические явления осложняются дополнительным воздействием на них нелинейных геодинамических факторов.

3. Уже упоминалось, что тектоническое течение индуцируют не только эндогенные энергетические процессы, но также ротационный фактор, что давно стало общепризнанным. Однако, наряду с ними, в последнее время начали придавать серьезное значение также космическим воздействиям на тектогенез. В.Е. Хаин усматривает три аспекта космического воздействия на Землю.

“Первый аспект – это взаимодействие Земли с ближним космосом, прежде всего с ее спутником Луной. К влиянию ближнего космоса можно также отнести воздействие на Землю падения метеоритов, астероидов и столкновение с Землей комет.

Второй аспект – влияние на Землю процессов, происходящих на Солнце: инсоляции, солнечного ветра и изменений параметров ее обращения по околосолнечной орбите (эксцентриситета орбиты, наклона оси вращения, прецессии).

Третий аспект – влияние на Землю газопылевых скоплений, встречаемых ею в составе Солнечной системы на пути по галактической орбите” [Хаин, 2003, с. 321].

Наиболее разработанным фактором в этом смысле, по-видимому, является приливное воздействие на тектогенез системы Земля–Луна, чему посвящен ряд публикаций Ю.Н. Авсюка [1993, 2001]. В данной статье мы коснемся лишь возможного воздействия на тектогенез падения на Землю астероидов и столкновения Земли с кометами. Значение этого фактора в случае падения тел большого размера безусловно велико. Именно с ним ставятся в связь глобальные катастрофы, фиксируемые, например, в среднем девоне или на рубеже пермского и триасового периодов, а также мела и палеогена.

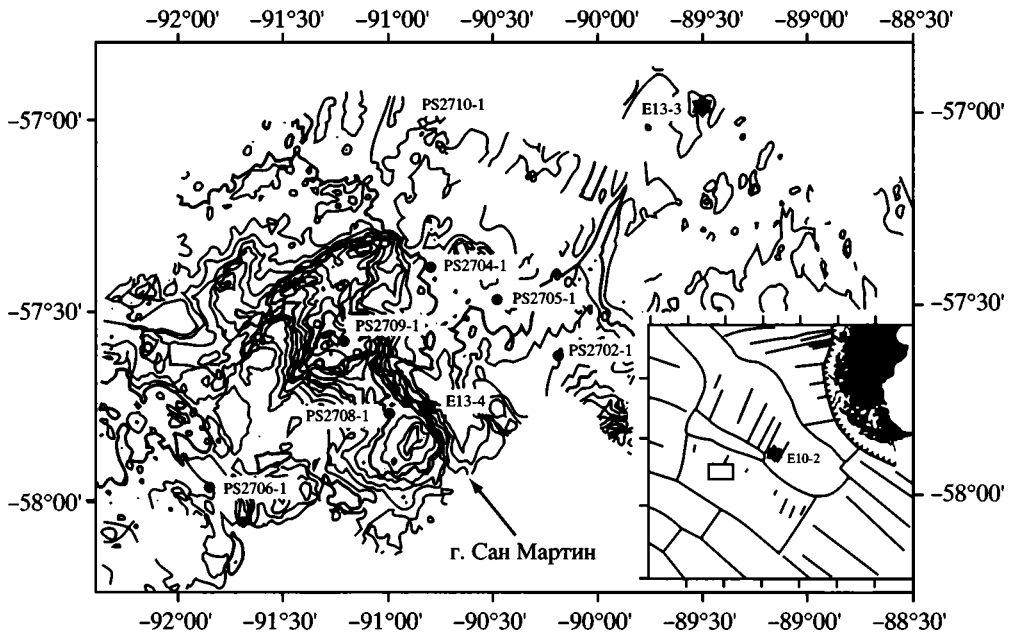


Рис. 1. Карта распространения 155 импактных структур на поверхности Земли [Гуров, 2002]

В работе Е.П. Гурова, опубликованной в 2002 г., сообщается, что на этот год на поверхности Земли диагностировано ~ 160 импактных структур (кратеров и астроблем). Приведена карта их распространения (рис. 1), показывающая полную неизученность в этом смысле океанских областей. Отмечая, что большое число импактных структур (в том числе на континентах) еще не обнаружено, автор заключает, что их общее количество должно составлять несколько сотен. На других планетах и на Луне ударные структуры представляют широко распространенное явление, притом размеры падающих тел могут быть очень большими. Очень крупным должен был быть астероид, образовавший Море Дождей на Луне, диаметр которого 1200 км. Существуют и более значительные астроблемы. Такие масштабы ударных событий на тектонически активной планете (Земле) а priori должны были вызвать значительные тектонические движения и деформации. Однако обнаруженные импактные структуры на континентах значительно меньше – их диаметр 100–300 км, а всего их насчитывается пять.

Остановим внимание на хорошо изученном импактном кратере Чиксулуб (п-ов Юкатан). Его диаметр 180 км [Oceanic Impacts..., 2002], время образования ~ 65 млн лет – рубеж мезозоя и кайнозоя. Внедрение астероида прослеживается на глубину 30 км [Melosh, 2001]. О нем говорится следующее.

“Изучение параметров кратера Чиксулуб и последствий его образования доказали, что столкновение с Землей астероида диаметром около 10 км явилось катастрофическим событием глобального масштаба, сыгравшим важную роль в ее истории и развитии органического мира. В то же время изучение крупнейших импактных структур на земной поверхности, а также импактных структур на поверхности Луны, Венеры, Марса и других тел Солнечной системы свидетельствует о том, что образование кратера Чиксулуб в



**Рис. 2.** Местоположение импактной структуры Элтанин

Батиметрические контуры через 200 м. Жирные линии: в районе PS2709-1 – 3000 м, в районе PS2708-1 – 4000 м, в наиболее глубоких впадинах – 5000 м. PS – точки опробования экспедицией на судне “Полярштерн” (1995 г.), E – то же, на судне “Элтанин” (1965 г.) [Oceanic Impacts..., 2002]

конце мезозойской эры было не единственным ударным событием такого масштаба в истории Земли” [Гуров, 2002, с. 29].

У автора этих строк имеется публикация о привязке к упомянутой дате крупнейшего разрастания Мировой рифтовой системы, сформировавшего ее современный облик [Пуцаровский, 1986]. Однако в открытом океане до сих пор обнаружен лишь один район падения астероида, находящийся в ~ 1000 км к западу от мыса Горн (море Беллинсгаузена) (рис. 2). Глубина дна здесь ~ 5000 м. Соответствующая импактная структура носит название Элтанин. История ее изучения уже четвертьвековая. Она освещена в [Gersonde et al., 1997] и ряде статей, помещенных в специальном выпуске “Deep-Sea Research” [Oceanic Impacts..., 2002]. Диаметр структуры около 100 км. В районе были выполнены батиметрические и сейсмические исследования, сопровождавшиеся взятием проб осадков несколькими трубками. Время образования импактной структуры оценивается 2,15 млн лет, т.е. поздний плиоцен. Размеры астероида 1–4 км.

Хотя данный пример пока единичный, но, учитывая площади, занимаемые океанами, можно сделать совершенно определенное заключение о падении в океаны крупных космических тел. Такая мысль уже отражена в литературе. Е.С. Базилевская именно с таким явлением связывает первопричину образования месторождений-гигантов марганцевых руд в раннем протерозое (~ 2 млрд лет назад) [Базилевская, 2003]. Такие месторо-

Рис. 3. Реконструкция области распространения марганцеворудных формаций на окраине протерозойского суперконтинента [Базилевская, 2003]

ждения известны на юге Африки, в Индии и на востоке Бразилии. Первично они составляли единый бассейн (рис. 3), возникший на шельфе древнего суперконтинента в результате падения в центральной области древнего океана крупного космического тела. Расчеты показывают, что особенно большое ударное воздействие оказывают коспадающие космические тела. В данном случае астероид вызвал очень большие изменения в гидродинамике и химизме океанских вод, создав в прибрежных зонах оптимальные обстановки для концентрации и выпадения марганцевых минералов.

В итоге необходимо отметить, что рассматриваемый аспект космического воздействия на тектогенез заслуживает углубленной разработки. Особенное значение он имеет для нелинейной геодинамики.

4. Однако, и это общеизвестно, главное значение для тектогенеза имеет глубинная энергетика с ее меняющимися режимами. В этом смысле значительно больше знаний имеется в отношении континентов. Что же касается океанов, то здесь приоритет отдан геодинамике, но не тектонике. Поэтому о тектоническом строении и развитии океанского дна наши знания весьма ограничены. Иллюстрацией может служить, например, проблема тектонических фаз в океанских областях, в отношении которых ничего обобщающего пока не написано. Имея в виду площадь всех океанов, то же самое можно сказать и о некоторых крупнейших эпохах тектогенеза на Земле, в частности, ларамийской или альпийской. Для планетарных тектонических построений было бы важно знать, какой будет сделан вывод из такого анализа. В конце концов, может встать вопрос: насколько же глобальны эпохи и фазы тектогенеза? Возможно, что в океанской коре и литосфере в целом они имеют особое структурное выражение?

В этой связи необходимо коснуться также обособления неотектонической эпохи в структурном развитии океанского дна. В большинстве случаев ее возрастными рамками считается время олигоцен–современность. Однако это далеко не всегда так, поскольку, например, олигоцен и ранний и даже средний миоцен, в соответствии с возрастом моласс, рассматриваются как завершающий тектонический этап в развитии Евразийских альпид.

Еще более неопределенно стоит вопрос о неотектонике в океанских областях. Единственным автором, кто обсуждал данную тему в широком аспе-





кте, является Н.И. Николаев, развивавший точку зрения об объеме неотектонической эпохи как олигоцен-четвертичной. Однако в отношении океанов приведенная датировка в его работах оказалась во времени размазанной. В Объяснительной записке к “Карте новейшей тектоники мира” (масштаб 1:15 000 000) Н.И. Николаев писал, что “Выделенные на карте структуры дна акватории<sup>1</sup>, по сути дела, являются неотектоническими, хотя о начале их развития нам известно очень мало, и несомненно некоторые из них имеют длительную историю развития” [Новейшая тектоника..., 1984, с. 9]. Так, о Тихом океане он писал, что кайнозойские движения проявлены во всех его областях и притом достигали большого вертикального и горизонтального размаха, но позднекайнозойские деформации, т.е. собственно неотектонические, обособить ему не удалось. Об Атлантике сказано, что большинство основных черт современного рельефа дна определилось под действием раннекайнозойских и позднемезозойских тектонических движений. Сходная ситуация отмечается и для Северного Ледовитого океана.

Со времени выхода цитированного труда положение в отношении океанов практически не изменилось и, соответственно, на океанских пространствах эпоха неотектонических движений – вопрос открытый. Хотя о плиоцен-четвертичной тектонике, по крайней мере локального значения, сведения начинают накапливаться. В Атлантическом океане датировка начала таких движений относится к 1,5–2,5 млн лет назад [Пуцаровский, Сколотнев, в печати]. Возможно, что это окажется одной из неотектонических фаз.

А.Ф. Грачев, руководивший работами по составлению “Карты новейшей тектоники Северной Евразии” [Грачев, 1996; Новейшая..., 1998], обратил внимание на различие во времени начала неотектонического этапа в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах Земли. В Тихоокеанском сегменте это время относится им к плиоцену, а в Индо-Атлантическом – к позднему олигоцену – раннему миоцену. Более того, внутри сегментов нижняя граница новейшего тектогенеза является скользящей во времени. Такие решения имеют принципиальное значение для подхода к вопросу о временных рамках новейшего этапа тектогенеза на Земле, указывая на избирательность действия соответствующих структурообразующих факторов. Очевидно, что интегральное время начала неотектонического процесса имеет лишь один смысл – относить неотектонический этап к позднему кайнозою.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Затронутые выше вопросы имеют непосредственное отношение к дальнейшему развитию теоретической тектоники. Современные знания в этой области могут и должны быть существенно пополнены.

Одно из направлений работ – тектоника глубинных геосфер, выявление имеющихся в них тектонических деформаций и механизмов их образования. Исходным положением в отношении механизмов, как представляется авто-

<sup>1</sup> Имеются в виду абиссальные плиты, краевые валы, сводово-блоковые поднятия, рифтогены и другие основные формы океанского дна (Примеч. наше. – Ю.П.).

ру, является признание образования в мантии разноглубинных энергетических очагов, возникающих вследствие движения масс по субгоризонтальным глубинным срывам в обстановке преодоления сильнейшего трения.

Другое, тесно связанное с предыдущим направление – широкомасштабные исследования тектонического течения коровых и мантийных масс. Это направление мобилистской тектоники позволит создать и уже создает эмпирическую основу для широких геодинамических построений, в том числе глобальных.

В настоящее время решение важнейших тектонических проблем не может обойтись без обращения к космическим факторам воздействия на тектогенез, и в этом заключается суть третьего направления. Особенно необходим учет ударного воздействия астероидов и комет, способных вызвать, как это становится ныне ясным, глобальные изменения в тектоническом плане Земли.

Наконец, четвертое направление общетектонического значения – это неотектоника, в особенности неотектоника океанского дна. Значимость проблемы подчеркивается огромными площадями океанов, представляющими в смысле неотектонического этапа развития *terra incognita*. Расшифровка данной проблемы позволит выяснить важнейшую черту в геологической эволюции Земли в целом.

### Литература

- Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13–22.
- Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.
- Базилевская Е.С. Феномен марганца на Земле // Природа. 2003. № 5. С. 35–42.
- Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
- Гуров Е.П. Импактное кратерообразование на поверхности Земли // Геофиз. журн. 2002. Т. 24, № 6. С. 3–35.
- Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.
- Лукьянов А.В. Тектонические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 253–287.
- Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанских областей Земли: Объяснительная записка к “Карте новейшей тектоники мира” масштаба 1:15 000 000. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1984. 112 с.
- Новейшая тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к “Карте новейшей тектоники Северной Евразии” масштаба 1:5 000 000. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36–54.
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–25.

- Пуцаровский Ю.М.* Мировая рифтовая система – редкое событие в геологии? // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 98–101.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектоносфера Земли – новое видение // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 1. С. 63–69.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
- Пуцаровский Ю.М.* Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.
- Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
- Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г.* Регионально-геологические исследования как основа тектонического районирования океанского дна // Геотектоника. 2005. № 1 (в печати).
- Расцветаев Л.М.* О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.
- Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. 520 с.
- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
- Шолпо В.Н.* Процессы самоорганизации в тектонике и геодинамические модели // Геотектоника. 2002. № 2. С. 3–14.
- Gersonde R., Kyte F.T., Bleil U.* et al. Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean // Nature. 1997. Vol. 390. P. 357–363.
- Melosh J.* Deep down at Chicxulub // Nature. 2001. Vol. 414. P. 861–862.
- Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A.* et al. Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle // Science. 2004. Vol. 303, N 5656. P. 338–343.
- Oceanic Impacts: Mechanisms and Environmental Perturbations // Deep-Sea Res. Pt. II. 2002. Vol. 49, N 6. P. 951–1080.

# СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАЗДЕЛА КОРА/МАНТИЯ В НЕКОТОРЫХ ОФИОЛИТОВЫХ РАЗРЕЗАХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

## ВВЕДЕНИЕ

Мантийные и коровые части офиолитовых разрезов традиционно рассматриваются как две комплементарные составляющие генетически единой последовательности пород, в которой рести́ты после выплавления базальтовых расплавов из вещества мантии перекрыты магматической ультрабазит-габбровой серией, дайковым комплексом и подушечными лавами [Aponuou, 1972]. При этом вся совокупность плутонических и вулканических пород относится к продуктам кристаллизации расплавов, экстрагированных из мантии, в результате чего над мантийными ультраосновными породами после этапов (этапа?) сложных тектонометаморфических преобразований формируются два нижних слоя океанической литосферы, образующих фундамент ее осадочного чехла.

Концепция петрологической взаимосвязанности всех комплексов пород, слагающих офиолитовые массивы, давала возможность судить о происхождении всей ассоциации на основании индикаторных признаков, характеризующих любую часть разреза, и сыграла ключевую роль в развитии современных представлений о природе офиолитов и геодинамических обстановках их формирования.

Именно концепция единой петрологической связи при формировании пород офиолитового комплекса привела к представлению о том, что неоднородности в составе мантии океанов возникают в процессе спрединга и в значительной мере связаны со скоростью этого процесса. Быстрый спрединг приводит к сильному деплетированию мантии и формированию рести́та гарцбургитового состава, в то время как медленный спрединг сопровождается слабым истощением, при котором остаток от плавления мантии сохраняет (приобретает?) лерцолитовый состав [Nicolas, Jackson, 1972; Nicolas, 1989]. Из этого постулата следует, что образование мантийных неоднородностей, если их рассматривать в пространстве и во времени, происходит в разных областях земного шара и в разное время и целиком связано с эпохами возникновения спрединговых систем, а состав мантии Тихого океана (быстрый спрединг) должен отличаться от состава мантии Атлантики (медленный спрединг). Принятие этой концепции также будет говорить о том, что чередование гарцбургитовых и лерцолитовых массивов вдоль простирающегося какого-либо офиолитового пояса связано с изменением скорости раздвижения.

Однако целый ряд явлений и фактов в строении офиолитового сообщества плохо укладывается в это предположение. В первую очередь это каса-

ется возраста ультраосновных пород (тектонит-перидотитов, или метаморфических перидотитов, или альпинотипных перидотитов и др.). Многие исследователи, особенно в середине прошлого столетия, считали их блоками древней мантии, тектонически перемещенными в верхнюю часть коры континентов. Существенные геохимические отличия между тектонит-перидотитами и магматическими сериями офиолитов, позволяющие говорить об их резкой разновозрастности, подчеркивал и Р. Колман [Coleman, 1977]. Если эта точка зрения справедлива, то необходимо найти ответ о механизме выведения некогда глубоко погруженных мантийных масс в верхнюю часть земной коры, или даже в сферу размыва, как это имеет место в Срединно-Атлантическом хребте или в Альпах, а также показать те явления, которые сопровождают и порождают этот процесс. Такие попытки были предприняты ранее [Decandia, Elter, 1972; Книппер, 1978; Treves, Harper, 1994; Книппер, Шараськин, 1998; Шараськин, Книппер, 2001; Шараськин, Книппер, в печати].

В этих работах была показана возможность использования модели простого сдвига [Wernicke, 1985; Lister et al., 1986] в процессе подъема мантийного диапира, который сопровождался деламинацией коровой оболочки от мантийного субстрата [Книппер, 1978; Книппер, Шараськин, 1998; Книппер и др., 2001; Шараськин, Книппер, 2001; Шараськин, Книппер, в печати]. Поскольку, по представлениям вышеупомянутых авторов, этот процесс локализован вдоль границы кора/мантия, то наше внимание главным образом будет обращено к строению области предполагаемого раздела палео-Мохо, для чего нами выбрано несколько разновозрастных разрезов офиолитовой последовательности, в которых эта граница представлена достаточно полно и ее строение не осложнено более поздними тектоническими нарушениями, возникшими после формирования разреза.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ “М”

Впервые выделенная югославским геофизиком Мохоровичичем в 1909 г. эта граница имела чисто геофизический смысл, т.е. она показывала изменение скорости распространения продольных сейсмических волн. Впоследствии под аббревиатурой “Мохо” или раздел “Мохоровичича” (moHo discontinuity), этот термин стал широко применяться при геофизических исследованиях и приобрел геологический смысл. Под этим разделом стали понимать границу между ультраосновными породами мантии и основными породами корового происхождения, глубина залегания которой вычисляется геофизическими методами.

Однако вскоре (конец 60-х – начало 70-х годов прошлого столетия) волна исследований, охвативших дно океанов и породы офиолитовых ассоциаций континентов, показала, что в состав разреза ультраосновных пород офиолитовых последовательностей входят и коровые образования (ультраосновные кумуляты) и, таким образом, граница кора/мантия проходит не вдоль границы основных и ультраосновных пород, а внутри ультрабазитов. Эта

граница не устанавливается геофизическими методами и может быть обнаружена лишь в результате петрологических исследований. Как следствие, в противоположность первоначальному геофизическому термину (геофизическое Мохо) появляется новый термин – “петрологическое Мохо”, под которым понимается раздел, отделяющий тектонит-перидотиты (реститы) от кумулятивных ультрабазитов магматического происхождения. В таком случае, при наличии ультраосновных кумулятов в разрезе офиолитовой последовательности, “петрологическое Мохо” должно располагаться ниже “геофизического Мохо”.

Дальнейшие исследования показали, что в офиолитовых разрезах раздел кора/мантия не является резкой границей, которая разделяет породы разного состава с разными плотностными характеристиками, а представляет собой зону, которая сложена чередованием (иногда очень частым) пород мантии (тектонит-перидотитов) и коры, среди которых немалая роль принадлежит и породам ультраосновного состава. Мощность этой зоны колеблется в широких пределах – от первых метров до первых километров<sup>1</sup>. В литературе она получила название Мантийной Переходной Зоны (Mantle Transition Zone – MTZ) [Karson et al., 1984], или просто Переходной Зоны (Transition Zone) [Benn et al., 1988; Nicolas, 1989].

При дальнейшем изложении, под границей “палео-Мохо” мы, как и многие другие авторы [Greenbaum, 1972; Malpas, Stevens, 1977; Smewing, 1980; Karson et al., 1984; Benn et al., 1988; Nicolas, 1989], будем понимать зону раздела, отделяющую в разрезах офиолитовой ассоциации породы, на 100% состоящие из тектонит-перидотитов от непрерывных разрезов магматических пород основного состава.

В связи со всем вышесказанным, основная задача данной работы состояла в том, что на примере хорошо изученных офиолитовых разрезов рассмотреть ряд контрастно построенных зон перехода кора/мантия, систематизировать данные по их структуре и составу, определить суть явлений, контролировавших развитие данных зон, и обсудить некоторые тектонические следствия, вытекающие из рассмотренных материалов.

## **СТРОЕНИЕ РАЗДЕЛА “М” В НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗАХ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ**

Недавно сделанное предположение [Книппер, Шараськин, 1998; Шараськин, Книппер, 2001] об отсутствии временных и, как следствие, прямых генетических связей между мантийной и коровой частями в разрезах пород офиолитовой последовательности, в случае справедливости этой гипотезы, может существенно изменить недавно возникшие, но уже ставшие традиционными наши воззрения на историю формирования древних и современных океанов.

<sup>1</sup> Ниже, мы вернемся к этому вопросу при описании офиолитовых разрезов комплекса Бей оф Айлендс Ньюфаундленда и Семайл Омана.

## Офиолитовые разрезы, в которых отсутствует MTZ

*Лигурия, Альпы.* Офиолитовые разрезы этой части Средиземноморского складчатого пояса прошли длительный, полициклический и сложный этапы формирования (таблица). Эта сложность заключается в том, что мантийная и коровая части этой ассоциации возникли в разное время и были объединены в единую офиолитовую последовательность лишь на конечном этапе ее формирования – в начале средней юры [Abbate et al., 1986]. Мантийная часть офиолитового комплекса представлена тектонит-лерцолитами, модельный возраст которых докембрийский [Piccardo, 1995; Piccardo et al., 1995]. Эти породы прошли как минимум два этапа метаморфизма, сначала в шпинелевой, а затем в плагиоклазовой фациях глубинности. В ранней перми (позднем карбоне?) лерцолиты были прорваны коронитовыми габбро, которые кристаллизовались в условиях гранулитовой фации метаморфизма [Piccardo, 1995; Rampone et al., 1995], т.е. в пределах нижней коры. Эти габбро прорвали кинциты – метаморфические породы сиалического ряда. К началу средней юры подъем мантийного диапира привел к срыву сиалической покрывки и эксгумации лерцолитов [Книппер, Шараськин, 1998] и мантийные породы оказались выведенными в сферу размыва на дне океанического бассейна, где они были перекрыты офиолитокластовыми брекчиями, базальтами и глубоководными осадками. В это время (в начале средней юры) и был окончательно сформирован офиолитовый разрез Лигурид и, соответственно, раздел кора/мантия в том виде, в котором мы его видим в настоящее время.

*Гималаи.* Офиолитовые серии Шигазе находятся в восточной части Тибета и располагаются вдоль сутуры Индус-Ярлунг-Цангбо, которая отделяет блок Лхасы от Тетис-Гималаев на юге [Gansser, 1977]. Породы офиолитовой серии Шигазе стратиграфически перекрыты радиоляритами верхнего альба – сеномана, чем и определяется верхний возрастной предел этой серии [Marcoux et al., 1982].

Офиолиты, объединенные под общим названием Шигазе, слагают несколько массивов, вытянутых вдоль простирания сутуры. Описание этих массивов можно найти в работах: [Girardeau et al., 1985; a, b; Nicolas, 1989]. На основании этих работ внутри офиолитовой последовательности могут быть выделены три части: коровая, корово-мантийная и мантийная (рис. 1).

*Коровая часть разреза.* Состоит (сверху вниз) из радиоляритов и толеитовых базальтов (500 м). Главную часть корового разреза слагают силлы и, реже, дайки долеритов, общая мощность которых в разных массивах колеблется от 2000 до 2500 м.

*Корово-мантийная часть разреза.* Корово-мантийная (название по [Girardeau et al., 1985a], не путать с MTZ) часть разреза представлена полностью серпентинизированными ультрабазитами и пронизана силлами долеритов, процентное содержание которых достигает 50%. Общая мощность серпентинизированных ультрабазитов (без долеритов) равна 1000–1500 м. Породы габброидного ряда (изотропные габбро и/или полосчатое габбро) слагают ксенолиты внутри долеритов. Сохранившиеся первичные взаимоотно-

**Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры**  
**Обстановка, характер и возраст деформаций мантийных и коровых пород в Лигурийских Альпах**

Режим	Деформации	Возраст	Внешние Лигуриды		Зона Ивреа-Вербано	
			Внутренние Лигуриды	Мантийные породы		Коровые породы
Растяжение	Хрупкие	J <sub>3</sub>	Перекрытие мантийных и коровых комплексов базальтами и/или радиоляритами			161 млн лет
		J <sub>2-3</sub>	Формирование офикальцитовых брекчий, серпентинитовых милонитов, а также внедрение диабазовых даек и небольших массивов габбро параллельно с образованием сдвигов в низкотемпературных условиях	Формирование серпентинитовых милонитов, внедрение диабазовых даек параллельно с образованием сдвигов в низкотемпературных условиях	Полифазные хрупкие деформации	208
		T	Формирование амфиболосодержащих минеральных ассоциаций параллельно с образованием сдвигов в среднетемпературных условиях			228 млн лет
	Пластические	P	Формирование сдвигов в высокотемпературных условиях сначала шпинелевой, а затем плагиоклазовой фаций глубинности  Этап деплетирования (290–270 млн лет)	Этап деплетирования отсутствует	Формирование сдвигов в условиях гранулитовой фации глубинности  Формирование габброидных интрузий и их кристаллизация в условиях гранулитовой фации вблизи границы кора–мантия. Контаминация породы коры	245  290

км 0

4–5

~25



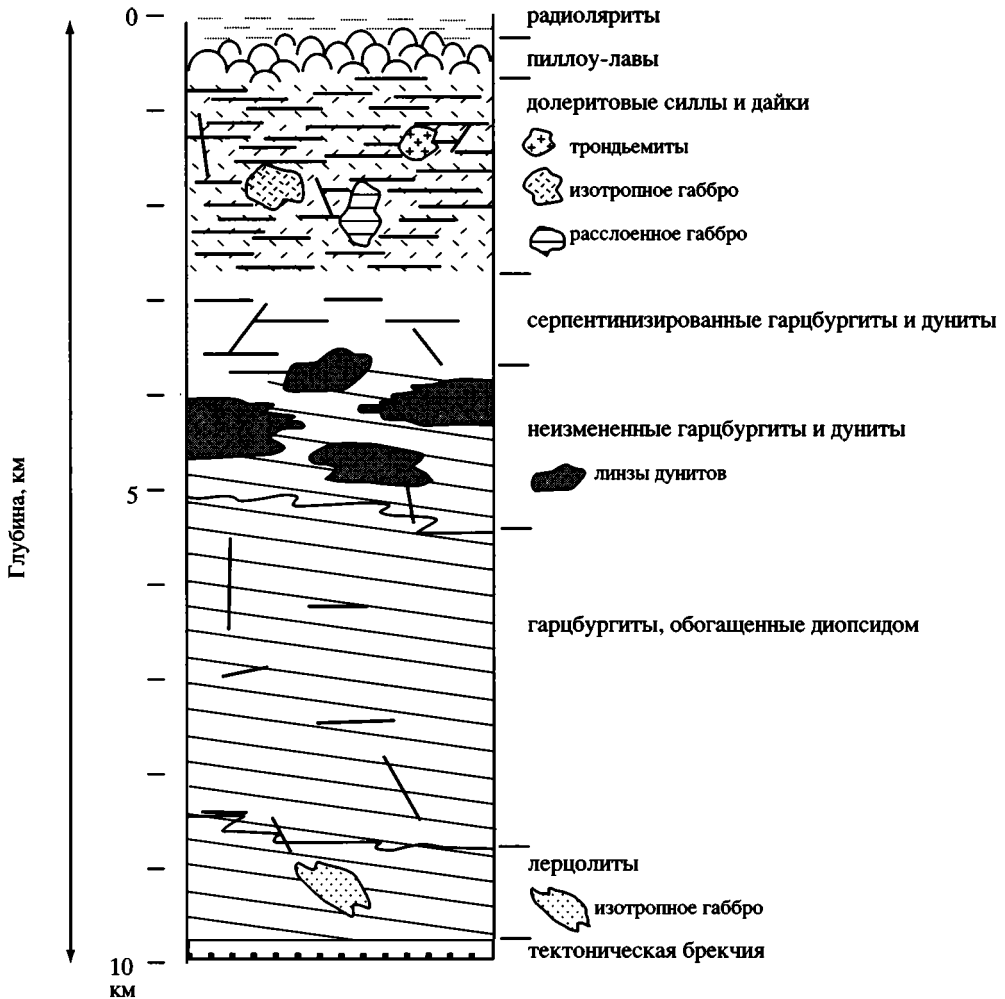


Рис. 1. Схематизированная последовательность комплексов пород в офиолитах Шигазе (по данным: [Girardeau, Mercier, 1988])

шения внутри ксенолитов говорят о том, что габбро прорывают ультраосновные породы. Лишь в одном случае мощность массива габбро достигает 2500 м, где он представлен циклично построенными кумулятами [Prinzhofer et al., 1984].

*Мантийная часть разреза.* Располагается ниже и представлена несерпентинизированными тектонит-гарцбургитами, остаточными дунитами и серпентинизированными лерцолитами (массив Ликю).

Таким образом, в разрезе офиолитовой последовательности Шигазе раздел кора/мантия проходит внутри мощной магматической серии пород, которая, по аналогии с комплексом “дайка в дайке”, может быть названа комплексом “силл в силле” [Hopson, Frano, 1977]. Внедрению силлов предшествовал

этап серпентинизации, который происходил или до внедрения габбро [Girardeau et al., 1985, 19886] или после него [Nicolas, 1989]. Этот факт говорит о том, что перед внедрением долеритового комплекса ультраосновные породы были выведены (подняты) в верхнекоровые условия в область температур, где возможно существование хризотила и лизардита. Исходя из мощности верхней части корового разреза (радиоляриты, базальты и силлы долеритов), породы которого связаны между собой по вертикали взаимными переходами, можно предполагать, что основание этого разреза располагалось на глубине порядка 1000 м. Однако не исключено, что местами мантийные породы были выведены на поверхность дна морского бассейна, о чем говорит присутствие офикальцитов и офимагнетитов в составе обломков верхнемеловых осадочных брекчий в Гималаях Западного Ладака (западное продолжение сутуры), возникших в результате размыва пород офиолитовой ассоциации [Sinha, Mishra, 1995].

### Офиолитовые разрезы, в которых присутствует MTZ

**Оман.** Разрез офиолитового комплекса Оман считается наиболее полным и мощным офиолитовым разрезом земного шара, где породы этой ассоциации слагают почти непрерывную цепь относительно слабо деформированных массивов, которые протягиваются на расстояние в 600 км при ширине выходов до 150 км [Glennie et al., 1974]. Начиная с 1969 г. [Reinhardt, 1969], эти массивы детально изучались группой американских, английских, французских, швейцарских и других геологов, опубликовавших большое количество работ, посвященных этому региону, ссылки на многие из которых приведены ниже.

В целом, породы офиолитовой последовательности слагают здесь тектоническую пластину (покров Семайл), мощность которой достигает 12–15 км. Породы этого покрова шарьированы в позднем мелу на преимущественно осадочные серии континентальной окраины (пермь – нижний мел), которые слагают как автохтонные и параавтохтонные комплексы, так и нижние части разреза аллохтона, последние из которых выделяются под названием “серия Хавасина” [Glennie et al., 1974].

Разрез офиолитового покрова Семайл в целом может быть разделен на коровую (верхнюю), мантийную (нижнюю) и переходную от мантийной к коровой части. Последняя получила название MTZ (Mantle Transition Zone) [Karson et al., 1984].

**Коровая часть.** Ее верхи представлены вулканитами, в которых выделяются три разновозрастные толщи ( $V_1$ ,  $V_2$ ,  $V_3$ ) [Alabaster et al., 1982; Ernwein et al., 1988], причем вулканиты  $V_3$  располагаются с перерывом на вулканитах  $V_2$ . Возраст вулканитов – сеноман – нижний турон [Tippit et al., 1981]. Вулканогенные серии вниз по разрезу сменяются породами комплекса “дайка в дайке”, а затем “изотропным” габбро [Nicolas, 1989].

Нижняя часть разреза представлена преимущественно габброидами, латеральные и вертикальные вариации фаций в которых весьма разнооб-

разны [Reuber, 1988]. Сложность строения коровой части разреза усугубляется присутствием в ней бесчисленного количества силлов верлитового состава, слагающих от 20 до 40% объема ее пород. Корни этих силлов находятся в MTZ, откуда они внедряются в верхние части корового разреза, вплоть до вулканитов V<sub>2</sub> [Reuber, 1988; Emewein et al., 1988; Juteau et al., 1988] (рис. 2).

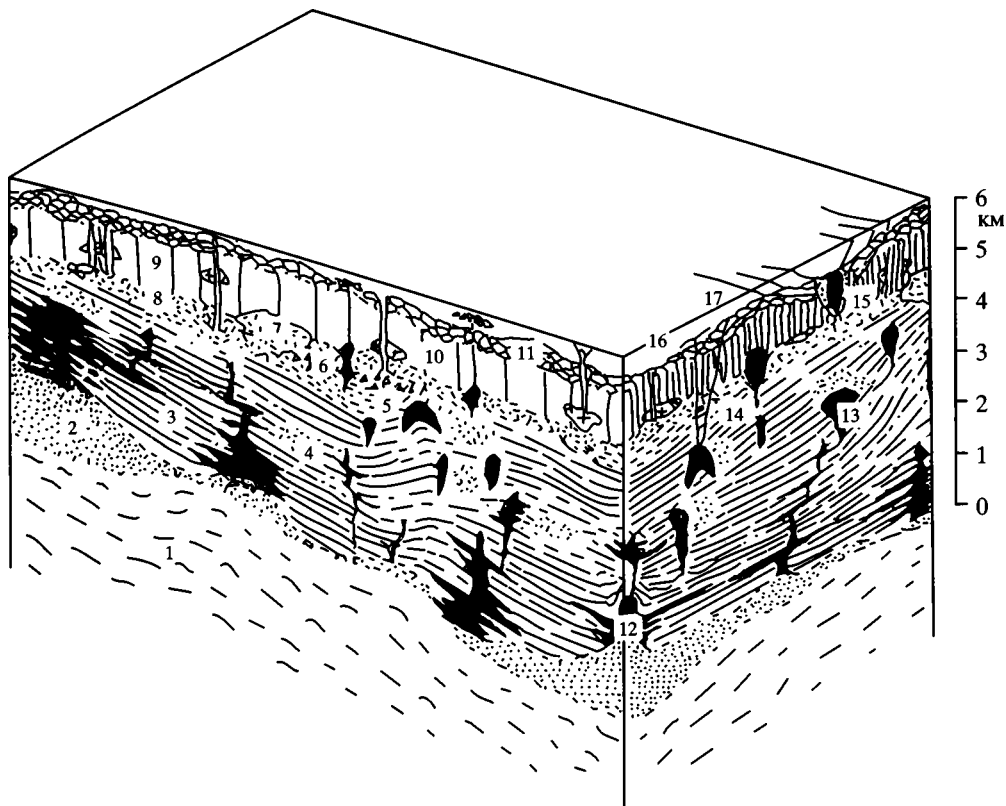
Раньше, вплоть до 80-х годов, эти верлиты включались в состав кумулятивной серии основания корового разреза. По радиологическим и фаунистическим данным, возраст верлитовых интрузий датируется верхним сеноманом – нижним туроном. Как мы увидим ниже, внедрение этих силлов существенным образом усложнило строение границы “М” и затруднило понимание последовательности образования ее пород.

Мощность нижнекоровой части разреза варьирует от 0 до 6 км. Эта часть разреза представлена главным образом оливиновыми или оливин-клинопироксеновыми габбро, в том числе и кумулятивными [Juteau et al., 1988]. В низах слоистого габбро присутствуют прослойки и линзы ультраосновных пород, приуроченные к основанию слоев с градационной слоистостью, мощность которых изменяется от 1 дм до первых метров.

*Мантйная часть разреза.* Эта часть разреза весьма гомогенна по составу, и ее петрографические характеристики мало меняются в вертикальном разрезе и по латерали. Повсеместно это тектонит-гарцбургиты – породы, испытавшие высокотемпературные пластические деформации (1200–900°C) в условиях умеренных давлений. Одни исследователи считают этот этап непрерывным [Савельева, 1987], другие предполагают, что деформации развивались в две стадии [Nicolas, 1989]. Ниже мы еще вернемся к обсуждению этого вопроса, который имеет прямое отношение к проблеме формирования дунитов, слагающих протяженные плитообразные тела и горизонты вдоль основания MTZ.

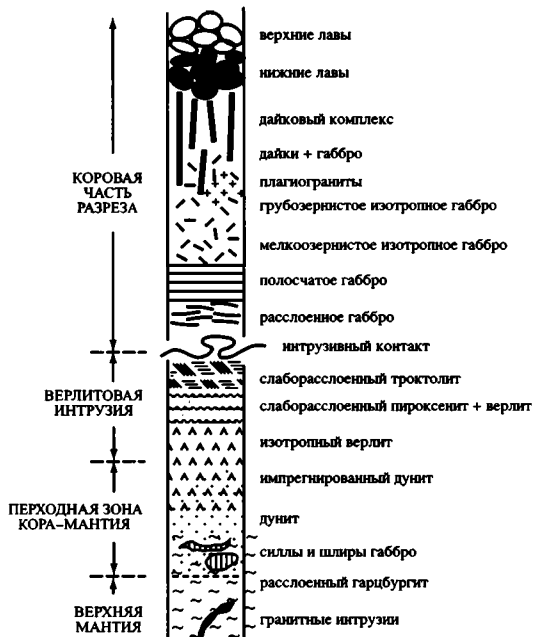
*Мантйная переходная зона (MTZ).* MTZ Омана представляет собой, по существу, гигантское по протяженности пластообразное тело, которое имеет четковидную форму и располагается параллельно или почти параллельно зоне раздела ультраосновных тектонит-гарцбургитов и габбро. От этого тела отходит бесчисленное количество верлитовых интрузий, вертикально уходящих вверх и прорывающих всю коровую часть офиолитового разреза (см. рис. 2) [Juteau et al., 1988]. Видимая протяженность этого тела около 600 км, а мощность его меняется от 1–2 до 1200 м. В строении тела наблюдается сложное переслаивание пород основного и ультраосновного состава.

Сильно разнится и объем тех или иных пород, входящих в состав MTZ. Базальная часть разреза MTZ всегда слагается дунитами и/или импрегнированными полевым шпатом дунитами, которые вверх по разрезу часто и тонко переслаиваются с хромититами, верлитами и троктолитами. Некоторые разрезы MTZ содержат прерывистые слои и линзы габбро и/или пироксенитов. Переход от базальных дунитов и импрегнированных дунитов к нижележащим тектонит-гарцбургитам иногда резкий, но чаще постепенный и происходит на расстоянии в несколько десятков метров [Benn et al., 1988] (рис. 3).



- |   |   |   |
|---|---|---|
| <p><b>ПЕРВИЧНЫЙ РАЗРЕЗ КОРЫ</b><br/>(стадия аккреции)</p> | <p>11 нижние лавы<br/>10 плагиограниты<br/>9 комплекс "дайка в дайке"<br/>8 "верхнее" изотропное габбро<br/>7 интрузивное изотропное габбро<br/>6 магматические брекчи<br/>5 плоскорасслоенное габбро<br/>4 перекристаллизованное габбро<br/>3 разрез слоистых габбро</p> | <p><b>ВЕРЛИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ И ПРОДУКТЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ</b></p> <p>17 обогащенные Sr<sub>x</sub> и пикритовые базальты<br/>16 верхние лавы<br/>15 дифференцированные интрузивные тела (верлиты, габбро, плагиограниты; рои диабазовых и пикритовых даек)<br/>14 пикритовые дайки<br/>13 интрузивные тела верлитов<br/>12 дунит-верлитовые силлы и лакколиты</p> |
| <p><b>ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА</b></p>                             | <p>2 остаточные дуниты, импрегнированные клинопироксеном и плагиоклазом</p>   |   |
| <p><b>МАНТИЙНЫЙ РАЗРЕЗ</b></p>                            | <p>1 гарцбургиты, дуниты</p>  |   |

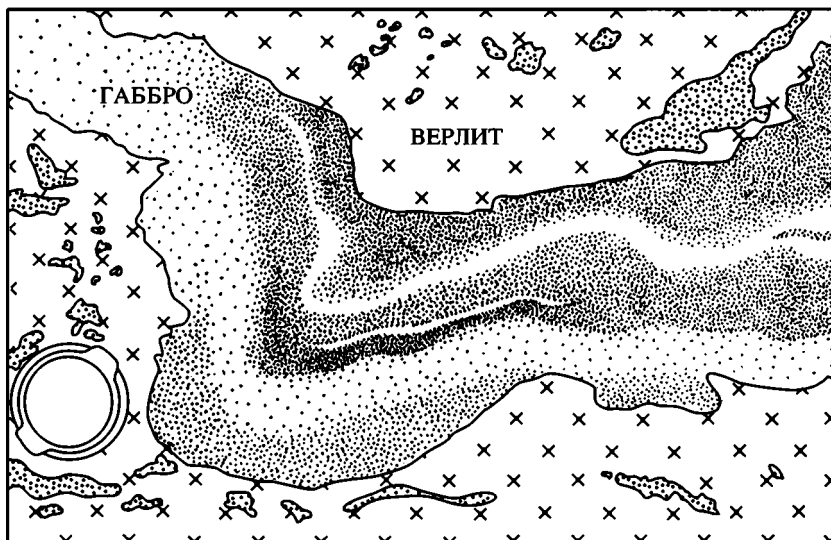
**Рис. 2.** Блок-диаграмма, иллюстрирующая строение разреза офиолитов Семайл и различные взаимоотношения между комплексами пород, описанными в тексте (по данным: [Juteau et al., 1988])



**Рис. 3.** Строение оphiолитового разреза в южной части блока Fizz покрова Сеймайл в Омане (по данным: [Benn et al., 1988])

**Рис. 4.** Ксенолит слоистого габбро внутри верлитовой интрузии (репродукция зарисовки из работы: [Juteau et al., 1988])

Слоистость деформирована на стадии вязких деформаций перед окончательной консолидацией габбро



В противоположность этому, верхний контакт МТЗ с габбро всегда резкий, а верлитовые силлы (рис. 4), прорывающие габбро, маскируют первичные (досилловые) взаимоотношения пород коры и мантии. В тех редких случаях, где верлитовые интрузии отсутствуют (Djabal Dum, Wadi Bani Kharus) и в которых, казалось бы, вскрыт непосредственный контакт пород мантии (тектонит-гарцбургиты) и коры (габбро), вдоль границы располагаются плитообразные тела дунитов, мощность каждого из которых равна первым ме-

трам [Benn et al., 1988; Nicolas, 1989]. Эти базальные остаточные дуниты в MTZ несут следы высокотемпературных пластических деформаций – уплощенности и линейности, которые параллельны или почти параллельны уплощенности и линейности в тектонит-гарцбургитах и магматической слоистости в габбро [Benn et al., 1988]. Такой тип деформаций исчезает в импрегнированных дунитах MTZ, т.е. на том уровне, на котором пластические деформации в более верхней части MTZ сменяются вязкими [Benn et al., 1988; Nicolas, 1989; Nicolas, Boudier, 1995]. Помимо верлитов, которые преобладают, в подчиненном количестве присутствуют дуниты, плагиоклазовые лерцолиты, троктолиты и оливинные габбро. Все эти породы возникли из верлитовой магмы в результате кумулятивной магматической дифференциации [Juteau et al., 1988]. Вблизи основания корового разреза породы “верлитовой серии” слагают крупные несогласные интрузивные тела, или мощные согласные лакколлиты, внедренные в габбро (см. рис. 2). Верлитовые интрузии корнями связаны с импрегнированными дунитами MTZ, из которых они обычно постепенно переходят вверх в мощные изотропные или иногда слоистые верлитовые тела [Juteau et al., 1988]. Состав и текстура верлитов сравнимы с таковыми недеформированных импрегнированных дунитов MTZ (обычно ~ 70–90% O1 + хромит ± интерстиционный Crx и Pl) [Benn et al., 1988; Joussetine, Nicolas, 2000]. Сходство между импрегнированными дунитами MTZ и верлитами настолько поразительно, что трудно понять, где находится Мохо в районах с мощной MTZ и многочисленными верлитовыми телами в нижней коре [Nicolas, Boudier, 1995].

Происхождение этой верлитовой магмы было подробно рассмотрено в работе: [Benn et al., 1988].

Принимая во внимание, что по составу и текстуре верлитовые интрузии очень близки импрегнированным дунитам MTZ, а также то обстоятельство, что их корни находятся в MTZ, можно полагать, что источник верлитовых интрузий корового разреза Омана находится в MTZ. Это подтверждается отсутствием подобных интрузий в гарцбургитах ниже уровня MTZ. Импрегнированные дуниты MTZ формировались в результате реакций гарцбургитов с базальтовым расплавом, который, продвигаясь вверх, захватывал ксенокристы оливина и хромшпинели [Ceuleneer, Nicolas, 1985]. Смесь кристаллов и расплава затем была уплотнена в результате динамики мантийного потока [Rabinowich et al., 1987].

Таким образом строение и история формирования MTZ Омана позволяют сделать следующие выводы:

1) MTZ Омана представляет собой пологую зону раздела кора/мантия, вкrest которой пластические деформации сменяются вязкими;

2) в условиях раздвижения (при спрединге) смена пластических деформаций на вязкие приводит к относительному смещению частей разреза, находящихся ниже и выше MTZ [Rabinowich et al., 1987; Benn et al., 1988; Joussetine, Nicolas, 2000], и, соответственно, к тектоническому расслоению;

3) отслоение сопровождается образованием MTZ, а также тектонической линейностью и уплощенностью в дунитах ее нижней части; эти тектонические структуры накладываются на более ранние проникающие деформации, выраженные в оливинах тектонит-гарцбургитов [Nicolas, 1989];

4) формирование раздела Мохо Омана происходило в два этапа: на первом этапе, во время внедрения габбро, раздел Мохо был представлен границей габбро/гарцбургит, во время второго произошло образование MTZ.

**Бей оф Айлендс.** Другим примером MTZ могут служить офиолиты комплекса Бей оф Айлендс (далее ВОИС – Bay of Islands Complex) Ньюфаундленда, описанного в работах канадских и американских геологов. В этом районе офиолиты слагают четыре массива [Karson et al., 1984] (с севера на юг: Тейбл Маунтин, Норт Арм, Блоу ми Даун и Левис Хилз), вытянутых в меридиональном направлении на расстояние в 100 км, при ширине в 20 км. На западе, по вертикальному разлому, эти массивы граничат с офиолитами так называемого Берегового Комплекса (Coastal Complex), который, как предполагается, был сформирован в зоне трансформного разлома [Casey, Karson, 1981] и в настоящей статье не рассматривается.

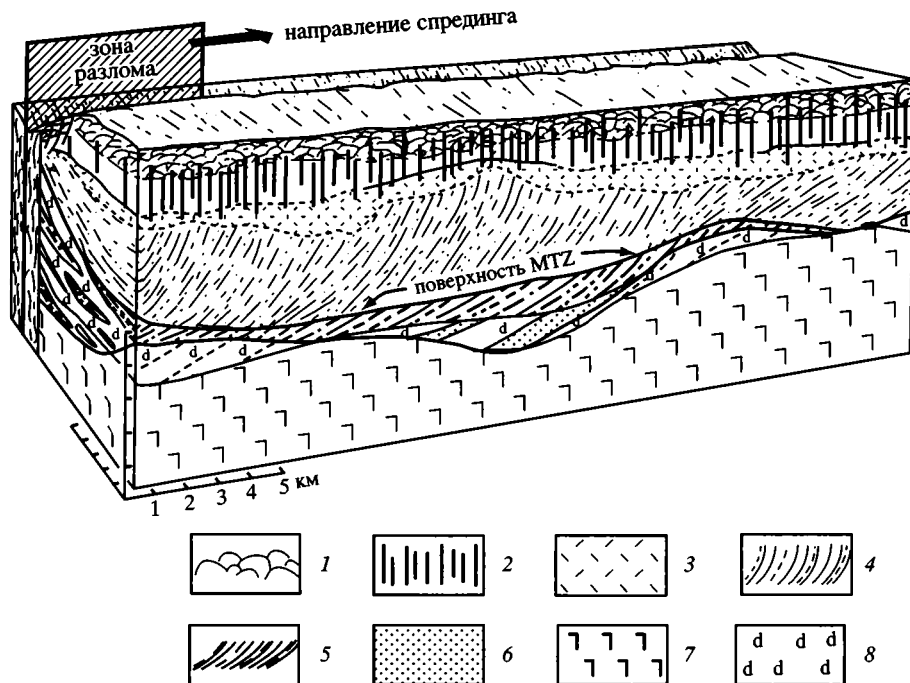
Офиолиты ВОИС представляют собой разрозненные остатки офиолитового покрова, шарьированные в середине ордовика [Dallmyer, Williams, 1975] на отложения пассивной континентальной окраины атлантического типа [Williams, 1973, 1975]. Возраст самих офиолитов несколько древнее. Он или аренигский [Dunning, Krogh, 1983] или тремадокский [Mattison, 1976; Jacobsen, Wasserburg, 1979].

Разрез офиолитовой последовательности достаточно полон и представлен (сверху вниз) следующими комплексами пород: пиллоу-лавы, комплекс параллельных даек, изотропные габбро, слоистые габбро, переходная зона с телами дунитов и остаточные ультраосновные тектонит-гарцбургиты. Как мы увидим ниже, строение MTZ Ньюфаундленда, описание которой мы позаимствуем из работы: [Karson et al., 1984], очень близко к таковому Омана. Строение разреза ВОИС показано на рис. 5 [Karson et al., 1984].

Его нижняя часть сложена главным образом мантийными тектонит-гарцбургитами. Лерцолиты встречены лишь в самом основании видимого разреза ультраосновных пород [Nicolas, 1989]. В деплетированных тектонит-гарцбургитах хорошо проявлена полосчатость. Она выражена в чередовании слоев, в большей или меньшей степени обогащенных ортопироксеном по отношению к оливину. Контакты между этими двумя типами пород постепенные, а мощность слоев колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Вверх по разрезу тектонит-гарцбургиты сменяются дунитами, мощность которых иногда достигает 3 км (массив Блоу ми Даун). Эти породы Дж. Карсоном и его соавторами отнесены к коровым образованиям и не включены в состав MTZ, несмотря на то, что в находящемся в непосредственной близости разрезе массива Левис Хилз эти же авторы включили дуниты в состав MTZ, что на наш взгляд, ближе к действительности.

Контакт между породами основного и ультраосновного состава в ВОИС (см. рис. 5), отвечающий разделу Мохо, не представляет собой раздел с резкой сменой состава пород. Вот как описан этот переход в работе Дж. Карсона с соавторами [Karson et al., 1984]. “..Это ограниченный интервал постепенного перехода вниз по разрезу от 100% пород основного состава к 100% ультраосновных пород. Общая мощность этого интервала от 50 м до 1 км и боль-



**Рис. 5.** Схематическая блок-диаграмма, показывающая внутреннее строение океанической литосферы – реконструкция на основе офиолитового комплекса Bay of Islands [Karson et al., 1984]

На рисунке видны: различная природа контактов между разными комплексами пород, прерывистость отдельных комплексов по простиранию, непостоянство их мощности по латерали, присутствие мегалинз с высокими и низкими плотностями внутри комплексов и ундулирующий характер большинства границ. Жирные линии ограничивают МТЗ, мощность и литологический состав которой непостоянны

1 – базальтовые пиллоу-лавы; 2 – диабазовый комплекс “дайка в дайке”; 3 – изотропное габбро; 4 – слоистое габбро; 5 – переслаивающиеся основные и ультраосновные кумуляты; 6 – слоистые ультраосновные кумуляты; 7 – гарцбургит-тектониты; 8 – массивные кумулятивные дуниты

ше. Вкрест этой зоны при переходе от основных к ультраосновным породам с глубиной происходит постепенное увеличение пропорции и мощности ультраосновных слоев по отношению к слоям основного состава. Наиболее обычный состав пород в этом комплексе включает в себя дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты, анортозиты, оливиновые габбро и габбро. В масштабе обнажения эти типы пород часто и сложно сочетаются. В масштабе в несколько сотен метров они слагают мегалинзы, в которых преобладают основные или ультраосновные породы” (с. 6131). В некоторых местах эти мегалинзы резко выклиниваются вдоль простирания, в других переходят в переслаивающуюся ассоциацию с различными пропорциями основного/ультраосновного материала.

В целом разрез МТЗ представляет собой как бы слоеный пирог, состоящий из частого чередования разных по мощности слоев и слоев разного состава.



К этому следует добавить, что все породы MTZ (как и в Омане) несут следы высокотемпературных твердопластических деформаций, которые исчезают в кровле мантийной переходной зоны.

В массиве Левис Хилз строение переходной зоны отлично от всех других разрезов MTZ: вместо постепенного и очень плавного увеличения объема ультраосновных пород вниз по разрезу, здесь встречено несколько мегалинз, в которых переслаивающиеся ультраосновные и основные породы включены в мощный (~ 3 км) разрез дунитов.

Как мы видим, строение ВОИС весьма близко к таковому офиолитовой серии Омана. Последовательность и состав корового и мантийного разрезов очень сходны, MTZ прекрасно выражена и представлена зоной высокотемпературных твердопластических деформаций. И в Омане, и на Ньюфаундленде граница между мантийной и коровой частями разреза сложена дунитами, которые в одних разрезах отнесены к MTZ, а в других располагаются ниже нее [Karson et al., 1984, fig. 7].

В связи со всем вышесказанным можно говорить о том, что и в разрезе офиолитов ВОИС раздел кора/мантия проходит вдоль мощной (до 3 км) MTZ, в которой пластичные деформации (внизу) сменяются вязкими (вверху).

## ОБСУЖДЕНИЕ

Строение офиолитовых разрезов внутриконтинентальных складчатых областей позволяет говорить о том, что граница кора/мантия в них представлена сложно построенной зоной, которая может быть приравнена к разделу “палео-Мохо”. Строение этой зоны в разных районах неодинаково.

В одних случаях (Лигурия, Западные и Центральные Альпы, банка Гориндж на побережье Португалии) этот раздел отделяет резко разновозрастные образования, мантийная часть которых (лерцолиты) имеет древний (докембрийский или, во всяком случае, допермский) возраст, а нижнекоровая (гранулитовые габбро) возникла в ранней перми. Верхнекоровая часть офиолитового разреза Лигурии, представленная главным образом базальтами, глубоководными осадками и офиолитокластовыми брекчиями, располагается со стратиграфическим контактом прямо на мантийных и нижнекоровых образованиях. Таким образом, офиолитовый комплекс Лигурид состоит из существенно разновозрастных пород, объединенных в единую последовательность (лерцолит – габбро – базальты – глубоководные осадки) лишь в средней–поздней юре, в процессе эксгумации мантийных и нижнекоровых пород и выведения их в сферу размыва. В результате этой длинной и сложной истории первоначальные взаимоотношения между мантийными и нижнекоровыми породами были искажены и частично утеряны в силу разнообразных тектонических и магматических процессов. Поэтому мы фактически ничего не можем сказать о строении раздела “М” в начале нижней перми. Можно лишь утверждать, что в это время лерцолиты Лигурии располагались ниже коронитовых габбро и кинцигитов, т.е. располагались в разрезе коры континентального типа, с которой они

были удалены в процессе поздне триасово-раннеюрского рифтогенеза [Книппер, Шараськин, 1998].

Первоначальное строение раздела кора/мантия может оставаться неизвестным и в силу других причин. Выше мы уже говорили о том, что в офиолитовом комплексе Шигазе этот раздел проходит внутри долеритов комплекса “силл в силле”, мощность которого равна 1000 м. Ксенолиты габбро, встреченные внутри диабазов, родингитизированы, а гарцбургиты и лерцолиты – серпентинизированы. Эти низкотемпературные изменения в долеритовых и диабазовых силлах отсутствуют, что свидетельствует в пользу предположения о том, что ультраосновные породы и габбро находились уже в верхнекоревой обстановке до внедрения долеритов комплекса “силл в силле”.

Присутствие в Западном Ладаке верхнемеловых офикальцитовых и офимагнетитовых офиолитокластовых брекчий говорит о том, что в это время ультраосновные породы были выведены в сферу размыва [Sinha, Mishra, 1995].

Таким образом, в Гималаях, как и в Альпах, формированию верхнекоревой части офиолитовой последовательности предшествовал подъем пород верхней мантии и нижней коры.

Разрезы офиолитовой последовательности, в которых наиболее полно сохранились первичные взаимоотношения между корой и мантией, вскрыты в Омани и на Ньюфаундленде. Здесь этот раздел проходит вдоль MTZ – протяженной и пологоволнистой зоны, которая разделяет породы с твердопластичным типом деформаций (тектонит-гарцбургиты и дуниты) и породы с вязким стилем деформаций (импрегнированные дуниты). Эта разница в физических свойствах пород при раздвижении (спрединге?) приводит к разной скорости перемещения пород выше и ниже MTZ [Rabinowich et al., 1987; Benn et al., 1988; Nicolas, 1989; Joussetine, Nicolas, 2000], что порождает тектоническое расслаивание вдоль этой зоны. Ее мощность колеблется в широких пределах от 1–2 до 100 м в центральной части Омани до 1200 м – в Арабских Эмиратах и достигает 4,5 км в массиве Левис Хилз Ньюфаундленда. Процесс расслоения происходил в условиях высоких температур и средних по величине давлений и сопровождался формированием тектонической уплощенности и линейности в пластически деформированных породах (в том числе и в дунитах MTZ) и магматической линейности и уплощенности в импрегнированных базальтовым расплавом породах MTZ [Benn et al., 1988; Reuber, 1988; Juteau et al., 1988; Nicolas, 1989].

Таким образом, MTZ Омани и Ньюфаундленда представляют собой тектоническую границу, масштабы горизонтальных смещений вдоль которой нам, по существу, неизвестны. В ряде публикаций предполагается, что это смещение было относительно невелико и сопоставимо с величиной мантийных диапиров (первые десятки километров), которые известны в Омани и одновозрастны формированию MTZ [Juteau et al., 1988; Reuber, 1988; Benn et al., 1988; Nicolas, 1989]. Однако широкое распространение этих диапиров в Альпийской складчатой области (Кипр, Оман, Гималаи) и их близкий возраст формирования (середина мела) может говорить о глобальности этого явления, приуроченного к австрийской фазе складчатости, во время которой происходила почти повсеместная перестройка конвективных ячеек.

## ВЫВОДЫ

Изложенный выше материал позволяет говорить о том, что:

– формирование пород коры и мантии офиолитовых разрезов, в том виде, в котором мы их видим в современной структуре складчатых областей континентов, было разновременным;

– объединение разрезов пород коры и мантии в единую офиолитовую последовательность связано с деляминацией внутри литосферы, которая сначала сопровождалась тектоническим отслоением пород мантии от пород континентальной коры, а затем выведением ультраосновных пород в верхнюю часть литосферы и формированием коровых частей офиолитовых разрезов;

– процессы тектонического расслоения на границе кора/мантия не позволяют говорить о генетических связях пород в разрезах офиолитовой ассоциации в том виде, в котором они существуют в современных складчатых зонах, о чем в свое время говорил Р. Колман [Coleman, 1972] и о чем пишем и мы [Шараськин, Книппер, в печати];

– сказанное выше ставит под сомнение наличие петролого-геохимических связей между составом тектонит-перидотитов (лерцолитов, гарцбургитов, дунитов) и скоростью спрединга в современных океанах.

Таким образом можно думать, что мантийные неоднородности в офиолитовых разрезах представляют собой реликты дофанерозойской мантии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64142) и Программы № 5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействия геосфер”.

## Литература

- Книппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное образование офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50–66.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19–31.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Шараськин А.Я., Книппер А.Л. О природе границы кора/мантия в офиолитовых разрезах // ДАН. 2001. Т. 380, № 3. С. 380–383.
- Шараськин А.Я., Книппер А.Л. Современные представления о деплетированной мантии и геодинамические факторы эволюции ее состава // Геотектоника (в печати).
- Abbate E., Bortolotti V., Conti M. et al. Apennins and Alps ophiolites and the evolution of the Western Tethys // Mem. Soc. Geol. Ital. 1986. Vol. 31. P. 23–44.
- Alabaster T., Pearce S.A., Malpas J. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman Ophiolite complex // Contrib. Min. Petrol. 1982. Vol. 81. P. 168–183.
- Anonymous. Penrose field conference in ophiolites // Geotimes. 1972. Vol. 17, N 12. P. 24–25.
- Benn K., Nicolas A., Reuber J. Mantle-crust transition zone and the origin of wehrlitic magmas: Evidence from the Oman ophiolite // Tectonophysics. 1988. Vol. 151. P. 75–85.

- Casey J.F., Karson J.A. Magmatic chamber profiles from the Bay of Islands ophiolite complex: implications for crustal level magma chambers at mid-oceanic ridges // *Nature*. 1981. Vol. 292. P. 295–301.
- Ceuleneer G., Nicolas A. Structures in podiform cromite from the Muqsad district (Sumail ophiolite, Oman) // *Mineral Deposita*. 1985. Vol. 20. P. 177–185.
- Coleman R.G. Ophiolites – Ancient oceanic lithosphere? // *Minerals and Rock*. Berlin: Springer-Verlag, 1972. Vol. 12. 229 p.
- Dallmeyer R.D., Williams H.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  release spectra on hornblende from the Bay of Islands metamorphic aureole the Western Newfoundland. Their bearing on the timing of ophiolite obduction at the Ordovician continental margin of Eastern North America // *Canad. J. Earth Sci.* 1975. Vol. 12. P. 1685–1690.
- Decandia F.A., Elter P. La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compresso fra Levanto e Monte Zatta (Liguria Or.) // *Mem. Soc. Geol. Ital.* 1972. Vol. 11. P. 503–530.
- Dunning G.R., Krogh T.E. Tightly clustered, precise U/Pb (Zircon) ages of ophiolites from the Newfoundland Appalachians // *Geol. Soc. Amer. Abstr. Program*. 1983. Vol. 15, N 3. 136 p.
- Ernewein M., Pflumio C., Whitechurch H. The death of an accretion zone as evidence by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman) // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 151. P. 247–274.
- Gansser A. The Great Suture zone between Himalaya and Tibet: a preliminary account Coll. Int. Ecologie et Geocologie de l'Himalaya. C.N.R.S. 1977. 268 p.
- Girardeau J., Mercier J.-C.C., Young Z. Origin of the Xigaze ophiolite Yarlung Zangbo suture zone, Southern Tibet // *Tectonophysics*. 1985a. Vol. 119. P. 407–433.
- Girardeau J., Mercier J.C.C., Zao Yougong. Structure of the Xigaze ophiolite Yarlung Zangbo suture zone, Southern Tibet, China: genetic implications // *Tectonics*. 1985b. Vol. 66. P. 86–104.
- Glennie K.W., Boeuf M.G.A., Hughes-Clark M.W. et al. Geology of Oman Mountains. Kon. Ned. Geol. Mijnbouwka. Genoot. Verh., 1974. 421 p.
- Greenbaum D. Magmatic process in ocean ridges: evidence from the Troodos Massif, Cyprus // *Nature. Phys. Sci.* 1972. Vol. 238. P. 18–21.
- Hopson C.A., Frano C.J. Igneous history of the Point Sal ophiolite, Southern California // *North American ophiolites*. Oregon. Dept. Geol. Mineral. Indus Bull. 1977. Vol. 95. P. 161–183.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopic study of Bay of Islands Ophiolite Complex and the evolution of the source of mid-oceanic ridge basalts // *J. Geophys. Res.* 1079. Vol. 84. P. 7429–7445.
- Jousselin D., Nicolas A. The Moho transition zone in the Oman ophiolite – relation with wehrlites in the crust and dunites in the mantle // *Marine Geophys. Res.* 2000. Vol. 21. P. 229–241.
- Juteau T., Ernewein M., Reuber I. et al. Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Sumail Nappe, Oman // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 151. P. 107–135.
- Karson J.A., Collins J.A., Casey J.F. Geologic and seismic velocity structure of the crust/mantle transition in the Bay of Islands ophiolite complex // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B7. P. 6126–6138.
- Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A. Detachment faulting and the evolution of Passive continental margins // *Geology*. 1986. Vol. 14. P. 246–250.
- Malpas J., Stevens R.K. The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from Western Newfoundland // *Geotectonics*. 1977, N 11. P. 453–466.
- Marcoux J., De Wever P., Nicolas A. et al. Preliminary report on depositional sedimentation of volcanics member: Xigaze ophiolite (Yarlung Zangbo Zone) // *Ophioliti*. 1982. Vol. 2/3. P. 395–396.
- Mattison J.M. Ages of zircon from the Bay of the Islands Ophiolitic Complex, Western Newfoundland // *Geology*. 1976. Vol. 4. P. 393–394.
- Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1989. 367 p.
- Nicolas A., Boudier E. Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolites // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 6179–6197.
- Nicolas A., Jackson E.D. Repartition en deux provinces des peridotites des chaînes alpines longeant de Méditerranée: implication géotectonique // *Schweiz. Miner. Petrol. Mitt.* 1972. Vol. 53. P. 385–401.
- Piccardo G.B. Oceanic nappes, fossils in the Alpine-Apennine system: Abstracts Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 119–120.
- Piccardo G.B., Rampone E., Robbiano A., Scambeluti M. The Erro-Tobio peridotite unite of Western Liguria (Western Italian Alps): Abstracts Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 121.

- Prinzhofer A., Allegre C.J., Bao Peishheng, Wang Xibin.* Magmatism in the Southern Tibet: trace element constraints // *Himalayan Geology. Chengdu Int. Symp.*, 1984. *Academica Sinica, Beijing*, 1984 (abstr.).
- Rabinowich M., Ceuleneer G., Nicolas A.* Melt segregation and flow in mantle diapirs below spreading centers: Evidence from Oman Ophiolite // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 3475–3486.
- Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B., Vanucci R.* The Internal Liguride peridotites (Northern Apennines) represent the Permian depleted mantle of the Ligurian Tethys // *Abstracts Int. Ophiolite Symp.* Pavia, 1995. P. 126.
- Reinhardt B.M.* On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman mountains geosyncline // *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* 1969. Vol. 49. P. 1–30.
- Reuber I.* Complexity of the crustal sequence in the northern Oman ophiolite (Fizh and Southern Aswad blocks) // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 151. P. 137–165.
- Sinha A.K., Mishra M.* Ophicarbonates associated with the ophiolitic melange of Western Ladakh Himalaya – a possible genesis // *Ofioliti.* 1995. Vol. 20 (1). P. 39.
- Smewing J.D.* Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman // *Ofioliti.* 1980. Vol. 2. P. 335–378.
- Tippit P.R., Pessagno E.A.Jr., Smewing J.D.* The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 2756–2762.
- Treves B.E., Harper G.D.* Exposure of serpentinites on the ocean floor: sequence of faulting and hydro fracturing in the Northern Apennine ophiolites // *Ofioliti.* 1994. Vol. 19b. P. 435–466.
- Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22. P. 108–125.
- Williams H.* Bay of Islands map-area, Newfoundland // *Geol. Surv. Pap. Geol. Surv. Can.* 1973. Vol. 72, N 34. C. 1–7.
- Williams H.* Structural Succession, nomenclature and interpretation of transported rocks in Western Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1975. Vol. 12. P. 1874–1894.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования в области корреляции геологических событий всегда оставались одним из важных направлений теоретической геологии. Они были направлены на выяснение общих закономерностей развития Земли, формирования основных ее тектонических элементов и порождающих их процессов. Наряду с методом актуализма, пространственно-временные корреляции были главными методическими приемами познавательного процесса. Над этой проблемой работали и работают как отдельные ученые, так и крупные коллективы в нашей стране и за рубежом. Из крупных международных проектов достаточно упомянуть Международную программу геологической корреляции (МПК), охватывающую самые разные области геологии.

Вместе с тем, познавательный процесс протекал неравномерно. Существовали как периоды повышенного внимания к вопросам корреляции, так и некоторого снижения интереса. В геотектонике такой спад отчетливо проявился с момента появления и утверждения новой глобальной тектоники. При переходе на новую парадигму главное внимание стало уделяться переосмысливанию имевшегося фактического материала и его интерпретации с актуалистических позиций, разработке новых подходов, выявлению индикаторов геодинамических процессов, созданию новых тектонических моделей, как глобальных, так и региональных. Естественно, что вопросы геодинамики вышли на первый план и в современной геотектонике много внимания уделяется изучению самих процессов (спрединг, субдукция, коллизия и др.). Однако, как будет показано ниже, не только пространственные, но и временные корреляции снова могут стать или уже становятся предметом повышенного внимания тектонистов. В первую очередь это связано с успехами современного естествознания, в котором классическая физика Ньютона дополнилась теоретическими разработками в области вероятностных и необратимых процессов [Капица и др., 1997]. Новые веяния не обошли стороной геотектонику, начинают формироваться представления и базовые положения нелинейной геодинамики [Пушаровский, 1995; Авсюк, 1994; Гамбурцев, 1994; Вопросы..., 1998] и нелинейной тектоники [Пушаровский, Соколов, 2001].

В нашей стране геологической корреляцией активно занимались А.А. Богданов, Н.С. Шатский, А.Л. Яншин, А.Н. Мазарович, В.Е. Хаин, М.М. Рубинштейн, А.А. Пронин, В.П. Казаринов, Э.Н. Янов и мн. др. Много внимания этим вопросам, разработке и обоснованию методических приемов уделял в своей творческой деятельности Ю.Г. Леонов [1972, 1976, 1978; Проблемы..., 1980 и др.].

В 1980 г. была опубликована книга “Проблемы глобальной корреляции геологических явлений”, посвященная весьма дискуссионной в то время проблеме существования глобальных проявлений тектономагматической активности, фаз и эпох тектогенеза. На анализе большого фактического материала детальным образом рассмотрены разные аспекты корреляции тектонических, магматических и седиментационных явлений: 1) корреляция стадий и этапов деформаций складчатых областей (В.С. Буртман); 2) межрегиональная корреляция движений по разломам (А.И. Суворов); 3) олистостромы и корреляция фаз тектонической активности (М.Г. Леонов); 4) структурно-стратиграфическая корреляция этапов накопления и деформации моласс (Л.М. Расцветаев, И.Г. Щерба); 5) импульсы и колебания современной тектонической активности (В.Г. Трифионов); 6) несогласия и фазы активизации тектонических движений (В.И. Макаров). Специальный раздел посвящен моделированию колебательных систем, имеющих циклическое развитие, в магматических, осадочных и деформационных процессах (А.В. Лукъянов). Два раздела “Общие вопросы изучения глобальных тектонических процессов” (Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин) и “Глобальные орогенические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза” (Ю.Г. Леонов), а также “Введение” (Ю.Г. Леонов), и “Заключение” (Ю.Г. Леонов) дают разносторонний анализ состояния проблемы глобальных геологических корреляций, существовавшие в то время дискуссионные вопросы, определяют пути их решения. Особое внимание уделено рассмотрению корректности применяемых методических подходов.

Это была наиболее полная для своего времени сводка по проблеме глобальных корреляций, постановке и решению задач, широте охвата, глубине проработки и четкости изложения методических приемов. Неудивительно, что после публикации книги в отечественной аудитории дискуссия о возможности существования глобальных эпох тектогенеза пошла резко на убыль. В связи с этим ниже мы будем часто обращаться к этой книге и цитировать отдельные ее положения.

Разнообразие геологических процессов и явлений обусловило обширное поле деятельности для сравнительного и коррелятивного методов. Под корреляцией принято понимать соотношение, соответствие, взаимосвязь, взаимозависимость предметов, явлений и понятий (Словарь иностранных слов, 1981 г.). В первую очередь вопросы корреляции неразрывно связаны со стратиграфией, что нашло свое отражение в появлении в нашей стране специализированного журнал “Стратиграфия. Геологическая корреляция”. Как будет показано ниже, без стратиграфических исследований и совершенствования геохронологической шкалы дальнейшее продвижение в вопросах корреляции геологических событий невозможно.

## **КОРРЕЛЯЦИИ В ТЕКТНИКЕ**

Проблема одновременности проявления и глобальности тектонических процессов до сих пор не решена и трактуется с диаметрально противоположных позиций. В геотектонике с начала XX в. сложилось два подхода к пони-

манию тектонических процессов и событий, которые Ю.Г. Леонов и В.Е. Хайн (статья в кн.: [Проблемы..., 1980]) определили как глобальную и региональную концепции. Основателем глобального направления принято считать Г. Штилле [1964], сформулировавшего в 1924 г. представления об орогенических фазах (или фазах складчатости), которые получили название: “канон фаз орогенеза” или “канон фаз Штилле”. Этот подход отводит ведущую роль планетарным процессам, происходившим одновременно на всем земном шаре. Представления о глобальности тесно связаны с эпизодичностью деформаций, поскольку периоды тектонической активности сменялись периодами тектонического “покоя”.

Представители другого направления, среди которых было немало крупных ученых (Д.В. Наливкин, Н.С. Шатский, А.Л. Яншин, Дж. Гилули, Ж. Гогель, М.Г. Рутен, Ф. Шепард и др.) были сторонниками непрерывности (перманентности) тектонических движений во времени и пространстве, подвергнув при этом резкой критике канон фаз Штилле. Автор этих строк начинал свою деятельность в лаборатории А.Л. Яншина и застал выступления Александра Леонидовича, который со свойственным ему ораторским искусством, не оставляя камня на камне, “громил” представления Г. Штилле и его последователей.

Очевидно, что каждое направление отражает разные мировоззренческие и методические подходы, свойственные разным философским течениям, которые в геологии известны как “эволюционизм” и “катастрофизм”. Однако представляется более правильным говорить, соответственно, о градуализме и пунктуализме.

Надо сказать, что в критике представлений Г. Штилле был ряд серьезных замечаний. Они сводились к следующему: 1) в разных регионах земного шара были подмечены существенные отклонения от канона фаз; 2) в одних районах были обнаружены несогласия, которые возникли в так называемые анорогенные периоды, а в других – отсутствовали деформации именно в интервалы времени, соответствующие фазам складчатости; 3) были выделены эпохи складчатости, которые не укладывались в известный канон; 4) выявлению деформаций, имеющих региональное значение, что усложняло представления об орогенических фазах; 5) со временем выяснилось, что орогенические фазы имели длительность не в тысячи лет, как считал Г. Штилле, а в первые миллионы лет, достигая иногда 10–20 млн лет.

Кроме того, в рамках региональной концепции были сделаны важные достижения, которое можно определить как открытие “региональных аномалий”. Действительно, выявление индивидуальных особенностей позволило установить большое разнообразие тектонических процессов и, соответственно, причин, вызывающих региональные особенности. Особого внимания заслуживало обнаружение взаимосвязи тектонических, магматических, осадочных и метаморфических процессов, которое в дальнейшем позволило выдвинуть постулат о главенствующей роли тектоники. В результате планомерного и детального изучения отдельных континентов, складчатых поясов и регионов были установлены существенные различия в их структурах и развитии. Это многообразие требовало своего объяснения, тем самым будируя и направляя научный поиск.



Вместе с тем, в науке всегда существует группа ученых, которые занимают промежуточную позицию между крайними точками зрения. Часто это приводит к эклектике и не получает дальнейшего развития, но нередко, отрицание крайних ортодоксальных взглядов и поиск рациональных путей для сближения позиций дают новое знание. Ю.Г. Леонов и В.Е. Хаин [Проблемы..., 1980], анализируя систему взглядов сторонников глобальной и региональной концепции, обратили внимание на ряд положений, позволяющих объединить оба течения.

Во-первых, это тезис о неравномерности тектонических процессов. Действительно неравномерность тектонических деформаций во времени впервые была обоснована Г. Штилле на большом фактическом материале в виде канона орогенических фаз, имеющих планетарное распространение. При этом Г. Штилле [1964] в спорах со своими оппонентами отмечал, что анорогенные периоды не являются временем абсолютного покоя или отсутствия тектонических движений и деформаций, просто их интенсивность несоизмерима и отличается от происходивших в орогенные эпохи. Сюда же следует отнести его представления об эпейрогенических и орогенических процессах, “принцип разделения которых основывается как раз на продолжительности процессов” [Штилле, 1964, с. 75]. Первые являются вековыми и не изменяют тектоническую структуру, их можно считать “эволюционными”, а вторые – эпизодическими и перестраивающими структурный план, или “катастрофическими”, “революционными”.

Однако многие сторонники альтернативного направления также не отрицали неравномерности тектонических движений. Так, Н.С. Шатский, критиковавший Г. Штилле за “неокатастрофизм”, отмечал неравномерность складкообразования и чередования периодов повышенной и пониженной тектонической активности. А.А. Богданов [1949] считал, что несогласия и складкообразование развиваются независимо друг от друга и в разные этапы времени.

Наиболее последовательно представления о непрерывно-прерывистом характере тектонических процессов развивались В.Е.Хаиным [1950, 1995 и др.]. В настоящее время неравномерность или эпизодичность большинства геологических процессов представляется достаточно очевидной. С эпизодичностью проявления геологических процессов неразрывно связаны представления о цикличности и периодичности.

Статистический анализ [Кунин, Сардоников, 1976] угловых и эрозионных несогласий, которые были тщательно собраны, проанализированы и опубликованы А.А. Прониным [1969 а, б], выявил среднечастотную тектоническую цикличность продолжительностью 44 млн лет. Циклы состоят из эпох мобильности продолжительностью 11 млн лет, соответствующих фазам Штилле, и эпох покоя – 23 млн лет. Однако в этой работе отрицается существование каледонского, герцинского и альпийского циклов с периодичностью 150–200 млн лет, которые получили название циклов Бертрана [Хаин, 1995; Хаин и др., 1998], хотя большинство геологов не сомневается в их существовании. Говоря о статистических закономерностях, следует также учитывать, что “хронологические соотношения между несогласиями и фаза-

ми активизации тектонических движений достаточно сложны и различны в зависимости от типа движений. Это заставляет с большой осторожностью и аккуратностью использовать несогласия в качестве коррелятивных реперов” (статья В.И. Макарова, в кн.: “Проблемы...” [1980], с. 144).

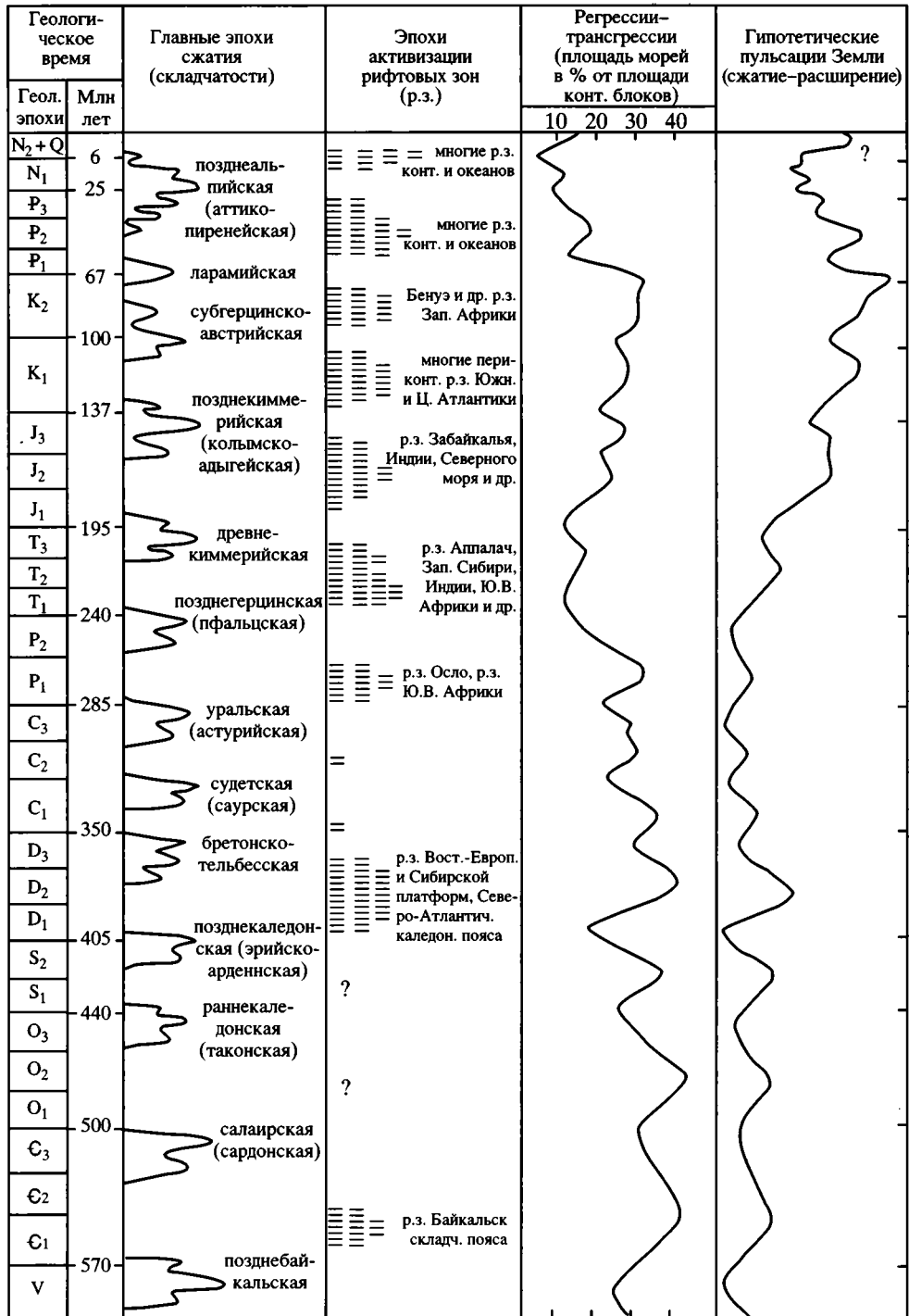
Геосинклинальная теория включала в себя представления о цикличности, которая определялась заложением, развитием и отмиранием геосинклиналей. В концепции направленного развития земной коры (геосинклинального процесса), разработанной в Геологическом институте АН СССР (РАН) [Пейве и др. 1972; Тектоника..., 1980], выделялись: океаническая, переходная и континентальная стадии. Здесь также уместно вспомнить, хотя и дискуссионные для своего времени, представления о полициклических геосинклиналиях.

В тектонической истории Земли выделялись циклы разной периодичности [Хаин, 1995; Хаин и др., 1998] от 35–40 млн лет, характеризующие “жизнь” отдельных геосинклиналей (геосинклинальных прогибов), до упоминавшихся выше “циклов Бертрана” с периодичностью 150–200 млн лет и “циклов Вилсона”, которые по своей продолжительности (500–600 млн лет) можно считать мегациклами. Мегациклы определяются формированием суперконтинентов, их сборкой и разрушением с образованием новых океанов. В послепалеозойской истории выделяются четыре мегацикла: 2,5–1,6; 1,6–0,8; 0,8–0,24 млрд лет; 0,24 млрд лет – настоящее время.

Доказательства цикличности тектонических процессов приводятся в самых разных работах, посвященных: 1) расчетам мощности осадочных пород [Ронов, Хаин, 1970]; 2) анализу изотопного датирования гранитов [Рубинштейн, 1967; Загрузина, 1991; и др.]; 3) распространению глаукофановых сланцев и офиолитов [Добрецов и др., 1988]; 4) периодичности формирования окраинных морей [Богданов, 1988]. К этому следует добавить, что непосредственно связанные с тектоническими движениями горообразование, вулканизм, землетрясения, цунами, оползни и многие другие геологические явления имеют эпизодический характер.

В рифтовых зонах тектонические процессы, связанные с растяжением и сопровождаемые процессами магматизма, протекают во времени неравномерно и имеют планетарное значение [Милановский, 1978; Казьмин, 1987]. Е.Е. Милановский считает, что глобальные эпохи рифтогенеза имеют такую же продолжительность, как и эпохи складкообразования. При этом они связаны между собой, но не являются одновременными, а чередуются (рис. 1). На схеме видно, что с чередованием эпох сжатия и растяжения, которое носило пульсационный характер, связаны эвстатические колебания уровня Мирового океана. Причем мировые регрессии совпадают с эпохами складкообразования, а трансгрессии – с тектонически “спокойными” эпохами, начальные стадии которых характеризовались рифтогенезом. Рост срединно-океанических хребтов обеспечивал сокращение емкости океанических котловин. Современные реконструкции раскола разного рода “Пангей” подтверждают вывод о планетарности процессов рифтогенеза, сопровождавших деструкции суперконтинентов.

Здесь следует отметить, что с позиций тектоники плит складчатость и деформации, связанные с движениями и взаимодействием литосферных плит,



должны были протекать непрерывно, поскольку их обеспечивали два перманентных процесса – спрединг и субдукция. Однако эти представления были характерны для периода становления тектоники плит и ее первых классических моделей. Позднее по мере поступления нового материала и изучения процессов спрединга и субдукции выяснилось их прерывистое и скачкообразное проявление.

Следует обратить внимание, что природа тектонической цикличности не ясна. Одни исследователи склонны видеть внутренние эндогенные причины эволюции Земли [Летников, 1992; Добрецов и др., 1994; Лобковский, 1995; Трубицын, 1997; Пушаровский, Соколов, 2001], другие – обращаются к космологическим поискам. Периодичность 30–35 млн лет (орогенные циклы Холмса) соответствует периодичности вертикальных колебаний Солнечной системы около плоскости Галактики – 33 млн лет [Атлас., 1998]. Близкая периодичность (25–30 млн лет), выявленная при анализе данных по вымиранию биоты в фанерозое, связывается с пересечением Солнцем галактической плоскости. Ю.Н. Авсюк [1994] указывает на необходимость учитывать влияние изменения расстояния и приливного взаимодействия в системе Земля–Луна на ход геодинамических процессов. Общеизвестными являются циклы Миланковича (21, 41, 90 тыс. лет) и Чендлера (14 млн лет).

Во-вторых, другим важным объединяющим началом, открывающим перспективу синтеза глобальной и региональной концепций, является разработка представлений об эпохах тектогенеза [Проблемы..., 1980]. В работах Г. Штилле и его сторонников речь идет о планетарном характере орогенических фаз или фаз складчатости, которые первоначально выделялись по наличию угловых несогласий и перерывов. Позднее эти данные были дополнены обнаружением синхронности тектонических и магматических явлений. Появился и вошел в обиход весьма популярный термин “тектономагматическая активность”. С развитием методов изотопной геохронологии накапливались данные о дискретности проявлений магматизма и метаморфизма. Литологи обнаружили определенные связи в изменении условий седиментации с тектоническими событиями. В результате изменились представления о длительности тектонической активности. С выяснением необходимости увеличения продолжительности тектонических процессов на смену базовому термину “фаза” пришел термин “эпоха”. К сожалению, строгого определения терминов “фаза” или “эпоха” не существует [Проблемы..., 1980]. Вместе с тем, важно то, что орогенические события начали рассматриваться как сложный комплекс хронологически взаимосвязанных явлений, таких как деформация, магматизм, метаморфизм, изменение условий осадконакопления и др.

В работе [Проблемы..., 1980] много внимания уделяется разработке методического подхода к выделению глобальных орогенических событий с акцентом на терминологические вопросы, формы проявления тектонической активности, оценку их продолжительности и критерии глобальности. Ю.Г.Леонов и В.Е. Хаин (табл.1) ввели понятие “элементарного” и “сложно-

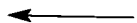


Рис. 1. Коррелятивная схема эпох рифтогенеза с тектоническими событиями и эвстатическими колебаниями (по: [Милановский, 1978], с упрощениями)

**Таблица 1.** Классификация орогенических событий по Ю.Г. Леонову и В.Е. Хаину [Проблемы..., 1980]

Процессы	Орогенические события	
	элементарные	сложные
Глобальные	?	Эпоха тектогенеза
Региональные	Фаза, региональная фаза	Фаза тектогенеза
Локальные	Эпизод (поднятия, деформации и пр.)	<i>Эпизод тектогенеза</i>

*Примечание.* Курсив – добавление автора статьи.

го” событий. Под “элементарным” событием они предложили понимать какую-либо одну группу явлений (поднятие, деформация и др). “Сложное” событие – совокупность элементарных явлений, например, – сочетание деформации и магматизма или седиментации и покровообразования. Для оценки пространственного значения рекомендовалось применять часто используемые понятия локальности, региональности и глобальности. Анализируя распределение элементарных и сложных событий на реальных объектах, авторы сделали вывод о целесообразности вместо орогенических фаз и эпох выделять фазы и эпохи тектогенеза, трактуя их как “периоды повышенной тектонической и магматической активности, конкретное выражение которых меняется от места к месту в зависимости от многих обстоятельств” [Проблемы..., с. 14]. Термин “фаза” предлагалось применять для “обозначения элементарных и сравнительно простых орогенических событий регионального масштаба, проявляющихся в пределах крупных складчатых сооружений (складчатых зон, систем, областей). Термин “эпоха тектогенеза” определяет сложное событие, длительность которого соответствует суммарной длительности составляющих ее региональных фаз и региональных фаз тектогенеза” [Проблемы..., с. 22].

Табл. 1 показывает, что остается открытым вопрос о глобальности элементарных событий. Именно на этой неопределенности часто базировалась критика канона фаз Штилле. Одной из ошибок было нередко гипертрофированное восприятие локальных и региональных особенностей изучавшими их геологами, напрасно искавшими свидетельства их проявления в других регионах. Кроме того, в пределах крупных тектонических элементов наблюдается скольжение временных границ элементарных событий, а также неравномерное распределение их в пространстве.

Можно заполнить пустую ячейку в графе локальных проявлений сложных событий как “эпизод тектогенеза” (см. табл. 1). Примером может служить формирование олистостромовых толщ. В работах М.Г. Леонова [1976], С.Д. Соколова [1979], а также упоминавшихся выше разделах книги “Проблемы глобальной корреляции” [1980] (М.Г. Леонов и Л.М. Расцветаев, И.Г. Щерба) показано, что существуют глобальные, региональные и локальные периоды накопления олистостром, происхождение которых связано с тектоническими движениями, в том числе со становлением покровов. На

конвергентных границах плит нередко наблюдается локальное распределение аккреционных призм, которые по простиранию сменяются зонами субдукционной эрозии или коллизионными структурами. В этих примерах “локальное” выступает как часть сложного события и может быть отнесено в качестве эпизода глобального явления.

Созвучными выделению “элементарных” и “сложных” событий, а также возможности их локального, регионального и глобального проявления является предложенный В.С. Буртманом [Проблемы..., 1980] методический прием корреляции, заключающийся в постановке и решении “внутренних” и “внешних” задач. К первой группе относится круг вопросов, связанных деформациями в пределах какой-либо одной складчатой системы (одновременность, разнообразие структурных ансамблей, последовательность деформаций), а ко второй – тот же круг вопросов, но при корреляции деформаций в разных складчатых системах и областях.

Рассмотренный выше подход, учитывающий как глобальные, так и региональные проявления тектонических процессов и рассматривающий их в общей совокупности тектогенеза, представляется хорошо обоснованным. В настоящее время можно считать очевидным, что орогенические события нельзя сводить только к складчатости и несогласиям.

Со времени появления канона фаз Штилле в геотектонике произошли кардинальные перемены. По мере роста знаний о геологии континентов ширится круг сторонников мобилизма. Исследования складчатых поясов показали, что все они имеют покровное строение. Изучение офиолитов обогатило тектонику представлениями об океанической коре геологического прошлого [Пейве, 1969 и др.]. В рамках геосинклинальной теории была создана мобилистская концепция направленного развития земной коры, или концепция геосинклинального процесса [Пейве и др., 1972; Тектоника..., 1980].

Во второй половине прошлого века началось планомерное изучение океанов, были выявлены линейные магнитные аномалии, интерпретация которых привела к созданию модели растекания океанического дна. В результате появилась новая концепция – тектоника плит, которая совершила “революцию” в умах геологов и обеспечила смену парадигмы в геологических науках. Соответственно, коренным образом изменились представления о тектонических процессах, были разработаны модели спрединга, субдукции, коллизии и др. В связи с этим представляется целесообразным под этим углом зрения, с современных позиций, посмотреть на вопросы тектонической корреляции.

В первую очередь обратимся к вопросу достоверности и точности наших знаний. Определение времени и длительности тектонических событий продолжает сталкиваться с немалыми трудностями, которые обусловлены точностью региональных стратиграфических шкал, проблемами эволюции и вымирания организмов, существующими ограничениями методов изотопной геохронологии. Современная геохронологическая шкала создана на базе комплексирования различных данных и методов стратиграфии, палеонтологии, изотопной геологии, палеомагнитологии. Значительный прогресс дос-

Age, Ma		Harland et al. [1982]	DNAG [Palmer, 1983]	Haq et al. [1987]	Harland et al. [1989]	Cowie, Bassett[1989]	Odin, Odin [1990]	Obradovich [1994]	This Paper
	<b>CRETACEOUS</b>	<i>Danian</i>	<i>Danian</i>	<i>Danian</i>	<i>Danian</i>	<i>Danian</i>	<i>Danian</i>	<i>Danian</i>	<i>Danian</i>
65		<b>Maastricht.</b>	<b>Maastricht.</b>	<b>Maastricht.</b>	<b>Maastricht.</b>	<b>Maastricht.</b>	<b>Maastricht.</b>	<b>Maastricht.</b>	<b>Maastricht.</b>
70									
75		<b>Campanian</b>	<b>Campanian</b>	<b>Campanian</b>	<b>Campanian</b>	<b>Campanian</b>	<b>Campanian</b>	<b>Campanian</b>	<b>Campanian</b>
80									
85		<b>Santonian</b>	<b>Santonian</b>	<b>Santonian</b>	<b>Santonian</b>	<b>Santonian</b>	<b>Santonian</b>	<b>Santonian</b>	<b>Santonian</b>
85		<b>Coniacian</b>	<b>Coniacian</b>	<b>Coniacian</b>	<b>Coniacian</b>	<b>Coniacian</b>	<b>Coniacian</b>	<b>Coniacian</b>	<b>Coniacian</b>
90		<b>Turonian</b>	<b>Turonian</b>	<b>Turonian</b>	<b>Turonian</b>	<b>Turonian</b>	<b>Turonian</b>	<b>Turonian</b>	<b>Turonian</b>
95		<b>Cenoman.</b>	<b>Cenoman.</b>	<b>Cenoman.</b>	<b>Cenoman.</b>	<b>Cenoman.</b>	<b>Cenoman.</b>	<b>Cenoman.</b>	<b>Cenoman.</b>
100									
105		<b>Albian</b>	<b>Albian</b>	<b>Albian</b>	<b>Albian</b>	<b>Albian</b>	<b>Albian</b>	<b>Albian</b>	<b>Albian</b>
110				<b>Aptian</b>		<b>Aptian</b>	<b>Aptian</b>		
115		<b>Aptian</b>	<b>Aptian</b>	<b>Barremian</b>		<b>Barremian</b>	<b>Barremian</b>	<b>Aptian</b>	<b>Aptian</b>
120		<b>Barremian</b>	<b>Barremian</b>	<b>Hauterivian</b>	<b>Aptian</b>	<b>Hauterivian</b>	<b>Hauterivian</b>		
125		<b>Hauterivian</b>	<b>Hauterivian</b>	<b>Valangin.</b>		<b>Valangin.</b>	<b>Valangin.</b>	<b>Barremian</b>	<b>Barremian</b>
130				<b>Barremian</b>	<b>Barremian</b>	<b>Berriasian</b>	<b>Berriasian</b>	<b>Hauterivian</b>	<b>Hauterivian</b>
135		<b>Valangin.</b>	<b>Valangin.</b>	<b>Tithonian</b>	<b>Hauterivian</b>	<b>Berriasian</b>	<b>Berriasian</b>	<b>Vaiangin.</b>	<b>Valangin.</b>
140		<b>Berriasian</b>	<b>Berriasian</b>	<i>Kimmeridgian</i>	<b>Valangin.</b>	<i>Tithonian</i>	<i>Tithonian</i>	<b>Berriasian</b>	<b>Berriasian</b>
145					<b>Berriasian</b>	<i>Kimmeridgian</i>	<i>Kimmeridgian</i>	<b>Tithonian</b>	
150		<i>Tithonian</i>	<i>Tithonian</i>	<i>Oxfordian</i>	<i>Tithonian</i>	<i>Oxfordian</i>	<i>Oxfordian</i>		<i>Tithonian</i>

Рис. 2. Временные шкалы мелового периода [Geochronology..., 1995]

тигнут в корреляции палеонтологических событий и биозон с магнитостратиграфической шкалой полярности. Интегрированные шкалы состоят из стратиграфических единиц, границы которых датируются миллионами лет с разным уровнем точности.

Геохронологические шкалы постоянно совершенствуются, и поэтому всегда существует несколько их вариантов. Сравнение отдельных шкал показывает определенные несоответствия в датировках длительности этапов (ярусов) и их границ. При этом неопределенности в относительной длительности ярусов значительно меньше, чем в возрастах границ ярусов [Gradstein et al., 1995]. На рис. 2 показаны существенные различия в трактовке возрастов границ ярусов мелового периода. Например, для берриаса возраст нижней границы меняется от 144 до 133 млн лет, а для баррема – от 114 до 131 млн лет. Для шкалы юрского периода (рис. 3) сходные различия показаны для геттангского (204–213 млн лет) и батского (165–176 млн лет) ярусов. Не менее существенные различия встречаются и в магнитостратиграфической шкале (табл. 2). Контроль “абсолютных” возрастов отдельных границ и рубежей еще недостаточно изучен, но обсуждение имеющихся здесь трудностей выходит за рамки данной статьи.

Вероятно, настало время ревизии несогласий, основного элемента, на котором базировались представления об орогенических фазах. Сложности тектонической интерпретации природы несогласий хорошо известны и неоднократно обсуждались [Богданов, 1949; Хаин, 1950; Штилле, 1964; Пронин, 1969а, б; Кунин, Сардоников, 1976; Ю.Г. Леонов, 1976, 1978; Проблемы..., 1980]. Благодаря морским исследованиям несогласия были установлены на шельфах и в глубоководных бассейнах и стали предметом детальных исследований. Несогласие – это не только физическая поверхность, которая отделяет две последовательности, а период геологического времени, который лишен стратиграфической летописи. Стратиграфический пробел может быть результатом как эрозии, так и отсутствия седиментации или одновременного действия обоих факторов. Для выяснения продолжительности hiatus нужно определить возраст двух поверхностей несогласия, и на этом пути есть свои трудности и неопределенности [Aubry, 1995]. Геологическое время весьма неполно и неровно представлено в морской стратиграфической летописи как на шельфах, так и в глубоководных осадках. Нет полного сходства и зависимости между геологическим временем и стратиграфической летописью [Aubry, 1995].

Обсуждая вопросы стратиграфии и геохронологии, с которыми неразрывно связана геологическая корреляция, мы сталкиваемся со сложной и различно трактуемой категорией – время. При корреляции каких-либо событий на первый план выходит выявление их одновременности или синхронности. При этом обычно упускается из вида двойственный характер времени. Одна сторона очевидна и связана с точностью измерения времени произошедшего события или явления, но вторая сторона, связанная с пониманием времени как научной категории, как правило, остается вне обсуждения.



**Таблица 2.** Временная шкала магнитных аномалий (в млн лет) из работы  
[Channel et al., 1995] с сокращениями

Номер аномалии	1	2	3	4	5	6
MO (top)	108,19	118,00	124,32	119,15	120,38	120,60
M1	112,62	121,81	127,35	122,56	123,67	123,19
	113,14	122,25	127,70	122,88	124,04	123,55
M3	114,05	123,03	128,32	123,45	124,72	124,05
	116,75	125,36	130,17	125,15	126,73	125,67
M5	118,03	126,46	131,05	125,96	127,68	126,57
	118,72	127,05	131,51	126,39	128,19	126,91
M6	118,91	127,21	131,64	126,50	128,33	127,11
	119,06	127,34	131,74	126,60	128,44	127,23
M7	119,27	127,52	131,89	126,80	128,59	127,49
	119,79	127,97	132,25	127,25	128,98	127,79
M8	120,21	128,33	132,53	127,68	129,29	128,07
	120,52	128,60	132,75	127,98	129,53	128,34
M9	120,88	128,91	132,99	128,32	129,79	128,62
	121,49	129,43	133,41	128,88	130,24	128,93
M10	121,94	129,82	133,72	129,31	130,58	129,25
	122,37	130,19	134,01	129,71	130,90	129,63
M10Nn-1	122,82	130,57	134,31	130,13	131,23	129,91
	122,88	130,63	134,36	130,20	131,28	129,95
M10Nn-2	123,31	131,00	134,65	130,60	131,60	130,22
	123,34	131,02	134,67	130,62	131,62	130,24
M10N	123,73	131,36	134,94	130,99	131,91	130,49
	124,07	131,65	135,17	131,26	132,10	130,84
M11	125,74	133,08	136,31	132,15	133,08	131,73
	126,22	133,50	136,64	132,42	133,37	131,91
M11A	127,16	134,01	137,30	132,92	133,93	132,47
	127,29	134,42	137,37	132,99	134,00	132,55
M12.1	127,68	134,75	137,63	133,19	134,23	132,76
	128,62	135,56	138,28	133,70	134,79	133,51
M12.2	128,74	135,66	138,36	133,75	134,85	133,58
	128,99	135,88	138,53	133,90	135,01	133,73
M12A	129,41	136,24	138,82	134,12	135,25	133,99
	129,56	136,37	138,92	134,20	135,34	134,08
M13	129,87	136,64	139,14	134,37	135,53	134,27
	130,41	137,10	139,50	134,66	135,84	134,53
M14	130,75	137,39	139,73	134,84	136,04	134,81
	131,81	138,30	140,46	135,41	136,67	135,57
M15	132,63	139,01	141,02	135,90	137,21	135,96
	133,30	139,58	141,47	136,38	137,89	136,49
M16	135,18	141,20	142,76	137,72	139,68	137,85
	135,94	141,85	143,28	138,26	140,40	138,50
M17	136,42	142,27	143,61	138,51	140,86	138,89
	138,16	143,76	144,80	139,86	142,51	140,51
M18	138,82	144,33	145,25	140,33	143,14	141,22
	139,31	144,75	145,58	140,68	143,60	141,63

Таблица 2 (окончание)

Номер аномалии	1	2	3	4	5	6
M19n-1	139,46	144,88	145,69	140,80	143,72	141,78
	139,55	144,96	145,75	140,88	143,79	141,88
M19	140,74	145,98	146,56	141,82	144,68	143,07
	141,28	146,44	146,93	142,25	145,08	143,36
M20n-1	141,64	146,75	147,17	142,54	145,35	143,77
	141,71	146,81	147,22	142,60	145,41	143,84
M20	142,47	147,47	147,75	143,21	145,99	144,70
	143,47	148,33	148,43	144,01	146,74	145,52
M21	144,74	149,42	149,30	145,02	147,69	146,56
	145,29	149,89	149,67	145,46	148,11	147,06
M22n-1	147,11	151,46	150,92	146,92	149,48	148,57
	147,17	151,51	150,96	146,95	149,52	148,62
M22n-2	147,23	151,56	151,00	147,01	149,57	148,67
	147,29	151,61	151,04	147,06	149,61	148,72
M22	147,38	151,69	151,10	147,13	149,68	148,79
	148,36	152,53	151,77	147,91	150,42	149,49
M22A	148,51	152,66	151,87	148,03	150,53	149,72
	148,72	152,84	152,01	148,20	150,69	150,04
M23	149,15	153,21	152,31	148,80	151,09	150,69
	149,48	153,49	152,53	149,24	151,39	150,91
M23	149,51	153,52	152,56	149,30	151,42	150,93
	150,24	154,15	153,06	150,31	152,10	151,40
M24	150,63	154,48	153,32	150,85	152,46	151,72
	151,06	154,85	153,61	151,44	152,86	151,98
M24	151,09	154,88	153,64	151,49	152,89	152,00
	151,33	155,08	153,80	151,82	153,11	152,15
M24A	151,48	155,21	153,90	152,02	153,25	152,24
	151,79	155,48	154,11	152,46	153,54	152,43
M24B	152,21	155,84	154,40	153,04	153,93	153,13
	152,39	156,00	154,53	153,30	154,10	153,43
M25	152,73	156,29	154,76	153,52	154,31	154,00
	153,03	156,55	154,96	153,72	154,49	154,31

*Примечания.* Литературный источник: 1 – Larson, Hilde 1975; 2 – Kent, Gradstein, 1985; 3 – Harland et al., 1990; 4 – Gradstein et al., 1994; 5 – Gradstein et al., 1995; 6 – Channel et al., 1995.

В философии, по крайней мере, есть две тенденции понимания времени. Одна из них проявлена в абсолютизации времени, а другая рассматривает время как последовательность движений и событий. Первая трактовка нашла свое отражение в классической физике Ньютона, в которой время было равномерно, непрерывно и обратимо. Во втором толковании время двойственно и выступает как изменчивость объектов и как способ измерения самой изменчивости. В разных науках сложилось разное понимание природы времени. Принципиальное отличие геологического времени от физического,

Age, Ma		Harland et al. [1982]	DNAG [Palmer, 1983]	Haq et al. [1987]	Harland et al. [1989]	Cowie, Bassett [1989]	Odin, Odin [1990]	This Paper
130	<b>JURASSIC</b>	<i>Hauterivian</i>	<i>Hauterivian</i>	<i>Berriasian</i>	<i>Berriasian</i>		<i>Valanginian</i>	<i>Hauterivian</i>
135		<i>Valanginian</i>	<i>Valanginian</i>	<b>Tithonian</b>	<i>Hauterivian</i>	<i>Berriasian</i>	<i>Berriasian</i>	<i>Valanginian</i>
140		<i>Berriasian</i>	<i>Berriasian</i>	<b>Kimmeridg.</b>	<i>Valanginian</i>	<b>Tithonian</b>	<b>Tithonian</b>	<i>Berriasian</i>
145		<b>Tithonian</b>	<b>Tithonian</b>	<b>Oxfordian</b>	<i>Berriasian</i>	<b>Kimmeridg.</b>	<b>Kimmeridg.</b>	
150	<b>Kimmeridg.</b>	<b>Kimmeridg.</b>	<b>Oxfordian</b>	<b>Tithonian</b>	<b>Oxfordian</b>	<b>Oxfordian</b>	<b>Oxfordian</b>	<b>Tithonian</b>
155	<b>Oxfordian</b>	<b>Oxfordian</b>	<b>Callovian</b>	<b>Kimmeridg.</b>	<b>Callovian</b>	<b>Callovian</b>	<b>Callovian</b>	<b>Kimmeridg.</b>
160	<b>Callovian</b>	<b>Callovian</b>	<b>Bathonian</b>	<b>Oxfordian</b>	<b>Callovian</b>	<b>Callovian</b>	<b>Callovian</b>	<b>Oxfordian</b>
165	<b>Bathonian</b>	<b>Bathonian</b>	<b>Bathonian</b>	<b>Bathonian</b>	<b>Bathonian</b>	<b>Bathonian</b>	<b>Bathonian</b>	<b>Callovian</b>
170	<b>Bajocian</b>	<b>Bajocian</b>	<b>Bajocian</b>	<b>Bajocian</b>	<b>Bajocian</b>	<b>Bajocian</b>	<b>Bajocian</b>	<b>Bathonian</b>
175	<b>Aalenian</b>	<b>Aalenian</b>	<b>Aalenian</b>	<b>Aalenian</b>	<b>Aalenian</b>	<b>Aalenian</b>	<b>Aalenian</b>	<b>Bajocian</b>
180	<b>Bajocian</b>	<b>Bajocian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Aalenian</b>
185	<b>Aalenian</b>	<b>Aalenian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>
190	<b>Toarcian</b>	<b>Toarcian</b>	<b>Pliensbach.</b>	<b>Pliensbach.</b>	<b>Pliensbach.</b>	<b>Pliensbach.</b>	<b>Pliensbach.</b>	<b>Pliensbach.</b>
195	<b>Pliensbach.</b>	<b>Pliensbach.</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Pliensbach.</b>
200	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>	<b>Sinemurian</b>
205	<b>Hettangian</b>	<b>Hettangian</b>	<b>Hettangian</b>	<b>Hettangian</b>	<b>Hettangian</b>	<b>Hettangian</b>	<b>Hettangian</b>	<b>Hettangian</b>
210	<b>Hettangian</b>	<b>Norian</b>	<b>Hettangian</b>	<b>Hettangian</b>	<b>Hettangian</b>	<i>Rhaetian</i>		<i>Rhaetian</i>
215	<i>Rhaetian</i>	<i>Norian</i>	<i>Rhaetian</i>	<i>Norian</i>	<i>Norian</i>	<i>Norian</i>	<i>Norian</i>	<i>Norian</i>

Рис. 3. Временные шкалы юрского периода [Geochronology..., 1995]

пожалуй, сейчас не вызывает сомнений [Круть, 1973; Мейен, 1983; Симаков, 1996; и др.]. Геологическое время определяется [Geochronology..., 1995] как время, используемое в связи с историей Земли и фиксируемое геологическими методами (стратиграфия, изотопия элементов, скорости роста колец деревьев и кораллов, скорости седиментации и др.).

Масштаб измерения может основываться на любом явлении, который вызывает изменения во времени. Например, вращение Земли вокруг своей оси определяет – солнечное время. Используются другие независимые системы: атомное время, координатное универсальное время, радиометрическое время, динамическое время и др. Соответственно, геологические, географические, биологические и климатические процессы также измеряются разными и собственными “часами”.

Параллельное и независимое течение биологического и геологического времени подтверждается данными палеонтологии и изотопной геохронологии, которые показывают, что процессы эволюции органического мира (биологическое время) – возникновение, расцвет и вымирание отдельных популяций – часто не совпадают с геологическими циклами и периодичностью.

Отсюда может следовать важный для геологической корреляции вывод о том, что изучение одного из природных явлений (например, несогласия, фазы складчатости и пр.) не может дать информации о процессах, происходящих с тем же объектом или соседними объектами в другом времени. Временная организация геологических систем превращается в коллекцию фактов, друг с другом не связанных. Разобраться с этим и установить возможные причинно-следственные связи является одной из задач геологической корреляции, выполняемой с учетом подобного рода закономерностей и ограничений.

В науках о Земле долгое время развивалась “причинно-следственная” трактовка времени, которая базируется на эволюционном (линейном) и циклическом характерах природных процессов. В современном естествознании появилось представление о необратимом (термодинамическом) времени. Здесь следует отметить, что в основу геохронологической шкалы положена неповторимость этапов эволюции органического мира.

Другая проблема связана с трудностями в выяснении причинно-следственных связей. С одной стороны, время способно разграничить причину и следствие, а с другой – одновременность событий не является свидетельством существования причинно-следственной зависимости. Более того, абсолютно синхронными могут быть события, которые не связаны никакими взаимодействиями. Чаще существуют апосредованные связи, которые нередко принимаются за причинно-следственную зависимость. Одним из примеров может служить гипотеза вымирания динозавров в результате импактного события. В сложных саморазвивающихся системах только на определенных этапах развития (область бифуркации) какая-либо из флуктуаций или внешнее воздействие на систему может вызвать катастрофическое событие.

## ЭПОХИ ТЕКТОГЕНЕЗА И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БИФУРКАЦИИ

Анализируя геологическую историю Тихоокеанского полушария, автор данной работы выполнил корреляцию разного рода тектонических событий для мезозойско-кайнозойского времени. На рис. 4 показаны основные тектонические события: фазы тектонических деформаций на континентах; структурные перестройки в океане и эпохи тектонической аккреции в зонах перехода континент—океан.

На схеме отчетливо видно существование прямых связей между этими событиями, каждое из которых определяло узловые критические точки в эволюции трех основных структурных элементов Земли. Эти события носят периодический и, скорее всего, циклический характер. Наиболее отчетливо цикличность проявлена в зонах перехода, где развиты мобильные структуры (островные дуги, краевые моря, глубоководные желоба, аккреционные призмы и др.), характеризующиеся разнообразными и контрастными по своему строению и составу магматическими, осадочными и метаморфическими формациями.

В геологической истории устанавливаются этапы длительного развития: триас-среднеюрский, среднеюрско-раннемеловой, позднемеловой-эоценовый, эоцен-раннемиоценовый, позднемиоцен-четвертичный. Для каждого временного интервала с помощью палеотектонического анализа и палинспатических реконструкций восстанавливаются геодинамические обстановки и

Возраст		Этапы развития зон перехода	Фазы деформаций	Структурные перестройки в океане
Неоген	Q	N <sub>2</sub> - Q	штирийская	
	N <sub>2</sub>			
	N <sub>1</sub>			
Палеоген	P <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> <sup>3</sup> - N <sub>1</sub>	пиренейская	
	P <sub>2</sub>			
	P <sub>1</sub>	P <sub>1-2</sub>	ларамийская	
Мел	K <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	австрийская	
	K <sub>1</sub>	J <sub>2</sub> <sup>3</sup> - K		
Юра	J <sub>3</sub>	T - J <sub>2</sub> <sup>3</sup> (J <sub>3</sub> <sup>1</sup> )	невадийская	
	J <sub>2</sub>			
	J <sub>1</sub>			
Триас	T <sub>3</sub>			
	T <sub>1-2</sub>			

Рис. 4. Корреляция основных тектонических событий в Тихоокеанском полушарии

Таблица 3. Среднемеловая эпоха бифуркаций

Континенты	Зоны перехода	Океаны
Австрийская фаза складчатости	Континентальная аккреция	Начало эпохи спокойного магнитного поля
Заложение Восточно-Азиатского вулканического пояса	Перестройка системы краевых морей и островных дуг	Изменение направления и скорости движения тихоокеанских плит
Гранитоидный магматизм	Глаукофановый метаморфизм	Внутриплитный магматизм
Сдвиги, сбросы	Формирование покровов	Внутриокеанические деформации и надвиги
Смена флористических и фаунистических комплексов	Смена флористических и фаунистических комплексов	Эволюция радиоляриевых сообществ

латеральные ряды структур краевое море – островная дуга – желоб. Этапы длительного развития прерывались кратковременными периодами тектонических деформаций и структурных перестроек.

Ярко выраженный циклический характер эволюции зон перехода имеет следующие особенности. Во-первых, этапы длительного развития не просто сменяют друг друга во времени, а разделяются кратковременными эпохами тектонических деформаций и структурных перестроек. Во-вторых, в конце каждой эпохи возникают новые тектонические неоднородности, определяющие смену тектонических режимов и положение новых конвергентных границ плит. Появление новых неоднородностей приводит к началу следующего этапа длительного развития. Вновь созданный латеральный ряд структур в системе континент–океан, хотя и является качественно однотипным более раннему этапу, но имеет иные очертания, размеры, положение, а нередко и состав вещественных комплексов. Следовательно, цикличность в эволюции зон перехода носит необратимый характер.

В связи с этим зоны перехода следует рассматривать как открытые системы, существование которых поддерживается притоком и оттоком вещества и энергии при взаимодействии континентальной и океанической неоднородностей. В своей эволюции они проходят через последовательную смену разных состояний, а сама цикличность обладает временным вектором полярированности. Подобные свойства типичны для развития самоорганизующихся систем, описание эволюции которых дает неравновесная термодинамика [Пригожин, Стенгерс, 1986]. Такой подход позволяет относить их к классу диссипативных структур и объектов нелинейной тектоники [Соколов, 1994; Пушаровский, Соколов, 2003]. При этом кратковременные эпохи перестроек напоминают поведение открытых систем вблизи области бифуркации.

На примере “австрийской фазы” (табл. 3) отчетливо видна синхронность разных тектонических, магматических, метаморфических событий, которые являются взаимосвязанными и носят глобальный характер. Они проявились

на континентах, в океанах и в зонах перехода [Книппер, 1985; Хаин, 1995; Соколов, 1998]. Причем резкие изменения, иногда носившие катастрофический характер, происходили в это время как в биогенных, так и в косных системах. Принимая во внимание достижения современного естествознания, автор статьи предложил называть такие глобальные эпохи тектогенеза и связанные с ними абиотические события, главным образом катастрофического плана, эпохами тектонических бифуркаций [Соколов, 1998].

Возвращаясь к орогеническим фазам Штилле, фазам и эпохам тектогенеза [Проблемы..., 1980], можно определить, что необходимость выделения тектонических бифуркаций является требованием времени. Это понятие наиболее близко по своему звучанию эпохам тектогенеза в понимании Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина [Проблемы..., 1980], а по своей сути объединяет в единое целое представления об орогенических фазах, эпохах и фазах тектогенеза (см. табл. 1), добавляя к ним эпохи структурных перестроек в океанах и в зонах взаимодействия плит.

Введение этого понятия в методику тектонических исследований имеет важное познавательное значение, что отражено в ряде публикаций [Соколов, 1998, 2003]. Под тектонической бифуркацией предлагается понимать совокупность геологических событий (тектонических, магматических, метаморфических, седиментологических и пр.), имеющих глобальное проявление и вызванных резкими, в том числе катастрофическими, изменениями в структуре и истории развития основных тектонических неоднородностей Земли – континентов и океанов. Такой подход снимает многие возражения и споры относительно глобальности отдельных явлений и во многом определяет перспективу использования теоретических разработок синергетики, теории нелинейных процессов и неравновесной термодинамики.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64217).

### *Литература*

- Авсюк Ю.Н. Роль внешнего воздействия в нелинейной геодинамике // *Нелинейная геодинамика*. М.: Наука, 1994. С. 145–151.
- Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 2: Циклическая динамика в природе и обществе. М.: Научный мир, 1998. 432 с.
- Богданов А.А. Несогласия, их типы и значение изучения // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1949. № 2. С. 43–60.
- Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 222 с.
- Вопросы нелинейной геологии и геодинамики. М.: ГЕОС, 1998. 109 с.
- Гамбурцев А.Г. Нелинейные эффекты в современной геодинамике // *Нелинейная геодинамика*. М.: Наука, 1994. С. 136–145.
- Добрецов Н.Л. Правильная периодичность образования глаукофановых сланцев как показатель периодичности геологических процессов // *ДАН СССР*. 1988. Т. 300, № 2. С. 427–431.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 299 с.
- Загрузина И.А. Практическая геохронометрия. М.: Наука, 1991. 230 с.

- Казьмин В.Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континентов и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
- Капица С.П., Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г.* Синергетика и прогнозы будущего. М.: Наука, 1997. 285 с.
- Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 5–27.
- Круть И.В.* Исследование оснований теоретической геологии. М.: Наука, 1973. 206 с.
- Кунин Н.Я., Сардоников Н.М.* Глобальная цикличность тектонических движений // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51, вып. 3. С. 5–27.
- Леонов М.Г.* Тектонический режим эпох образования олистостром // Геотектоника. 1976. № 3. С. 26–39.
- Леонов Ю.Г.* Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. № 2. С. 3–14.
- Леонов Ю.Г.* О некоторых методических предпосылках корреляции тектонических движений // Геотектоника. 1976. № 6. С. 3–14.
- Леонов Ю.Г.* Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 89–103.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
- Лобковский Л.И.* Эволюция мегаокеанов, глобальные трансгрессии и нелинейная геодинамика // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 125–140.
- Мейен С.В.* Понятие времени и типология объектов (на примере геологии и биологии) // Диалектика в науках о природе и человеке. М.: Наука, 1983. С. 311–317.
- Милановский Е.Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 2–11.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 12. С. 7–25.
- Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 356 с.
- Проблемы глобальной корреляции геологических явлений / Под ред. А.В. Пейве, Ю.Г. Леонова. М.: Наука, 1980. 220 с.
- Пронин А.А.* Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука, 1969а. 252 с.
- Пронин А.А.* Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука, 1969б. 231 с.
- Пушаровский Ю.М.* О трех парадигмах в геотектонике // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
- Пушаровский Ю.М., Соколов С.Д.* Нелинейная тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Научный мир, 2001. С. 476–508.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Основные вопросы соотношений между седиментацией и тектоникой // Состояние и задачи советской литологии. Т. 1. М.: Наука, 1970. С. 67–79.
- Рубинштейн М.М.* Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии // Геотектоника. 1967. № 2. С. 21–30.
- Симаков К.В.* Очерк истории развития концепции реального геологического времени. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 317 с.
- Соколов С.Д.* Офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы складчатых областей // Геотектоника. 1979. № 3. С. 76–88.
- Соколов С.Д.* Общие закономерности развития активных окраин Тихого океана в мезозое и кайнозое // ДАН. 1994. Т. 336, № 2. С. 234–237.
- Соколов С.Д.* Бифуркации в геологии // Вопросы нелинейной геологии и геодинамики. М.: ГЕОС, 1998. С. 28–36.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника на современном этапе // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
- Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
- Трубицын В.П.* Механизм, формирующий лик Земли и управляющий глобальными геологическими процессами // Наука и технологии в России. 1997. № 3. С. 1–4.



- Хаин В.Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 6. С. 26–44.
- Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии М.: Наука, 1995. 190 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б., Кузнецов Н.Б. Геологическая цикличность Земли // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 2: Циклическая динамика в природе и обществе. М.: Научный мир, 1998. С. 21–27.
- Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Aubry M.-P. From chronology to stratigraphy: interpreting the the Lower and Middle Eocene stratigraphic record in the Atlantic ocean // Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlation / Eds: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol. SEPM Special Publication N 54. Tulsa, Oklahoma, USA, 1995. P. 213–274.
- Channel J.E.T., Erba E., Nakanishi M., Tamaki K. Late Jurassic-Early Cretaceous time scales and oceanic magnetic anomaly block model // Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlation / Eds: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol. SEPM Special Publication N 54. Tulsa, Oklahoma, USA, 1995. P. 51–63.
- Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlation. Eds: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol. SEPM Special Publication N 54. Tulsa, Oklahoma, USA, 1995. 386 p.
- Gradstein F.M., Asterberg F.P., Ogg J.G. et al. A Mesozoic time scale // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 24051–24074.
- Gradstein F.M., Asterberg F.P., Ogg J.G. et al. Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale // Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlation / Eds: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol. SEPM Special Publication N 54. Tulsa, Oklahoma, USA, 1995. P. 95–126.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geological time scale. Cambridge University Press, 1990. 263 p.
- Kent D.V., Gradstein F.M. A Cretaceous and Jurassic geochronology // Geol. Soc. Amer. Bul. 1985. Vol. 96. P. 1419–1427.
- Larson R.L., Hilde T.W.C. A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 2586–2594.
- Sengor A.M.S. Timing of orogenic events: A persistent geological controversy // Controversies in modern geology. N.Y.: Acad. press., 1991. P. 405–473.

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*Вертикальная аккреция – прогрессивное наращивание консолидированной коры и/или изменение ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие различных оболочек и слоев Земли; осуществляется в результате перехода пород из одной оболочки литосферы в другую вследствие их структурно-вещественных (физико-химических) преобразований и изменения петрофизических свойств; приводит к смещению границ консолидированной коры в вертикальном разрезе.*

В течение ряда лет (1996–2001 гг.) в Геологическом институте РАН разрабатывалась концепция вертикальной аккреции как одного из факторов формирования консолидированной земной коры. Эти работы были активно поддержаны Юрием Георгиевичем Леоновым и как директором Института и в качестве непосредственного участника работ по проблеме. Результатом исследований явилось издание двух коллективных монографий “Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект” [Леонов М. и др., 2000] и “Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы” [Вертикальная аккреция..., 2002], авторами которых являются сотрудники Геологического института РАН, в том числе и Юрий Георгиевич Леонов. Разработка концепции вертикальной аккреции была отмечена в перечне главнейших достижений Российской академии наук за 2001 г.

Эта статья, помимо моих собственных данных, основана на широком использовании материалов, содержащихся в упомянутых выше монографиях, и является как бы их кратким рефератом. За рамками статьи, естественно, остается огромный фактический и аналитический материал, содержащийся в монографиях, а только библиография по нему насчитывает более тысячи наименований. Авторы разделов этих монографий по праву могли бы являться соавторами этой публикации, и я пользуюсь случаем выразить свою искреннюю благодарность всем, кто принимал участие в написании цитированных выше книг. Право на самостоятельную публикацию по этому вопросу мне дает только то, что я являлся инициатором постановки проблемы, руководителем одноименной межлабораторной темы, автором нескольких разделов упомянутых монографий, их составителем и ответственным редактором одной из них<sup>1</sup>. Кроме того, в этой публикации

---

<sup>1</sup> При дальнейшем изложении текста в косых скобках будут указаны фамилии авторов тех или иных положений, высказанных в упомянутых монографиях и приводимых мною в статье.

приведены некоторые новые данные и формулировки, касающиеся рассматриваемой проблемы.

Определение понятия “земная кора”, по-видимому, впервые было дано в 1835 г. Ч. Ляйелем, который рассматривал ее как поверхностные, доступные прямому наблюдению части нашей планеты. Позднее (например, в работах Дж. Дена и А. Гейки) в представление о земной коре были привнесены элементы историко-геологического содержания. Но, по существу, понятие “земная кора” приобрело определенность только после того, как в 1909 г. А. Мохоровичичем был открыт раздел, названный его именем (сокращенно “М”), который характеризуется скачкообразным изменением скорости распространения сейсмических волн. С тех пор принимается (В. Бенъофф, А. Берч, Б. Гутенберг, Р.М. Деменицкая), что “земная кора” включает все осадочные и кристаллические породы, лежащие выше поверхности М.

Представление о консолидированной коре как о самостоятельной геологической оболочке появилось позднее, восходит к работам Э. Аргана и развивалось многими учеными (Г. Штилле, Ж. Гогель, В.В. Белоусов, В.Е. Хаин и др.). В современной геологической литературе консолидированная кора континентов – это, с одной стороны, совокупность физически и, как считается, петрохимически различных слоев: верхнего “гранитного” (гранитно-метаморфического, гранитогнейсового) и нижнего “базальтового” (гранулит-базитового), а с другой стороны, – обозначение совокупности комплексов пород, претерпевших складчатость, метаморфизм и гранитизацию. В соответствии с этим, неотъемлемыми свойствами консолидированной коры принято считать близость средневзвешенного состава пород к андезиту [Добрецов, 1980] или к гранодиориту [Бородин, 1999] и наличие в ее составе гранитно-метаморфического слоя [Хаин, Ломизе, 1995]. Синонимом понятия “гранитно-метаморфический слой” является понятие “сиаль” (от Si “силициум” и Al “алюминий”), которое предложено Э. Зюссом для обозначения легких масс земной коры, в противоположность тяжелому фемическому субстрату (“сима”). Термин “сима” был закреплен за базальтовым слоем. В последнее время понятие “консолидированная кора”, кроме вещественной, дополнено еще одной важной характеристикой – определенными реологическими свойствами, а именно: способностью к объемному (3D) тектоническому течению или к так называемой реидной (от греч. “ρεο” – “течь”) деформации [Леонов М., 1999, 2000, 2001].

До недавнего времени подразумевалось, что консолидированная кора, раз сформировавшись, не подвержена в дальнейшем ни серьезным структурно-вещественным преобразованиям, ни существенным вариациям объема, ни изменениям положения ее границ. Однако исследованиями последних лет установлено, что консолидированная кора претерпевает заметную постумную переработку, связанную с изменением ее структуры, состава и объема, а нижняя и верхняя границы консолидированного слоя могут со временем менять свое положение в разрезе литосферы [Колодяжный, 1999; Леонов М., 1997, 1999, 2000, 2001; Леонов М. и др., 2000; Леонов М., Леонов Ю., 2002; Леонов Ю., 1991, 1993; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000]. Эти данные вызвали к жизни понятие “вертикальная аккреция земной коры”.

Фундаментальными свойствами Земли, в том числе и ее верхней оболочки – земной коры, – являются ее латеральная неоднородность и вертикальное расслоение [Пушаровский, 1998]. Латеральная неоднородность выражена в подразделении земной коры на три типа: океанический, переходный и континентальный; вертикальное расслоение – в наличии ее слоистой, оболочечной структуры. Взаимодействие различных слоев земной коры и прилегающих к ней мантийной и гидроатмосферной оболочек в условиях сложного градиентного поля напряжений является мощным стимулом развития геологических процессов и систем (труды В.И. Вернадского, В.М. Синицина, Н.П. Виноградова и мн. др.).

Формирование земной коры и ее гранитогнейсового слоя – фундаментальное явление геологической эволюции Земли, что отражено в трудах многих ученых (Д.С. Коржинский, Ф.А. Летников, М.И. Кузьмин, В.А. Жариков, Дж. Пирс, Б. Чепел, А. Уайт, Л.В. Таусон и мн. др.). Сиалический слой и консолидированная кора в целом представляют собой новообразования, сформированные на геологической стадии развития планеты и отражающие в особенностях своего строения специфику этой стадии [Синицын, 1972]. Значительный объем первичной сиалической коры сформирован в архее. По разным оценкам, это – 50–85% от ее современного объема [Борукаев, 1985, 1996; Гаррелс, Маккензи, 1974; Ронов, 1980; Тейлор, Мак-Леннон, 1988; Хаин и др., 1982; Armstrong, 1981; Fife, 1978; и др.]. В последующие эпохи происходит структурно-вещественная трансформация первичной коры, а также наращивание гранитно-метаморфического слоя за счет возникновения его новых объемов, т.е. процессы гранитизации или, несколько шире, – сиализации корового слоя. Суть вещественной трансформации “первичной” коры заключена в преобразовании анортозитового [Никишин, 1989; Lowman, 1989] или анортозит-андезитового [Добрецов, 1980] корового слоя в кору анхигранитного состава. Эти преобразования связаны с процессом гранитизации – “совокупности сложных процессов..., заключающихся в том, что различные горные породы (осадочные, изверженные или метаморфические) под влиянием ряда факторов изменяют свой состав и структуру и превращаются в граниты...” [Петрографический словарь, 1963, с. 91].

Но в конечном итоге возникает не чисто “гранитный”, а “гранитно-метаморфический” слой, имеющий неоднородное, пятнистое, гетерогенное строение. И главным “является не степень приближения состава пород к граниту, а общая петрогенетическая тенденция обогащения пород гранитофильными компонентами в данной части геологического пространства” [Кейльман, Паняк, 1979, с. 69], т.е. сиализация горных масс. Главной петрохимической тенденцией при гранитизации является дебазификация исходной породы [Летников и др., 2000]. То же самое можно сказать и о сути преобразования магматических и вулканических пород базальтоидного ряда, а также производных от них осадочных пород, которые в конечном итоге вошли или войдут в состав консолидированного гранитно-метаморфического слоя континентов. При этом большое значение приобретают процессы метаморфизма, в результате которых происходят замещение исходных минеральных ассоциаций метаморфическими и, как следствие, повышение степени кристал-

личности пород. А эти явления в совокупности приводят к изменению не только вещественного состава, но и реологии породных масс, которая является одним из определяющих признаков консолидации корового слоя [Леонов М., 2000, 2001]. Процесс гранитизации во многих случаях имеет биметасоматическую природу, и в результате реакций обмена между различными типами пород происходят их взаимное объемное замещение и увеличение объема пород, величина которого варьирует от 5 до 36% в зависимости от их исходного состава [Летников и др., 1988].

Формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя, изменение его мощности и внутренних свойств связано с эндогенными и экзогенными факторами (седиментационными, магматическими, структурно-метаморфическими), в результате которых происходят [Борукаев, 1996; Синицин, 1972; Lowman, 1989]: 1) латеральное приращение новых порций сиалического материала, или “латеральная аккреция” (lateral accretion), и/или 2) вертикальное наращивание сиалического слоя, или “вертикальная аккреция” (vertical accretion). Последняя осуществляется за счет: подслаивания снизу (underplating, underaccretion); надслаивания сверху (overplating, overaccretion) и внутрикоровых процессов (intraplating, intraaccretion) (рис. 1, см. цв. вкл.).

Формирование гранитно-метаморфического слоя – процесс сложный и многофакторный, при этом принципиально значимыми являются процессы, протекающие на границах различных слоев земной коры и отражающие взаимодействие их между собой, а также процессы на контакте корового слоя с атмосферно-гидросферной оболочкой и с верхней мантией /В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк, М.Г. Леонов и Ю.Г. Леонов, Г.Е. Некрасов/. В соответствии с таким подходом, *вертикальная аккреция – это прогрессивное наращивание консолидированной коры и/или изменение ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие различных оболочек Земли.*

Вертикальная аккреция земной коры – явление реальное и широко распространенное. Оно проявлено в пределах кор континентального, океанического и переходного типов и осуществляется за счет комплекса структурно-вещественных (физико-химических) трансформаций горных пород в зоне взаимодействия литосферных слоев и окологитосферных оболочек: верхней мантии и нижней коры /Ю.Г. Леонов, Г.Е. Некрасов/; нижней и верхней кор /О.М. Розен, В.С. Федоровский/; гранитно-метаморфического слоя и плитного чехла /М.Г. Леонов и С.Ю. Колодяжный/; верхнекорового слоя и гидросферно-атмосферной оболочки /В.И. Копорулин, Н.П. Чамов/.

При этом границы между оболочками – это высокоградиентные разделы (петроструктурные, реологические, геохимические, энергетические), само существование которых предопределяет реализацию многих геологических процессов, в том числе и тех, которые отражают одно из самых фундаментальных геологических явлений – сиализацию вещества Земли и формирование гранитно-метаморфического слоя. И хотя понятие вертикальная аккреция имеет тектонический смысл, отражает оно “геохимический процесс направленного преобразования пород от мантийного основного состава к

кислым – коровым” /В.И. Виноградов/. На базе фундаментальных работ В.И. Вернадского, Н.М. Синицина и некоторых других исследователей и учитывая современные данные, *сформулирована парадигма становления сиалического слоя континентов как парадигма “вертикальной аккреции земной коры”, которая основана на признании ведущей роли физико-химического взаимодействия оболочек Земли в процессе преобразования структуры и вещества горных пород.*

Процесс вертикальной аккреции имеет глобальное значение, но при этом, независимо от способа реализации, он проявляется дискретно в пространстве и во времени и только при наличии соответствующих условий. Одно из обязательных условий – это существование “первичного” оболочечно-го строения или возникновение в результате тектонических процессов (субдукция, коллизия, аккреция) структурно-вещественной расслоенности и, соответственно, наличие граничных разделов. Структурные и вещественные преобразования могут иметь место на различных уровнях земной коры, а также на ее нижней и верхней границах. Если интенсивность преобразований превосходит некоторые пороговые значения, возникает радикальное изменение петрофизических и реологических свойств горных пород и смещение (перескок) физических (петроструктурно-реологических) границ по разрезу земной коры. Это приводит к переходу пород из одной оболочки, к которой они принадлежали по условиям своего формирования, в другую, которой они соответствуют с точки зрения их новых физических характеристик, т.е. к вертикальной аккреции /М.Г. Леонов и С.Ю. Колодяжный, Г.Е. Некрасов, Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк, В.И. Виноградов, М.Г. Леонов и Ю.Г. Леонов/ (рис. 2, см. цв. вкл.).

Процесс наращивания консолидированной коры (гранитно-метаморфического слоя), имеющий место в подвижных (покровно-складчатых) поясах может быть продемонстрирован, в частности, на примере Южного Тянь-Шаня [Леонов М., 1988, 1996, 2001]. Характерным тектоническим элементом этого покровно-складчатого сооружения являются протяженные зоны, имеющие синформное строение и выполненные мощными толщами осадочно-вулканогенных пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. На ранних этапах эволюции (O–S<sub>1</sub>) эти зоны представляли собой подводные и островные вулканические гряды, заложившиеся на коре мафического типа (рис. 3, А, см. цв. вкл.). На границе S<sub>1</sub>/S<sub>2</sub> вулканическая деятельность в их пределах затухает, и на вершинах вулканических гор формируются толщи ( $\cong$  2 км) рифогенных известняков, что фиксирует длительное (вплоть до С<sub>1</sub>) опускание кровли вулканических построек. Образуются морфоструктуры типа гайотов и атоллов.

Опускание связано с процессом пластического течения вулканического основания, которое сопровождалось вещественными изменениями. Происходит гомогенизация структуры и составов исходных пород с возникновением по ним различных разновидностей метаморфических сланцев. Постепенно, в результате горизонтального перераспределения (растекания) масс и связанного с этим погружения, на уровень проявления зеленосланцевого и эпидот-амфиболитового метаморфизма приходят все более высокие гори-

зонты пород, которые, в свою очередь, подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и латеральному перераспределению. В конечном итоге в основании подводных и островных гряд формируются мощные линзы метаморфических пород.

Процесс метаморфизма осуществляется в условиях взаимодействия пород с морской водой, усиленного флюидного режима и синметаморфического тектонического перемешивания базальтов, кремнисто-терригенных и пелитовых пород. В результате на меланократовом основании образуются мощные и протяженные тела метаморфических пород. Их химический состав может иметь, как показали исследования пород океанического субстрата [Коссовская и др., 1981], повышенное, в сравнении с исходными базальтами, содержание литофильных элементов, прежде всего калия, щелочей и кремния, т.е. формируется некий “примитивный” метаморфический слой, валовой химический состав и минеральные комплексы которого имеют повышенное (по отношению к материнским породам) содержание “сиалических” компонентов. Изменяются и реологические свойства пород, приближаясь постепенно к таковым консолидированной коры. Эти объемы метаморфического (квазиконсолидированного) слоя с соответствующей реологией надстраивают меланократовый фундамент. При этом происходит смещение верхней физической границы консолидированного слоя вверх по разрезу коры.

Образование новых объемов этого квазиконсолидированного слоя на ранних этапах эволюции региона происходит дискретно и лишь в отдельных зонах. Позднее, в период преобразования субокеанической области в покровно-складчатый пояс и затем в молодую платформу, имеет место второй эпизод смещения физического раздела “фундамент–чехол”. Этот эпизод связан с вертикальным структурно-вещественным расслоением огромных масс тектонически совмещенных и перемешанных фрагментов палеоокеана: мафической коры, сиалической коры микроконтинентов и метаморфических ядер, осадочно-вулканогенного чехла. Результатом процесса является возникновение в регионе сплошного гранитно-метаморфического слоя. Таким образом, возникает фундамент двух генераций, различающихся набором породных комплексов и термодинамическими условиями формирования. Первая генерация – “складчато-метаморфический” фундамент (квазиконсолидированный слой) с метаморфизмом не выше эпидот-амфиболитовой фации. Вторая генерация – “гранито-гнейсовый” фундамент с метаморфизмом амфиболитовой фации и ультраметаморфизмом (истинный консолидированный слой). При этом, как ни парадоксально, верхняя граница фундамента первой генерации частично расположена на более высоком уровне, чем верхняя граница фундамента второй генерации (см. рис. 3, Б, цв. вкл.).

Сходные процессы изучены также в других подвижных поясах. В Пиренеях установлена миграция фронта гранитизации и смещение по разрезу физической (петроструктурно-реологической) границы. Явление связано с метаморфическими и метасоматическими процессами, которые охватили осадочные серии от верхнего докембрия до девона и привели к их гранитизации и кратонизации региона (рис. 4, см. цв. вкл.) [Руттен, 1972; Guitard, 1959]. Первичный раздел “фундамент–чехол” при этом затушевывается, а более

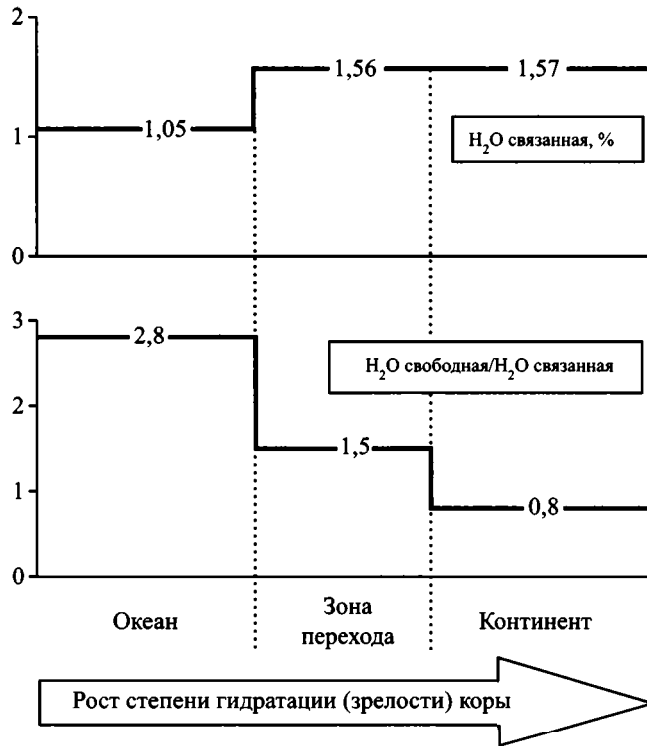
“молодой” возникает на более высоком уровне коры. Вертикальное приращение петроструктурно-реологического фундамента за счет комплекса преобразований на границе фундамент–чехол описано в Забайкалье [Скляр и др., 1997]. Здесь фиксируется смещение физической границы консолидированного слоя вверх по разрезу коры и вхождение нижних горизонтов осадочного чехла в состав “физического” фундамента. Близкие по смыслу и формам проявления процессы зафиксированы в районе Срединно-Камчатского массива [Колодяжный и др., 1996]. Структурно-вещественное преобразование пород чехольного комплекса и формирование новых объемов консолидированной коры характерно также для древних платформ, во всяком случае, для протоплатформенного этапа их развития [Леонов и др., 2000].

Во всех упомянутых примерах вертикальная миграция раздела “фундамент–чехол” связана со структурно-вещественными преобразованиями пород чехольных комплексов. Осадочные и вулканические породы весьма податливы к воздействию процессов, вызывающих их структурно-вещественную перестройку, которая сопровождается метаморфизмом и гранитизацией (сиализацией) в условиях проявления “сквозной кинематики при высоких дифференциальных напряжениях” [Вопросы..., 1961] и реидной деформации.

Процесс протекает в принципе одинаково (хотя в деталях вариации могут быть значительны) как в подвижных складчатых поясах, так и на ранних стадиях развития платформ. Его результатом является гомогенизация петроструктурно-реологических параметров фундамента и чехла, затушевание их первичных взаимоотношений и смещение вверх по разрезу земной коры “физической” границы “фундамент–чехол”. Приуроченность этих явлений к границам пород с разными физическими свойствами и к внутренне неоднородным толщам [Колодяжный и др., 1996; Леонов и др., 1995] не случайна: реологическая контрастность способствует концентрации и последующей релаксации напряжений сдвига (в механическом смысле), которая сопровождается метаморфизмом и гранитизацией.

Ранее было показано [Леонов, Кожухарова, 1990; Леонов и др., 1995], что при метаморфизме в условиях хрупкопластического течения вещественные преобразования контролируются механохимическими факторами. В частности, Si-K-метасоматоз, следы которого фиксируются в указанных районах, связан [Ицксон, 1970] с проявлением пластических деформаций (текучестью горных пород). Петрографически доказаны [Иванкин, 1985] одновременность и единство деформации, перекристаллизации и метасоматоза, что свидетельствует о тесном взаимопереплетении механохимических и кристаллизационных явлений. При этом химические процессы в обстановке “давление + сдвиг” при наличии водных флюидов приводят к разогреву, метаморфизму и гранитизации горных пород. Этот вывод перекликается с данными о том, что “...гранитизация развивается преимущественно в ...рассланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей” [Летников и др. 2000, с. 5]. Вероятно, определенный вклад может принадлежать так называемому “эффекту цоколя” [Сомин, 1998], когда в пограничной зоне “фундамент–чехол” происходит сгущение изотерм и, соответственно, метаморфические и мета-



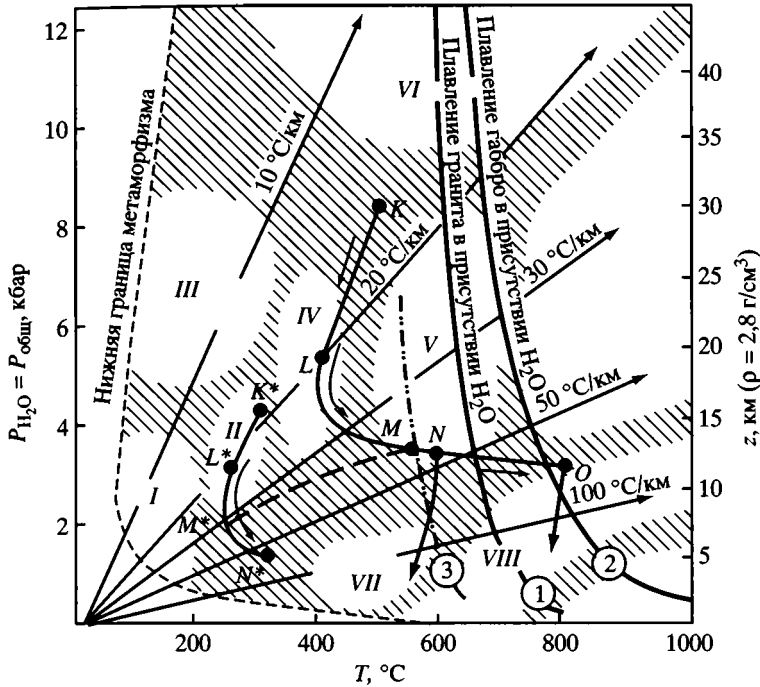


**Рис. 5.** Изменение степени гидратации земной коры по мере ее эволюции [Вертикальная аккреция..., 2002]

соматические процессы протекают более интенсивно, чем в ниже- и вышележащих горизонтах.

Из всего сказанного следует, что раздел “фундамент–чехол” сам по себе предопределяет возможность периодической возобновляемости процесса создания новых объемов консолидированного слоя и “перескока” его верхней границы на более высокий гипсометрический уровень. Далее этот процесс может повторяться на новом уровне и т.д.

К высказанным положениям о вертикальном смещении границы консолидированного слоя за счет вещественных преобразований на границе фундамента и чехла можно добавить и данные о существовании процесса метаморфогенной инфильтрации (М-инфильтрации) газовой-водных флюидов [Яковлев, 1999]. Как подчеркивает В.И. Виноградов, одна из причин разнообразия земных пород – взаимодействие свободной воды с породным силикатным матриксом. В ряде работ показано, что эволюционное преобразование земной коры связано с ее гидратацией, и степень гидратации соответствует степени зрелости коры (рис. 5). Гидратации подвергается обедненный водой базитовый субстрат коры. Приведенные В.И. Виноградовым и Л.Е. Яковлевым изотопно-кислородные данные [Вертикальная аккреция..., 2002] указывают, что главным агентом гидратации служит вода поверхност-



**Рис. 6.** *P-T*-траектория эволюции системы базальт–амфиболит–вода в гранулит-базитовом слое континента [Вертикальная аккреция..., 2002]

*I–VIII* – метаморфические фации: *I* – цеолитовая, *II* – пренит-пумпеллиитовая, *III* – глаукофан-лавсонит-сланцевая, *IV* – зеленосланцевая, *V* – амфиболитовая, *VI* – эклогитовая, *VII* – роговообманково-роговиковая, *VIII* – пироксен-роговиковая; цифры в кружках: 1, 2 – линии солидуса в присутствии воды: 1 – для гранита, 2 – для габбро; 3 – гипотетическая линия солидуса гранита в присутствии воды в условиях тектонического стресса. Пунктирная линия *M–M* показывает вероятное изменение геотермического градиента в слое по глубине к моменту появления частичного расплава на его подошве

ного происхождения. Совокупное действие физических эффектов гидратации пород в поднимающемся континентальном (платформенном) блоке, нижняя кора которого в интервале глубин 20–30 км представляет собой гранулит-базитовый слой, приводит к возможности частичного плавления пород, и базитовый субстрат начинает разлагаться на обогащенный водой и кремнеземом расплав и тугоплавкий рестит, представленный мафическими минералами (рис. 6).

Гидратация пород, по мнению Л.Е. Яковлева, имеет важные геоэнергетические следствия, первопричиной которых является разогрев гранулит-базитового слоя, дополняющий общий поток тепла. Поэтому через кровлю слоя возрастает кондуктивный тепловой поток. Это избыточное тепло может потребляться энергоемкими процессами преобразования вещества верхней коры (катагенеза и прогрессивного метаморфизма) – тепловая энергия снова переходит в латентную форму химических связей.

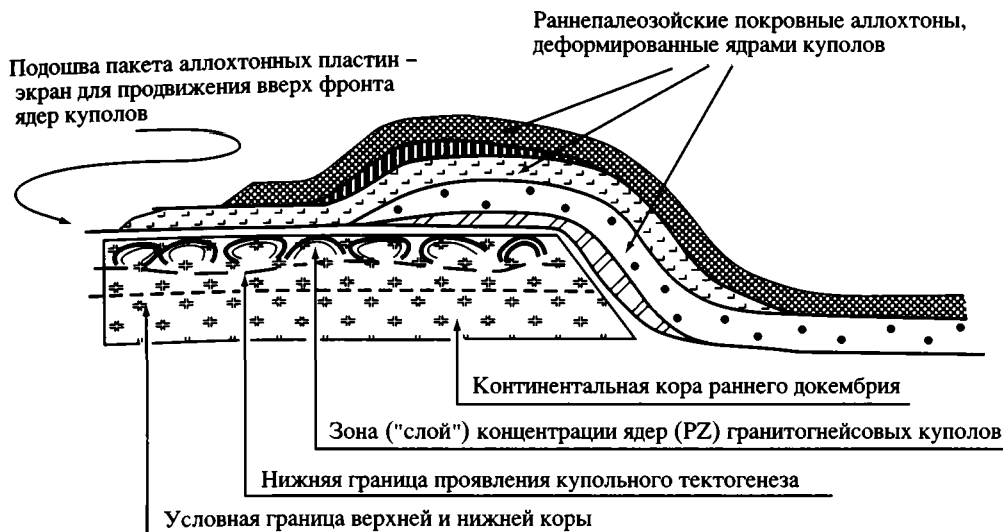
Процесс метаморфогенной инфильтрации, предложенный Л.Е. Яковлевым, по-видимому, может стимулировать дискретную “континентализацию”

базитовой коры в пограничной области “фундамент–чехол”. Масштабы процессов М-инфильтрации неясны. Однако в континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием процесс М-инфильтрации может приводить к активизации тех геологических процессов, которые чувствительны к флюидному и термическому режимам недр (литогенез, тепломассоперенос, механические деформации с проявлением аллотигенного метаморфизма). Можно полагать, что, в совокупности со структурно-реологическим, М-инфильтрационный фактор делает возможным проявление многофазного, дискретного в пространстве и во времени вертикального смещения верхней границы консолидированного слоя. Процесс осуществляется в результате приращения к относительно древнему фундаменту новых объемов преобразованного структурно-метаморфическими процессами вулканогенно-осадочного чехла.

Вертикальная аккреция может осуществляться и не в столь явном виде – без перехода пород из одной оболочки в другую, а за счет прогрессивного процесса сиализации (гранитизации, кратонизации) со сдвигом валового состава пород в сторону консолидированной гранитной коры и с приобретением соответствующих реологических свойств /М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный/. При этом происходит не только изменение состава пород, но и увеличение общего объема породной массы [Летников, 2000].

Формирование гранитно-метаморфического слоя за счет вертикальной аккреции – процесс сложный и многофакторный. В конечном итоге он приводит к сиализации (гранитизации) горных масс. “Гранитизация” – это совокупность процессов, приводящих к возникновению породных сообществ, включающих то или иное количество пород собственно гранитного ряда. “Сиализация” – понятие более общее и соответствует совокупности процессов, при которых валовые минералогический и химический составы пород смещаются в сторону состава собственно сиалического слоя. К этой категории процессов могут быть отнесены базальтовый и более кислый вулканизм (магматизм), практически все виды метаморфизма, метасоматическая переработка, эпигенетические и метагенетические процессы, осадочный процесс, изменение химического состава океанской воды и пр.

Сиализация и гранитизация могут проявляться относительно самостоятельно, но могут быть тесно взаимосвязаны и переплетены, дополняя друг друга. Результат их, в конечном итоге, сходен – это дебазификация вещества и его гомогенизация, повышение кристалличности (в случае метаморфической переработки осадочных отложений), приобретение горными породами определенных реологических характеристик. В принципе, процесс сиализации и гранитизации сопровождается однотипно направленными изменениями химического состава: постепенным возрастанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и уменьшением содержания всех мафических компонентов в сравнении с породами субстрата. Гранитизация, по-видимому, не является следствием гранитоидного магматизма, а “напротив” – гранитоидный магматизм является конечным проявлением процесса объемной метасоматической гранитизации с возникновением малых объемов расплавов. Гранитизация – подготовительный процесс по отношению к последующему плавлению, которое может и не ре-



**Рис. 7.** Схема, иллюстрирующая расположение гранитогнейсовых куполов в коллизионной зоне Западного Прибайкалья [Вертикальная аккреция..., 2002]

Специфика купольного тектогенеза состоит в том, что гранитогнейсовые ядра молодых (раннепалеозойских) куполов формируют непрерывный "слой" на границе фундамента и его оболочки, частично за счет раннедокембрийских пород фундамента, частично за счет нижних горизонтов покровных аллохтонов

ализоваться в зависимости от уровня зрелости изначальной структуры и от геодинамического режима литосферного блока [Летников и др., 1988, с. 14]. Породы гранитного ряда являются крайним и наиболее совершенным выражением структурно-вещественного преобразования пород и гомогенизации литосферы.

Существенное значение при формировании гранитно-метаморфического слоя имеет структурно-тектонический фактор. Действие этого фактора в процессе вещественной трансформации горных масс, связанной с вертикальной аккрецией, фиксируется повсеместно, вне зависимости от региона, геодинамических обстановок, условий и механизмов, определяющих вещественное преобразование пород. Иногда роль структурного фактора прямая, как в случае образования новых объемов метаморфических и гранитизированных пород Южного Тянь-Шаня или Карельского массива [Леонов, 1996; Леонов и др., 2000]; иногда – опосредованная, как, например, при формировании гранитно-купольных ареалов в зоне сдвигания коры за счет образования коллизионных покровно-надвиговых структур /О.М. Розен, В.С. Федоровский/ (рис. 7), или в коллизионных структурах континентальных окраин Тихого океана /С.Д. Соколов, М.В. Лучицкая/. Но в том или в ином выражении тектонический фактор присутствует всегда, вплоть до проявления "механического плавления", при котором порода, не переходя в термодинамический расплав, "будет обладать всеми свойствами квазирасплава и характеризоваться в целом нулевым сопротивлением сдвигу" [Летников, 1995, с. 262–263].

Основной тенденцией при образовании гранитно-метаморфического слоя является петрогенетическая тенденция к обогащению пород гранитофильными элементами. Но понятие “вертикальная аккреция” отражает не только геохимический процесс направленного преобразования пород от мантийных (основного состава) к коровым (кислого состава). В структурно-тектоническом аспекте не менее важным критерием вхождения пород в состав консолидированного слоя являются реологические свойства горных масс [Леонов, 2001; Леонов М., Леонов Ю., 2002], отражающие их способность к объемному тектоническому течению в твердом состоянии или к “рейдной деформации”, так как именно объемное тектоническое течение (во всем многообразии форм его проявления) – основная и наиболее характерная форма реализации тектонической жизни консолидированной коры, тесно связанная с процессами ее вещественной трансформации.

Способность породных масс к пластическому течению (рейдной деформации) во многих случаях является неотъемлемой частью процессов преобразования вещества. Существенную роль здесь играют механохимические эффекты, которые приводят к вещественным трансформациям за счет энергии механических процессов. Кроме того, показано /Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк/, что метаморфические процессы имеют тенденцию к самопроизвольному ускорению и углублению за счет хемогенных и термических деформаций. При этом хемогенная дезинтеграция пород, особенно интенсивная в условиях стресса, значительно способствует усилению подвижности гранитизирующих флюидов. “Гранитизация развивается преимущественно в... рассланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей” [Летников и др., 2000, с. 5]. Мысль о высокой структурно-магматической подвижности вещества глубоких горизонтов коры подчеркивается и Ю.Г. Леоновым, который указывает, что она (подвижность) служит общим фоном, или даже *обязательным условием* (курсив мой. – М.Л.) развития процессов вертикальной аккреции. Этот тезис подтвержден на примере аккреционных призм /Н.П. Чамов/, в пределах которых наиболее интенсивные вещественные трансформации испытывают породы в зонах повышенной тектонизации. Из сказанного следует, что деформация – это не только следствие определенного напряженного состояния и реологии среды, но и фактор созидания консолидированного гранитно-метаморфического слоя. Приобретение породами определенных петроструктурно-реологических характеристик составляет вторую главную черту вертикальной аккреции.

Таким образом, вертикальная аккреция земной коры определяется тремя фундаментальными параметрами: одним – причинным и двумя – следственными. *Причинный параметр*: наличие оболочечного строения Земли (включая сюда расслоенную структуру земной коры) и условий физико-химического взаимодействия оболочек (слоев). *Следственные параметры*: 1 – трансформация вещественного состава пород с тенденцией к обогащению гранитофильными элементами; 2 – трансформация реологических характеристик пород с тенденцией к приобретению свойств, обеспечивающих возможность объемной рейдной деформации.

Процесс физико-химической, минералогической и породной перестройки, обуславливающий вертикальное аккретирование земной коры и возникновение сиалического слоя, происходит как бы в две стадии: “подготовительную” и, используя терминологию В.И. Виноградова, “продвинутую”. Подготовительная стадия отражает процесс общего раскисления исходного мантийного и корового материала, которое связано с разнообразными процессами. “Продвинутая” – с проявлением процесса гранитизации (во всем его многообразии), т.е. с формированием пород, имеющих средний валовый состав и реологию, отвечающие среднему валовому составу и реологии гранитно-метаморфического слоя. “Продвинутая” стадия формирования сиала как бы очевидна. “Подготовительная” стадия (которая, в принципе, соответствует стадии “сиализации”) – менее уловимая категория, и ее нужно прокомментировать подробнее.

Одним из мощных факторов предварительной подготовки материала и накопления энергетического потенциала для формирования гранитно-метаморфического слоя является осадочный процесс. Собственно термин “вертикальная аккреция” – “вертикальное наращивание” – и пришел из осадочной геологии [Толковый словарь, 1979]. Осадочный процесс – наиболее яркое геологическое отражение физико-химического и биологического взаимодействия литосферной и гидроатмосферной оболочек, и в этом его фундаментальный геологический смысл. Считается, что около 50% объема верхних оболочек континентальной коры (гранито-гнейсовой и гранулит-гнейсовой) сформировано за счет вещественно трансформированных терригенных отложений, а  $\frac{4}{5}$  осадочного вещества, отложившегося за историю Земли, преобразовалось и вошло в состав корового слоя континентов [Гаррелс, Маккензи, 1974]. В осадочных породах запечатлены многие черты эволюции земной коры, связанные с ее дебазификацией и кратонизацией /В.З. Негруца и Т.Ф. Негруца/. Большая роль осадочных пород в процессе формирования сиалического слоя подтверждается и общей корреляцией составов магматических и осадочных (метаосадочных) пород [Ронов и др., 1990; Бородин, 1993]. В частности, Л.С. Бородиным [Бородин, 1993, 1999, 2004] на основе метода эволюционных петрохимических трендов щелочности–известковистости магматических серий и корообразующих формаций показано, что доминирующая роль в формировании сиалической коры принадлежит не мантийному магматизму, а внутрикоровой гранитизации и осадочно-метаморфической дифференциации.

Значительную роль в начальной сиализации вещества играют низкотемпературные процессы: эпи-, ката- и метагенез, низкофациальный релаксационный метаморфизм. Так, базальты океанического дна уже на стадии гальмиролиза приобретают некоторые геохимические черты сиалических пород. Для этого процесса [Коссовская и др., 1981] был предложен термин “начальная континентализация” и сделан вывод, что алюмосиликатные породы первого слоя и верхняя часть измененных пород второго слоя содержат комплекс новообразованных минералов, как бы подготавливающий и геохимически, и минералогически вещество океанической коры к последующей гранитизации. Хотя выводы эти неоднозначны /В.Б. Курносов/, а эффект та-

кой подготовки достаточно эфемерен, суммарная геохимическая значимость процессов начальной континентализации может быть велика за счет огромных пространств океанического дна /В.И. Виноградов/. Процесс этот назван предподготовкой пород океанической коры к их последующей континентализации. В частности, существенное значение в подготовительной стадии играют низкотермобарические процессы, описанные в аккреционных призмах переходных зон /Н.П. Чамов/.

Большое значение на подготовительном этапе вертикальной аккреции имеет внутриплитный (внутриокеанический и внутриконтинентальный) базальтоидный вулканизм. Во-первых, в некоторых внутриплитных обстановках за счет проявления основного вулканизма происходит существенное (в 2–3 раза) утолщение базальтового слоя, что само по себе является фактором вертикальной аккреции /А.А. Щипанский, А.В. Артамонов и Б.П. Золотарев/. Во-вторых, валовый химический состав базальтов сдвинут в сторону некоторой “сиализации” в сравнении с исходным составом вещества мантии и астеносферы, а также происходит увеличение щелочности пород и обогащение их некогерентными элементами, т.е. налицо некоторая вещественная трансформация горных масс. В-третьих, новые массы базальтов, при взаимодействии с водой, а также в зонах интенсивной структурно-вещественной переработки, могут служить исходным веществом для формирования сиалического слоя земной коры и гранитных выплавов /В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк/.

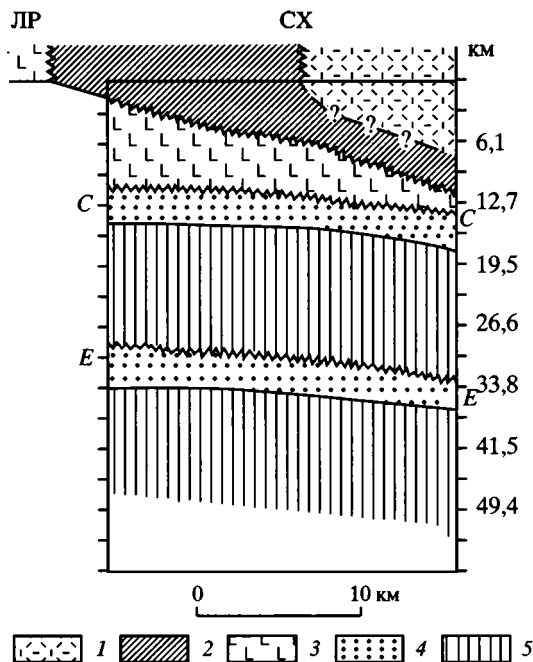
Объем вулканитов в пределах океанических плато достигает гигантских размеров /А.А. Щипанский/. В то же время, в современных разрезах земной коры они представлены весьма скромно. Согласно А.А. Щипанскому, базальтовые плато не могут быть затянуты в зоны субдукции. И, принимая во внимание данные о преобразовании базальтов в результате их взаимодействия с водой и наличия М-инфильтрации /В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев/, а также данные о возможной 3D гранитизации основных пород в зонах пластической деформации, можно полагать, что значительная часть этих пород претерпела полную переработку и вошла в состав гранитно-метаморфического слоя. Существенную роль в вертикальном аккретировании корового слоя играют и континентальные траппы /С.А. Куренков/, но неясно, будут ли они в конечном итоге переработаны и включены в состав гранитно-метаморфического слоя, или они знаменуют начало процесса базификации.

Подготовительная стадия вещественной трансформации осуществляется в разных геодинамических обстановках: в пределах различных структур океанического дна, в аккреционных призмах переходных зон, в пограничных областях океан–континент, на континентах. При этом в областях развития океанической коры и в аккреционных призмах происходит лишь начальная “примитивная” сиализация горных масс. Более того, поскольку значительная часть вулканогенных и осадочных пород океанической коры сгружается в области аккреционных призм, а общая сиализация вещества океанической коры, по-видимому, невелика, то материал, способный в сколько-нибудь значительной степени спровоцировать выплавление больших объемов сиалического материала, в зоны субдукции, вероятно, просто не попадает. Можно

**Рис. 8.** Геолого-геофизический профиль ЛИТНОПРОВЕ через о-в Ванкувер (составлен по данным А. Грина, 1986 г., Клемперера, 1985–1986 гг. и Р. Клоуса, 1990 г.) [Вертикальная аккреция..., 2002]

1 – террейны Врангелия; 2 – меланжи и аккрецированные комплексы; 3 – вулканиты, расслоенные габбро; 4 – океаническая кора; 5 – океаническая литосфера. Буквами обозначены разломы: ЛР – Лич Ривер, СХ – Сан-Хуан. Океаническая кора: С – верхней и Е – нижней субдуцированных литосфер

Геофизическими методами отчетливо фиксируется совмещение литосферных пластин. Верхний горизонт океанической коры (слой С) подслаивает снизу аккрецированные террейны, а нижний (слой Е) является еще одной субдуцированной молодой корой. В результате происходит увеличение мощности литосферы и увеличивается степень ее слоистости и неоднородности



полагать, что именно поэтому в переходных зонах и не формируется зрелая гранитно-метаморфическая кора.

В то же время, в переходных зонах океан–континент и в зонах палеоколлизии вертикальная аккреция справедливо рассматривается /С.Д. Соколов, Б.М. Розен, В.С. Федоровский/ как одно из следствий коллизионной (аккреционной) геодинамики. И все же коллизионные процессы сами по себе не приводят напрямую к формированию консолидированного гранитно-метаморфического слоя. С.Д. Соколов различает механизмы латеральной и вертикальной аккреции. Латеральная аккреция и субдукция лишь подготавливают условия (тектоническое совмещение литопластин) для проявления аккреции вертикальной (рис. 8), т.е. для формирования собственно сиалического слоя земной коры, и проявления тоналит-трондьемитового (плагиигранитного) магматизма в зоне перехода океан–континент представляют собой начальные стадии формирования коры континентального типа. В.С. Федоровский и О.М. Розен также указывают, что вертикальное аккрецирование вначале происходит за счет тектонического утолщения коры (коллизия), в результате которого возникает “слоёный пирог” из разнородных слоев, и только после этого – в результате взаимодействия (термического, вещественного) этих оболочек между собой (а также и при подъеме геоизотерм, генерированном мантийными глубинами) – включаются процессы массового гранитообразования, отражающие собственно вертикальную аккрецию гранитно-метаморфического слоя континентальной коры (см. рис. 7). Отсюда следует, что формирование тектонической слоистости верхней коры – одно из главных условий локализации гранитогнейсовых ареалов. Равным обра-



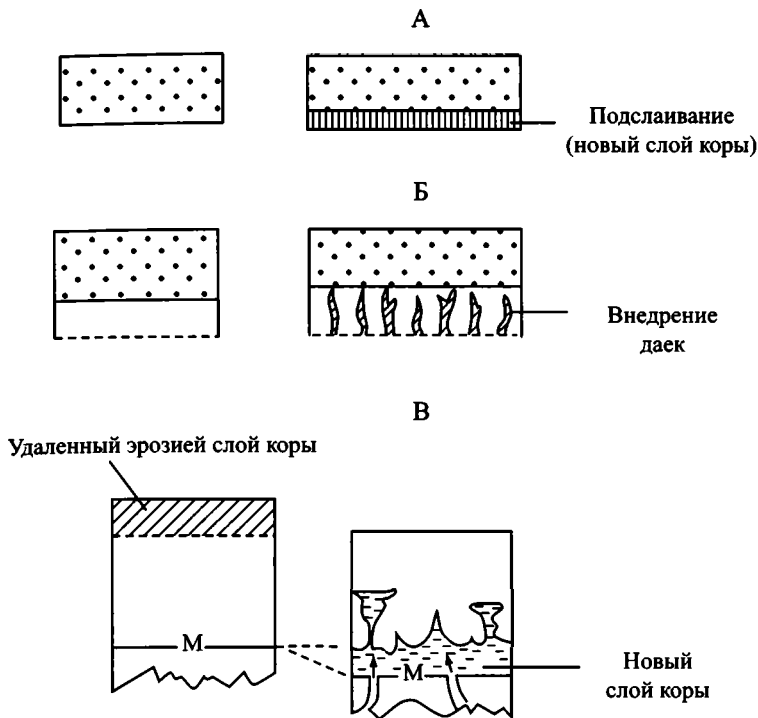
зом, в пределах аккреционных призм выделяется “фронтальная” (латеральная) и “базальная” (вертикальная) аккреции /Н.П. Чамов/. Базальная аккреция и все процессы, с ней связанные, возникают только после формирования плоскости базального срыва и возникновения двух слоев, им разделенных.

Таким образом, латеральная аккреция не приводит к формированию зрелого гранитно-метаморфического слоя, а отражает лишь подготовительную стадию этого процесса. Приведенные данные позволяют предположить, что океаническая кора не способна напрямую продуцировать сколько-нибудь существенные массы кислого материала, отвечающего по составу гранитному слою. Но океаническая кора продуцирует исходный материал для последующей его кратонизации.

Становление коры континентального типа обеспечивается разными процессами, и, кроме физико-химического (минералогического, петрологического, геохимического) преобразования вещества, существенную роль в вертикальном аккретировании земной коры играют процессы тектонического совмещения литопластин, а также вулканизм и магматизм /С.Д. Соколов/. Кроме упомянутого выше основного вулканизма океанических и палеоокеанических базальтовых плато и континентальных траппов, большую роль, по-видимому, играют квазистационарные расплавные горизонты, возникающие в тектонически утолщенном коровом слое коллизионных зон /В.С. Федоровский и О.М. Розен/. Существен вклад мантийных расплавов, поступающих в зону раздела кора–мантия в процессе расслоения коры на “гранитную” и “базальтовую” оболочки /Г.Е. Некрасов/ (рис. 9, см. цв. вкл.).

Результаты вертикального аккретирования и формирования сиалического слоя мы наблюдаем главным образом в верхних горизонтах литосферы, но сходные процессы действуют, вероятно, и в низах коры, и в области раздела кора–мантия. Это сходство определяется, если и не конкретными механизмами, то конечным результатом, который выражен в изменении состава и реологии пород и, как следствие, в их переходе из одной оболочки в другую и в смещении граничных разделов. Однако эти уровни практически недоступны для прямого изучения. Поэтому представления о них основаны по большей части на косвенных данных. В основном это сейсмические и гравиметрические данные и их геологическая интерпретация, данные моделирования и результаты изучения пород, выведенных из глубинных слоев к дневной поверхности, – таких как породы офиолитовой ассоциации, ксенолиты, блоки пород нижней коры, встречающихся в ряде мест (зона Ивреа в Альпах, блок Масгрейв в Австралии и др.). Все это позволяет с тем или иным приближением судить о процессах, протекающих на границе верхней мантии и корового слоя.

Обобщение всех этих данных, сделанное Ю.Г. Леоновым [Вертикальная аккреция..., 2002; Леонов Ю., 1991, 1993; Леонов М., Леонов Ю., 2002; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000], приводит к следующим выводам. Проявление процесса вертикального аккретирования на границе кора–мантия весьма вероятно. В частности, существуют два феномена, которые соответствуют представлениям о перемещении раздела М по вертикали вследствие вертикальной аккреции. Одним из факторов, создающих благоприятные условия для проявления про-



**Рис. 10.** Различные варианты модели магматического подслаивания (использованы данные: J.-С. Mareschal, G. Bergantz, 1990; С.А. Thompson, J. McCarthy, 1990; [Леонов М., Леонов Ю., 2002])

А – растяжение, сопровождающееся магматическим подслаиванием, при котором мантийное вещество приключается к подошве коры в виде слоя или линзы; Б – растяжение, при котором нижняя часть коры насыщается субвертикальными интрузивными телами; В – комбинация подслаивания с внедрением мантийных расплавов в низы коры

цессов, приводящих в итоге к преобразованию вещества коры и верхней мантии, является его подвижность, возможность которой показана в ряде работ [Лобковский, 1988; Kirby, Kronenberg, 1987]. Происходящее здесь латеральное течение вещества, вероятно, сопровождается структурно-метаморфическими преобразованиями пород, которые могут изменять физические свойства, определяющие их принадлежность к той или иной оболочке. Второй и, может быть, еще более важный фактор – поступление в кору магматических продуктов из мантии, приводящих к магматическому подслаиванию (рис. 10). Эти процессы (в совокупности или по отдельности) приводят к реально фиксируемому изменению положения раздела М в разрезе горных пород.

Примеры миграции раздела М и возникновения нового раздела известны. Так, на территории Европы [Berthelsen, 1994; Bois, 1993] в конце варисской эпохи и в мезозое в результате тектонического течения, расслоения и магматического подслаивания в нижней коре были стертые прежние – субдукционные, коллизионные и прочие – структуры и был сформирован новый раздел М. Но прежний раздел М не был уничтожен полностью. Местами он

сохранился, что отражено на сейсмическом профиле ECORS в Северной Франции, где прослежены две границы М: реликтовая палеозойская и новая послепалеозойская, залегающая в основании расслоенного горизонта нижней коры. Известны примеры (Индостанский кратон) сглаживания первичной поверхности М, связанного с “рассасыванием” корней гор [Pandey, Agrawal, 1999]. К этой же системе доводов следует отнести феномен “двойного М” (double Moho), когда в одном разрезе обнаруживается одна над другой две поверхности с характеристиками границы М.

Таким образом, можно констатировать, что явление вертикальной аккреции реально проявляется на разных уровнях корового слоя, связано с взаимодействием оболочек и слоев Земли и приводит к возникновению новообразованных объемов консолидированной коры (рис. 11, см. цв. вкл.). Феномен вертикальной аккреции приводит к примечательному следствию, а именно: к нарушению естественной последовательности событий на верхней границе консолидированного слоя – сначала образование консолидированной коры, потом чехла. Возможны иные соотношения: консолидированная кора первой генерации (фундамент) → чехол → консолидированная кора второй генерации (возникшая за счет переработки пород чехла) → новый чехол, и т.д. (см. рис. 2). Процесс может периодически возобновляться. Равным образом эти рассуждения могут быть отнесены и к зоне взаимодействия верхней мантии и нижнекорового слоя /Ю.Г. Леонов/. В конечном итоге происходит “омоложение” основных петроструктурно-реологических разделов земной коры (таких как разделы “кора–мантия” и “фундамент–чехол”) и изменение их позиции в разрезе земных слоев и оболочек.

Заканчивая статью, нужно отметить еще одно важное обстоятельство, неоднократно подчеркнутое С.Д. Соколовым. Существующие модели становления континентальной коры (коллизонная, аккреционная, андезитовая, аллохтонно-автохтонная и пр.) неплохо объясняют общие закономерности формирования коры континентальных окраин, но сталкиваются с значительными трудностями при объяснении становления коры собственно континентального типа. В этом плане представление о вертикальной аккреции, учитывающее фундаментальные свойства строения литосферы и проявления физико-химического взаимодействия ее слоев и оболочек, открывает реальную перспективу познания совокупности механизмов, обеспечивающих создание континентальной литосферы.

Работа выполнена по Программе № 5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер” и при частичной финансовой поддержке Научной школы 1982.2003.5.

### *Литература*

- Бородин Л.С.* Петрохимическая эволюция архейской континентальной коры // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 4. С. 79–90.
- Бородин Л.С.* Оценка химического состава и петрохимическая эволюция верхней континентальной коры // Геохимия. 1999. № 8. С. 813–825.

- Бородин Л.С.* Модельная система петрохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 3–26.
- Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Борукаев Ч.Б.* Структура литосферных плит в архее. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1996. 59 с.
- Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Под ред. М.Г. Леонова. М.: Наука, 2002. 462 с.
- Вопросы геохронологии и геологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 316 с.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Иванкин П.Ф.* Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 7–9.
- Ициксон Г.В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.
- Кейльман Г.А., Паняк С.Г.* Проблемы геологии гранитного слоя // Геотектоника. 1979. № 2. С. 69–79.
- Колодяжный С.Ю.* Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 1. С. 14–29.
- Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязкопластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 15–30.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д.* Минеральные преобразования пород океанической коры и проблемы ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5–16.
- Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с.
- Леонов М.Г.* Геодинамика Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 31–53.
- Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252.
- Леонов М.Г.* Структурно-метаморфическая “стратификация” кристаллических пород и ее значение для познания вертикального разреза земной коры // Общие вопросы расчленения докембрия (Материалы III Всерос. совещ.). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2000. С. 145–147.
- Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Под ред.: Ю.М. Пушаровского. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
- Леонов М.Г., Кожухарова Е.* Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линейментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–49.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М.* Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю.* Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
- Леонов М.Г., Леонов Ю.Г.* О понятии “консолидированная кора” и ее границах // Литосфера. 2002. № 4. С. 3–21.
- Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
- Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
- Леонов Ю.Г., Перфильев А.С.* Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26.

- Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектонические срывы в области границы Мохоровичича в континентальной и океанической литосфере // Новые идеи в науках о Земле. М.: Наука, 2000. С. 46–55.
- Летников Ф.А. Флюидизация литосферы подвижных поясов // Современная динамика литосферы континентов. М.: Недра, 1995. С. 257–275.
- Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–225.
- Летников Ф.А., Бальшеев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
- Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Никишин А.М. Обсуждение ранней истории Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 57–62.
- Петрографический словарь / Под ред. Г.Д. Афанасьева, В.П. Петрова, Е. Устиева. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 447 с.
- Пушаровский Ю.М. Сейсмография, тектоника и глубинная геодинамика // ДАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 518–522.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 181 с.
- Руттен М. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
- Синицин В.М. Сналь: Историко-геологические аспекты. Л.: Недра, 1972. 168 с.
- Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
- Сомин М.Л. Реакция кристаллического докола при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 198–202. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
- Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.М. Континентальная кора: Состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 312 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 1 / Русский перевод под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1979. 286 с.
- Хаин В.Е., Левин Л.Э., Тулиани Л.И. Некоторые количественные параметры глобальной структуры Земли // Геотектоника. 1982. № 6. С. 25–37.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с.
- Armstrong R.L. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on near-study-state nocontinental-growth // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1981. Vol. A301, N 1461. P. 443–472.
- Berthelsen A. Europe's tectonic accretion and the intraplate origin of the Tornquist zone // 11 Intern. Conf. on Basement Tectonics. Potsdam, 1994. P. 15–18.
- Bois Ch. Orogenic belts and sedimentary basins. Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images // Bull. Soc. Géol. France. 1993. Т. 164, N 3. P. 327–342.
- Fife W.S. The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient spot tectonics // Chem. Geol. 1978. Vol. 23, N 1. P. 89–114.
- Guitard G. La Structure du Massif du Canigou, Aperçu sur la métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées orientales // Bull. Soc. Géol. France. 1959. N 6 (3). P. 907–924.
- Kirby S.H., Kronenberg A.K. Rheology of the Lithosphere: Selected Topics // Rev. Geophys. 1987. Vol. 25, N 6. P. 1219–1244.
- Lowman P.D. Comparative planetology and the origin of continental crust // Precambrian Res. 1989. Vol. 44, N 3/4. P. 171–195.
- Pandey O.P., Agrawal P.K. Lithospheric Mantle Deformation beneath the Indian Cratons // J. Geology. 1999. Vol. 107. P. 683–692.

## ОСТАТОЧНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В КОМПЛЕКСАХ ПОРОД ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ КОРА–МАНТИЯ

### ВВЕДЕНИЕ

Одна из главных геодинамических границ Земли – граница Мохоровичича – зарождается при подъеме мантийного вещества вдоль линейных зон в верхние слои литосферы в процессе их растяжения – как при образовании центров спрединга в коре океанической, так и при образовании рифтов в континентальной коре. Граница Мохо формируется практически непрерывно начиная с середины палеопротерозоя [Hamilton, 2003], и ее рождение неизбежно сопровождается многоуровневыми и разномасштабными деформациями в реститовых мантийных перидотитах и в породах нижнекоровых комплексов.

Крупномасштабные деформационные структуры, к которым относятся многокилометровые складки твердопластического течения мантийных перидотитов и глубинные тектонические срывы (detachment faults), развивающиеся в литосфере океанического типа по мере удаления новообразованной коры от центров спрединга или при выведении мантийных диапиров в рифтовых зонах, изучены и охарактеризованы во многих работах (например: [Nicolas, Le Pichon, 1980; Nicolas, 1989; Tucholke, Lin, 1994; Разницын, 1995; Книппер, Шараськин, 1998; Леонов, Перфильев, 1999; Ranero, Reston, 1999]. В то же время, деформационные структуры пород, которые формировались в зоне перехода кора–мантия, изучались спорадически и, как правило, раздельно для реститовых мантийных и коровых магматических комплексов [Пейве, и др., 2001; Cannat et al., 1991, 1995; Bonatti, 1990; Caby, 1995; Boudier et al., 1996].

Задачи статьи – рассмотреть деформационные структуры пород, развитых по обе стороны петрологической границы Мохо. Структурная характеристика остаточных деформаций позволяет, в известной мере, реконструировать динамические условия формирования мафической литосферы. Кроме того, в нижней части корового разреза зоны деформаций контролируют потоки и распределение флюидов, которые ответственны за метаморфические и гидротермальные, в том числе, рудообразующие процессы [Manning et al., 1996]. Эти же зоны контролируют перенос тепла и массоперенос в нижней части коры и в верхней части мантии (например: [Manning et al., 1996; Mevel, Cannat, 1991].

Объекты изучения деформаций в пограничной области кора–мантия представлены комплексами пород офиолитовых ассоциаций и породами, обнаженными на океанском дне или вскрытыми бурением в современных срединно-океанических хребтах и окраинных бассейнах. Границы области пере-

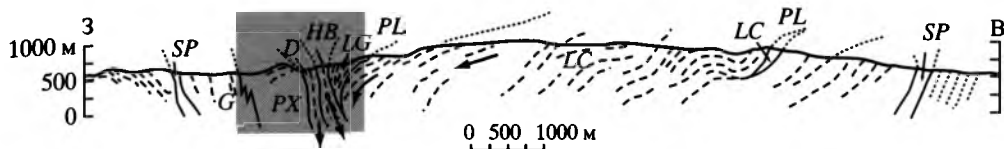
хода кора–мантия очерчены довольно условно: не более нескольких сотен метров от переслаивающихся дунит–верлит–пироксенитов (иногда – троктолитов, габбро) в глубь мантийных реститовых ультрамафитов (лерцолитов, гарцбургитов иногда с жилами и/или линзами дунитов) и примерно на 300 м от границы с реститами вверх по разрезу магматических комплексов. Очевидная неопределенность положения этой границы обусловлена как трудностями распознавания реститовых и кумулятивных дунитов, широко развитых в переходной зоне, так и сложностями полевого картирования – полные, хорошо обнаженные разрезы в офиолитах редки, а наблюдения и опробование в океане фрагментарны. Однако даже в случае подобной неопределенности мы можем оценить характер деформаций в ограниченной переходной области мощностью от 500 до 1000 м, там, где происходит качественный скачок многих физических свойств пород.

В статье рассмотрены мезо- и микроостаточные деформации пород, принадлежащих этой области: пластические, хрупкопластические и хрупкие деформации, выраженные складками течения и сопряженными с ними смещениями слоев, разнообразными жилами, зонами милонитов, а также зонами брекчирования, катаклаза и рассланцевания. Для ряда пород рассмотрены соответствующие изменения предпочтительных кристаллооптических ориентировок породообразующих минералов и микроструктур пород.

### **ДЕФОРМАЦИИ В МАНТИЙНЫХ РЕСТИТАХ ВБЛИЗИ ГРАНИЦЫ С КОРОВЫМИ КОМПЛЕКСАМИ**

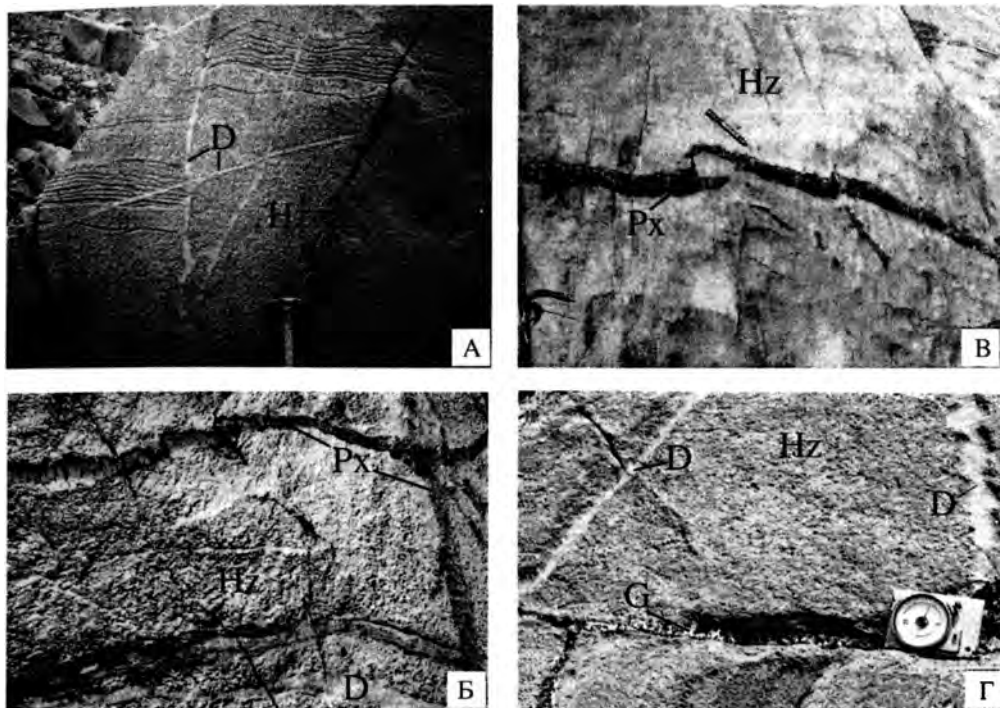
Наиболее масштабно деформации реститовых ультрамафитов пограничной области выражены в изменении ориентировки структур твердопластического течения перидотитовых масс непосредственно в подкоровой области [Савельева, 1987; Nicolas, 1989; Boudier, Nicolas, 1995]. Особенно четко аккумуляция структур течения к границе с коровыми плутоническими комплексами проявлена в лерцолитовых массивах (рис. 1). На поперечном профиле через массив Средний Крака видно, что линейно–плоскостные структуры лерцолитов (падение минеральной уплощенности и склонение линейности), ориентированные под крутым углом по отношению к границам гарцбургит–дунит – пироксенит–габбро, становятся конформными этим границам – главным структурам раздела мантийных и коровых пород. Структуры сплошного субсолидусного течения реститов характеризуют, в целом, более глубинную область верхней мантии, и анализ их не входит в задачи настоящей статьи. Мы рассмотрим, как эти структуры преобразуются, деформируются; что происходит с ними вблизи нижней границы формирования коровых комплексов.

В офиолитовых массивах с большим объемом существенно деплетированных реститов – *гарцбургитов* – зона перехода мантия–кора имеет значительную мощность – около 1 км. На Войкаро–Сыньинском массиве (Полярный Урал) очень четкое и, по-видимому, раннее проявление деформаций в нижней части области перехода (300–400 м вглубь от контакта с пироксенитами–габбро) выражено смещениями полосчатости и минеральной уплощен-



**Рис. 1.** Схематический геологический профиль через массив Средний Крак (Южный Урал) [Савельева, 1987; Савельева, Денисова, 1985]

Индексами обозначены: *LC* – лерцолиты шпинелевые; *LC<sup>PL</sup>* – лерцолиты шпинель-плагиоклазовые; *HB* – гарцбургиты; *D* – дуниты; *PX* – пироксениты, верлиты; *SP* – серпентиниты; *G* – роговообманковое габбро, габбро-диабазы. Серым квадратом выделена область перехода от мантийных к коровым комплексам, обсуждаемая в статье



**Рис. 2.** Фотографии обнажений, демонстрирующих хрупкопластические высокотемпературные деформации в мантийных реститах вблизи границы с габбро. Полярный Урал, Войкаротынский массив

А – смещение полосчатости гарцбургита по сбросу, выполненному дунитовой жиллой; Б – пересекающиеся жилы пироксенитов (диопсидитов и зональных оливин-диопсидовых пород); В – вязкий сдвиг, маркируемый диопсидитовой жиллой; Г – габбровые жилы в гарцбургите, секущие жилы дунитов.

Буквенные обозначения: Hz – гарцбургит; D – дунит; Px – пироксенит; G – габбро

ности, которые маркируют плоскости массового высокотемпературного течения реститов. Так, на рис. 2, А видно, что полосчатость гарцбургитов смещена (сброшена) по хрупкой трещине, залеченной дунитами. Состав оливина и хромшпинелида из этих дунитов и из дунитовых жил, секущих полосчатость без смещения, аналогичен составам этих минералов в гарцбургитах.



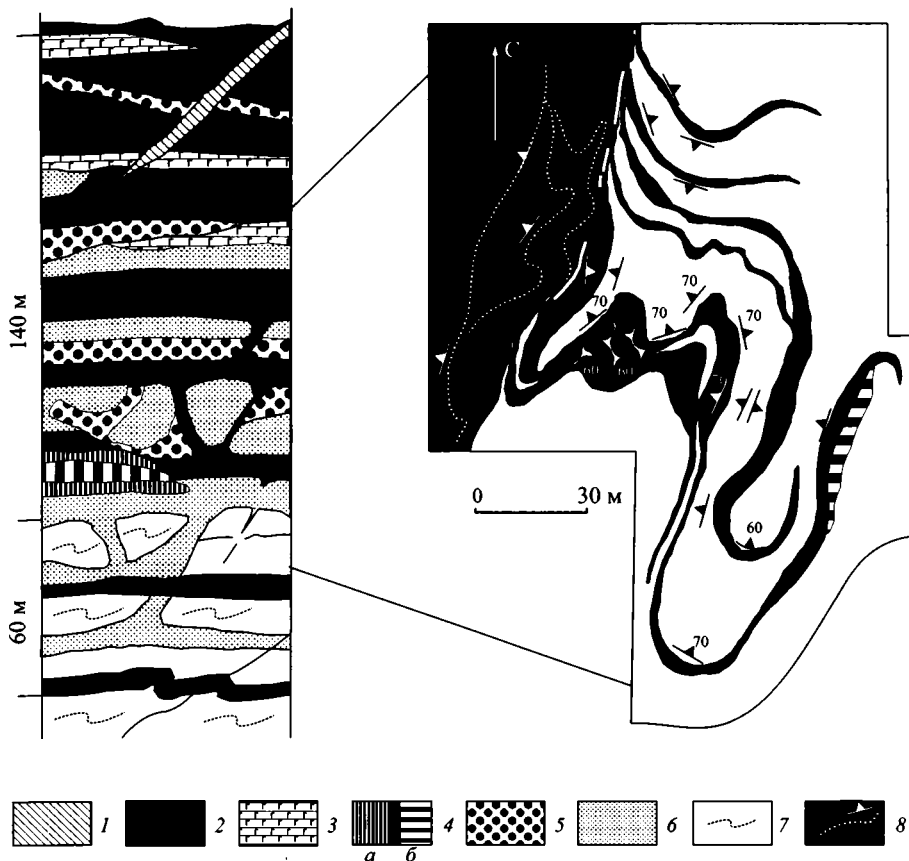
Образование штокверковых систем дунитовых жил, не смещающих полосчатость гарцбургитов, было соотнесено с конечной стадией твердопластического течения, которое сопровождалось хрупкими и хрупкопластическими деформациями.

Этот вывод был подкреплён петроструктурным анализом дунитов из жил и вмещающих их гарцбургитов: остаточные деформации оливина из этих пород представлены следами трансляционного скольжения дислокаций по системе  $[100]\{0kl\}$  с одинаковой в дунитах и гарцбургитах ориентировкой сильных максимумов Ng и минеральной уплощенности, т.е. направления течения и плоскостей скольжения (течения) [Савельева и др., 1980].

Пересекающиеся диопсидитовые и оливин-диопсидовые жилы маркируют системы различных сдвиговых и сбросо-сдвиговых трещин (см. рис. 2, Б); пример хрупкопластического разрыва и смещения диопсидовой жилы на этом же участке приведен на рис. 2, В. По простиранию в подобных жилах нередко наблюдаются пластические деформации, выраженные асимметричными складками течения. В этих жилах, “залечивающих”, маркирующих хрупкие трещины синхронно с твердопластическим течением вещества, последние генерации синдеформационных поколений минералов  $Ol + Ep + Di + Chl$  образованы в интервале температур 950–930 °С без участия воды (амфибол здесь отсутствует). Микроструктура гарцбургитов вдоль контактов с дунитовыми или пироксенитовыми жилами, смещающими полосчатость, меняется мало: возрастает плотность полос излома субзерновых границ в крупных (5–7 мм) оливинах и несколько увеличивается количество слабо вытянутых необласт, размером 0,5–2,0 мм. Ближе к границе с коровыми комплексами в гарцбургитах преобладают габбровые, габброноритовые жилы (см. рис. 2, Г), которые секут полосчатость гарцбургитов и жилы дунитов и пироксенитов.

В реститовых перидотитах офиолитов Омана, вблизи их границы с коровыми комплексами, также распространены пересекающиеся пироксенитовые и габбровые жилы, ветвящиеся дайки, маркирующие хрупкие и хрупкопластические деформации, которые сопровождали последние стадии твердопластического течения в кровле поднимающегося мантийного диапира [Nicolas, 1989; Boudier, Nicolas, 1995; Boudier et al., 1996]. Здесь же проведен кинематический анализ.

В массивах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа и массивах восточной Кубы непосредственно ниже границы Мохо распространены также пластовые тела габброидов, субсогласные с гарцбургитовой полосчатостью (рис. 3, колонка). Здесь также прямолинейные, ступенчатые трещины, выполненные габброидным материалом, сменяются на коротких расстояниях вдоль границы (от десятков метров до нескольких километров) складчатыми, будинированными жилами и пластами габброидов. В частности, геометрия рисунка границы гарцбургит-габбро и форма габбровых жил на массиве Ипак (Малый Кавказ), ясно указывают на то, что этот участок границы формировался при сдвиге (см. рис. 3, зарисовка обнажения). В жилах габбро среди гарцбургитов, как правило, появляется незначительное количество амфибола – вначале в виде кайм на границе оливина/ортопироксена и плагиоклаза, а затем среди плагиоклаза и в эндоконтактах жил.

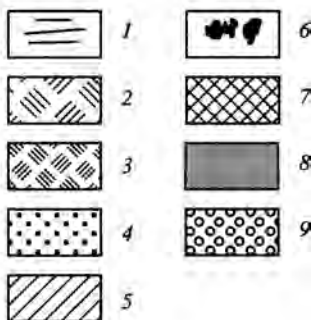
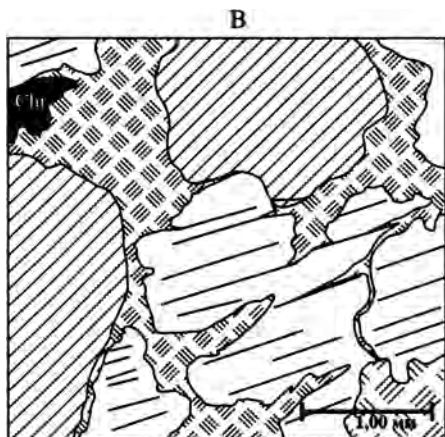
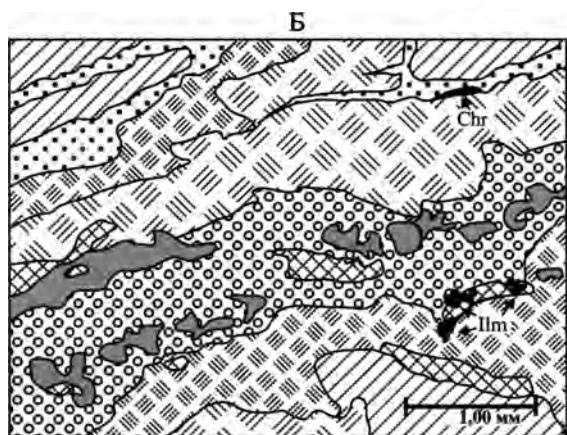
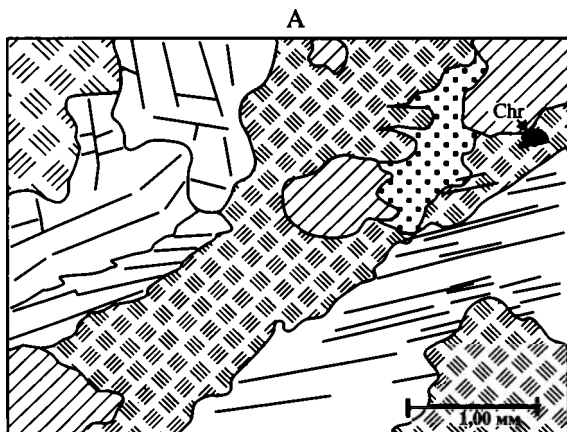


**Рис. 3.** Схематическое строение переходной зоны от мантийных к коровым комплексам на массиве Ипяк, Малый Кавказ. Зарисовка обнажения в правой части рисунка относится к выделенному интервалу разреза

1 – пегматоидное роговообманковое габбро; 2 – габбронориты; 3 – троктолиты, 4 – клинопироксениты (а) и верлиты (б); 5 – плагиоклазовые дуниты; 6 – дуниты; 7 – гарцбургиты; 8 – залегание полосчатости в габбро

Во всех рассмотренных случаях в реститах офиолитов, сопоставляемых с обстановками центров спрединга с быстрыми и умеренными скоростями, крайне редко отмечаются зоны высокотемпературных милонитов. Скорее исключение представляет собой милонитовая зона в гарцбургитах офиолитов Анталы (Турция), представляющая, по мнению И. Ребер [Reuber, 1984], зону вязкого сдвига вблизи стенки габбровой магматической камеры. В ходе субгоризонтальной миграции застывающих габброидов от оси хребта сдвиговые деформации этой зоны отразились и на структуре нижних серий кумулятивного разреза.

Иной тип хрупкопластических деформаций наблюдается в существенно *лерцолитовых* массивах, характеризующих, как правило, медленно-спрединговые рифтовые зоны и срединно-океанические хребты [Nicolas,



1989; Bonatti, 1985, 1990]. Так, вблизи границы с плутоническими коровыми комплексами в офиолитовых массивах Западных Альп [Caby, 1995], Северных Пиренеев [Vissers et al., 1997], Калифорнии [Le Sueur, Bodier, 1986], а также в лерцолитах о-ва Забаргад, Красное море [Bonatti et al., 1981; Nicolas et al., 1971] и лерцолитах Центральной Атлантики [Пейве и др., 2001] широко распространены зоны высокотемпературных милонитов. Мощность милонитовых зон меняется от нескольких сантиметров до десятков метров, нередко они расщепляются. Как правило, эти зоны ориентированы под углом по отношению к границе реститов и расслоенных мафит-ультрамафитов.

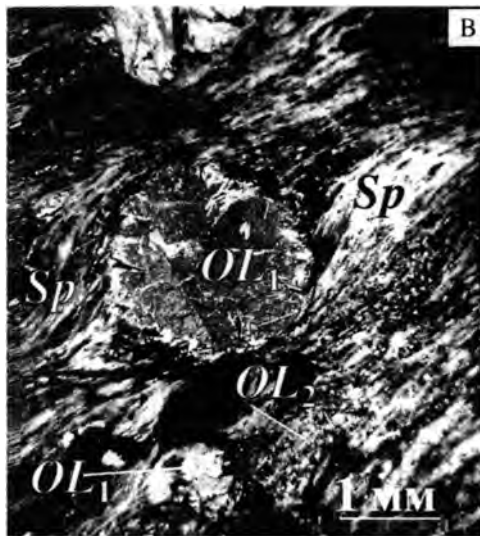
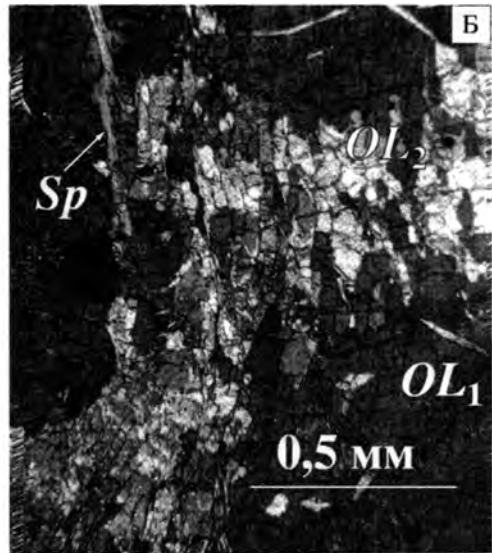
Следуя терминологии Р. Виссерса и А. Николя с соавторами [Vissers et al., 1997; Nicolas et al., 1971], мы относим к милонитам породы, в которых тонкозернистый матрикс (размер зерен 0,010–0,001 мм) составляет 50–90% объема породы. Формирование милонитов начинается с рекристаллизации крупных (прото-) оливиновых зерен вдоль тончайших трещин, секущих границы полос излома, т.е. следы более ранних деформаций – линейные дислокации, возникшие при внутрикристаллическом скольжении. Последовательное изменение микроструктур пород при прогрессирующей деформации (возрастающем стрессе) выражено увеличением количества необласт и уменьшением их размеров, что отражено на схематических рисунках по микрофотографиям лерцолитов (рис. 4, А, В) и на микрофотографии гарцбургита (см. рис. 4, Г – цв. вкл.). На этих рисунках также видно, что необласты разного размера (в диапазонах 0,2–0,1 мм, 0,08–0,01 мм и 0,005–0,001 мм) слагают отдельные линейные или ветвящиеся зонки, из которых последующая более мелкая рассекает предыдущие. Зоны подобных деформаций, сопровождаемых рекристаллизацией первичных минералов, могут служить путями миграции расплавов, просачивающихся сквозь рестит (см. рис. 4, Б). В ряде случаев удается наблюдать, что рекристаллизации предшествует миграция границ оливиновых зерен, осуществляемая механизмом ползучести на границах зерен (creep-climb). На микрофотографиях (рис. 5, А, Б) отчетливо видны эти стадии деформаций: А – миграция границ зерен с пересечением полос излома и Б – рекристаллизация оливина вдоль тонких сдвигов в крупных зернах, с образованием ориентированных необласт оливина. В милонитах матрикс представлен синтетектонически рекристаллизованными оливином, энстатитом и диопсидом, часто с примесью амфибола и плагиоклаза в том случае, если протомилониты были плагиоклаз-шпинелевыми лерцолитами. Порфирукласты оливина и пи-



**Рис. 4.** Зоны рекристаллизации в лерцолитах и гарцбургитах, схематический рисунок по микрофотографиям

А – зоны рекристаллизации, пересекающие протооливин с одинаковой ориентировкой полос излома, образованных при раннем внутрикристаллическом трансляционном скольжении дислокаций; самые тонкозернистые необласты представляют собой милонитовые зонки, развивающиеся по предыдущей генерации необласт; Б – следы миграции расплава вдоль зон рекристаллизации, выраженные эпидот-цоизит-амфибол-плагиоклазовой жилкой с ильменитом; В – замещение протооливина мелкозернистыми необластами (рекристаллизация и межзерновое скольжение дислокаций); Г – см. цв. вкл.

1 – оливин (протооливин) с полосами излома; 2–4 – необласты оливина размером: 2 – 0,2–0,1 мм, 3 – 0,08–0,01 мм, 4 – 0,005–0,001 мм; 5 – энстатит; 6 – рудные минералы: Chг – хромшпинелид, Илм – ильменит; 7 – роговая обманка; 8 – плагиоклаз; 9 – эпидот-цоизитовая масса



**Рис. 5.** Последовательное развитие деформаций при формировании ультраосновных милонитов, микрофотографии

А – миграция границ оливнинового зерна (переползание дислокаций, крип) с пересечением полос излома в соседнем оливине (OL); Б – синдеформационная рекристаллизация оливина на границах и внутри зерен (SP – лейсты более позднего серпентина); В – милонит, порфиорокласты оливи на обтекаются рекристаллизованным и перетертым крипто-, тонкозернистым оливинном

роксинов обтекаются тонкозернистой массой и хрупкие трещины в порфиорокластах также заполняются ею (см. рис. 5, В).

Использование пироксеновой термометрии различными авторами в разных массивах показало, что формирование ультраосновных милонитов проходит в интервале снижающихся температур от 950 до 600–650 °С. Общее давление, оцененное по ассоциации оливин + ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + амфибол + хромшпинелид, составляло менее 800–600 МПа [Obata, 1976]. Дифференциальный стресс (flow stress), обусловивший милонитизацию в сдвиговых зонах, был рассчитан по пьезометру

Ван-дер-Валя [Visser et al., 1997] как 250 МПа (360 МПа – верхний предел с учетом максимальных отклонений) для милонитов с размером зерен 0,010 мм и 410 МПа (630 МПа) для милонитов с размером зерен 0,005 мм. В то же время, авторы отмечают, что приведенные оценки справедливы для мономинеральных пород, а в случае полиминеральной среды рассчитанные величины скорее уменьшатся.

В реститовых ультрамафитах (преимущественно в лерцолитах, шпинелевых и плагиоклазсодержащих), поднятых с океанского дна в рифтовых долинах и трансформных разломах, порфиروкластические и милонитовые структуры распространены очень широко [Пушаровский и др., 1988; Пейве и др., 2001, 2003; Cannat et al., 1995]. В тех редких случаях, когда наблюдались прямые контакты милонитов и крупнозернистых протогранулярных перидотитов, видна их резкая граница; иногда зоны тонкозернистой рекристаллизации пересекают порфирокласты оливина с полосами излома (см. рис. 4, А, В). В большом количестве образцов видно, что жилы габбро с амфиболом пересекают плоскостные структуры (минеральную уплоченность) милонитов. Это дает основание считать милонитизацию ультрамафитов предшествующей образованию в них хрупкопластических и хрупких деформаций, маркируемых жилами или зонами амфиболизации. Подвороты, вязкие смещения плоскостных структур и полосчатости милонитов на контактах с жилами указывают на сдвиговую компоненту при хрупких деформациях.

Наряду с зонами высокоградиентного течения на границе реститовых ультрамафитов и габброидов в существенно лерцолитовых массивах нередко присутствуют брекчии пироксенит-дунит-габбрового состава (например: [Le Sueur, Boudier, 1986]). На отдельных участках размером от десятков до сотен квадратных метров, дуниты обильно насыщены ступенчатыми, ветвящимися жилами клинопироксенитов и габбро, по мере сгущения которых дуниты, а также пироксениты образуют остроугольные обломки-ксенолиты в габбро. На массиве Средний Крака (Южный Урал) остроугольные и частично резорбированные ксенолиты в габбро представлены гарцбургитами; область распространения ксенолитов непосредственно переходит в штокверк габбровых жил. Таким образом, хрупкие деформации остывающих реститовых ультрамафитов и ранних порций кристаллизации ультрамафитов и габброидов сопровождали формирование границы мантийных и коровых комплексов.

Об участии воды (водосодержащего флюида) в процессе деформаций можно судить по присутствию нескольких генераций амфибола во многих океанических и офиолитовых лерцолитах с порфирокластическими структурами и апоперидотитовых милонитах. Составы и структурная позиция амфиболов в лерцолитах вблизи границы с габброидами детально рассмотрены для перидотитов о-ва Забаргад и Центральной Атлантики [Agrinier et al., 1993; Cannat et al., 1995; Силантьев, 1998; Пейве и др., 2001]. Установлено, что высокотемпературные титанистые роговые обманки и паргасит первых двух генераций формировались при взаимодействии породы с водосодержащими флюидами с мантийной изотопной меткой, тогда как последняя генерация амфиболов образована при реакции породы с циркулирующей морской водой.

Микроструктурные наблюдения показывают, что в океанических лерцолитах, драгированных в трансформном разломе Вима, ранняя генерация паргаситовой роговой обманки появляется до образования милонитовых зон в этих породах. Следующая генерация амфиболов кристаллизовалась одновременно с рекристаллизацией оливина и пироксенов в сдвиговых зонах, т.е. синхронно с образованием милонитов и катаклазитов. Высокотемпературные амфиболы присутствуют также в зальбандах габбровых жил, секущих лерцолиты. Сравнительно низкотемпературные амфиболы тремолит-актинолитового ряда замещают роговые обманки и пироксены по периферии зерен и по трещинам. Таким образом, последовательно меняется структурная позиция амфиболов – а) рассеянные призмы или их цепочки в лерцолитах; б) синдеформационные агрегаты, ориентированные по плоскостям течения вещества в милонитах, катаклазитах; в) зональные агрегаты вдоль контактов габбровых жил – и одновременно нарастает их концентрация в локальных зонах, что свидетельствует об увеличении роли воды в ходе деформаций.

### **ДЕФОРМАЦИИ В УЛЬТРАМАФИТАХ И ГАББРОИДАХ БАЗАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

В оливин-пироксеновых породах и расслоенных габброидах вблизи границы с мантийными гарцбургитами и дунитами также широко проявлены разнообразные деформации – от пластических и хрупкопластических до хрупких.

Пластические деформации разномасштабных (от метров до нескольких километров) линзовидно-пластовых тел ультрамафитов, включенных в полосчатые габбронориты, отчетливо выражены в офиолитах Войкаро-Сыньинского массива, Полярный Урал (рис. 6). Складки течения, будинированные слои пироксенитов в дунитах конформны границам таких блоков-включений. То обстоятельство, что хрупкие срывы складок “залечены” жилами габбро, пироксенитов или дунитов позволяет определять деформации как хрупкопластические и считать, что течение пород проходило при субсолидусных температурах сразу вслед за кристаллизацией пород; деформации сопровождались новыми поступлениями расплава. Другой пример пластических деформаций, проходивших в сдвиговом режиме на границе реститовых ультрамафитов и габбро офиолитов массива Ипяк, Малый Кавказ, приведен и на рис. 3, на зарисовке обнажения. Пограничная область палео-Мохо прекрасно обнажена и в других офиолитовых массивах Севано-Аккеринского пояса Малого Кавказа – массивах Левчай и Соютлучай, где она имеет строение, схематически изображенное на колонке рис. 3. Пластовые тела оливнинового габбро, троктолитов и плагиоклазовых дунитов залегают в гарцбургитах субсогласно с их полосчатостью и одновременно пересекаются жилами габброидов. Количество пластов и жил резко нарастает к базальной части собственно габбрового разреза на расстоянии около 200 м. Вязкие сдвиги, ведущие к пластическим деформациям застывающих жил габбро, были ло-



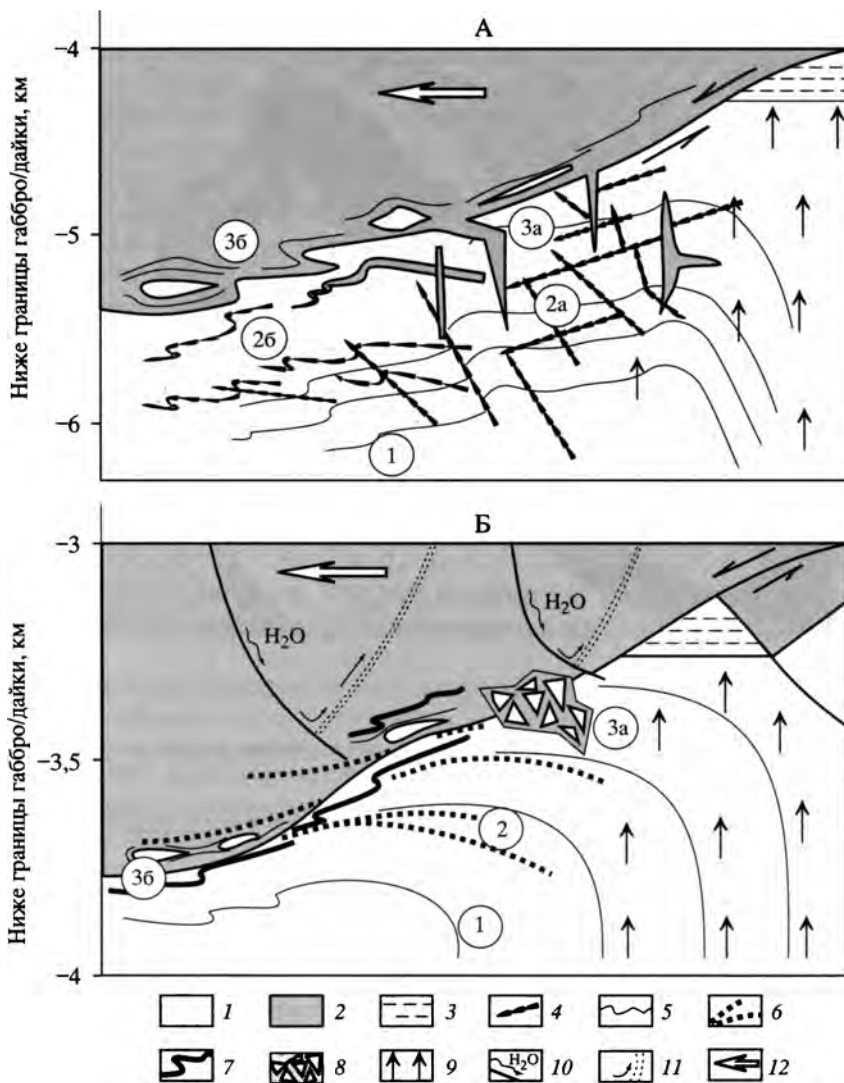
**Рис. 6.** Деформированное тело дунитов в габброноритах вблизи контакта с реститовыми гарцбургитами. Войкаро-Сыннынский массив, Полярный Урал [Савельев, 1997]

1 – гарцбургиты; 2 – дуниты; 3 – дуниты, пироксеновые дуниты и верлиты; 4 – верлиты; 5 – клинопироксениты; 6 – габбронориты; 7 – габбро, в том числе, амфиболовое; 8 – зоны амфиболитизации и плагиогранитизации в габброноритах; 9 – залегание полосчатости

кальными – они сменяются на расстоянии 100–200 м вдоль границы гарцбургит–габбро штокверком прямолинейных габбровых жил.

Детальная характеристика пластических деформаций габбро вблизи границы палео-Мохо в офиолитах Западных Альп приведена в работе Рене Каби [Caby, 1995]. Полосчатое оливиновое габбро и троктолиты массива Монженевр смяты в складки и будинированы перед внедрением базальтовых даек. Дайки пересекают гнейсовидность и сланцеватость габброидов с резкими, в том числе, закаленными контактами, под крутыми углами. С пластически деформированными породами пространственно ассоциируют апогаббровые милониты и ультрамилониты, развитые в пологих ветвящихся сдвиговых зонах, которые ориентированы под углом около 45° по отношению к магматической расслоенности габброидов. Температуры формирования милонитов оценены в интервале 800–850 °С по синдеформационной рекристаллизации диопсида-салита с образованием авгитовых субзерен, необласт и появлению коричневой роговой обманки. Происхождение подобных милонитовых зон, сопровождающих развитие вязких сдвигов в зоне перехода от мантийных реститовых к коровым плутоническим комплексам, соотнесено с выведением глубинных масс в обстановке медленного спрединга Лигурий-





**Рис. 7.** Схема пространственного положения различных типов деформаций относительно границы мантийных реститовых и коровых плутонических комплексов вблизи центра спрединга и магматической камеры. Положение магматической камеры и направление сдвигов в зоне спрединга заимствовано из работы [Shemenda, Grocholsky, 1994]

А, Б – области спрединга: А – с умеренными и высокими скоростями, Б – с низкими скоростями. Цифровые обозначения типов деформаций расшифрованы в таблице

1 – мантийные реститовые ультрамафиты; 2 – коровые плутонические комплексы; 3 – условное положение магматической камеры; 4 – жилы и дайки пироксенитов; 5 – линии твердопластического массового течения; 6 – зона мионитов; 7 – деформированные жилы пироксенитов и габбро; 8 – штотверки жил пироксенитов и габбро, брекчии дунит-пироксенит-габбрового состава; 9–12 – направление: 9 – движения расплавов к магматической камере, 10, 11 – миграции морской воды вдоль листрических сбросов (10) и миграции нагретой воды к поверхности (11), 12 – спрединга

ско-Пьемонтского бассейна в Мезозое [Caby, 1995]. Общая картина деформаций дополняется здесь габбро-пегматитовыми жилами, маркирующими хрупкие трещины, субсогласные с гнейсовидностью и плоскостными структурами милонитов, или круто секущими эти структуры. Габбро-пегматиты имеют магматические микроструктуры в центральной части жил и амфиболитовые каймы вдоль контактов; степень рассланцевания вмещающих пород резко нарастает к границам жил.

Жилы амфиболового, эпидотизированного и пренитизированного габбро, габбро-пегматитов и габбро-диоритов, секущие магматическую полосчатость расслоенных габброидов, массивные, брекчиевидные габбро или структуры высокотемпературных твердопластических деформаций гнейсовидных габбро и габбро-амфиболитов широко распространены в океанических разрезах Центральной Атлантики [Cannat et al., 1995; Силантьев, 1998; Пейве и др., 2001, 2003; Сколотнев, 2003]. Строение этих жил также дает представление о характере деформаций в нижней части plutonic комплексов: 1) жилы в брекчированных габбро, как правило, не имеют резких контактов; они выполняют извилистые трещины, цементируя обломки габброидов и иногда содержат включения серпентинизированных ультрамафитов; 2) ступенчатые зональные жилы имеют, как правило, резкие контакты; жилы – крупнозернистые или пегматоидные в центральной части и мелко-, тонкозернистые в краевых частях, сложенных амфиболом, минералами группы эпидот-цоизита, иногда гидрогроссуляром и пренитом. Пластические смещения, подвороты полосчатости или сланцеватости вмещающих габброидов указывают на существование сдвиговой компоненты при внедрении жил. Во всех случаях на границе с жилами во вмещающих габброидах резко увеличивается количество амфибола и эпидот-цоизита. Эти наблюдения показывают, что трещины, образованные при хрупких деформациях – сбросо-сдвиговых перемещениях блоков пород, служили путями миграции воды.

Поздние стадии деформации пород базальной части plutonic комплексов выразились в их локальном (вдоль линейных зон) рассланцевании, актинолитизации и хлоритизации, протекавших при снижении температуры от 500 до 300–250 °С.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Широкое распространение и разнообразие типов остаточных деформаций в породах пограничной области кора–мантия показано на примерах океанических и континентальных комплексов. Очевидно, что типы деформаций и условия их протекания сменяются во времени и пространстве – как по вертикали, глубине разреза, так и по его латерали. Некоторые параметры деформаций этой области отражены в таблице и на рис. 7.

1. Ранние и наиболее глубинные (в интервале 3,5–6 км) деформации рассматриваемой области представлены структурами твердопластического течения реститовых ультрамафитов. Деформации осуществлялись путем внут-

## Типы и условия деформаций пород в пограничной области кора–мантия

номер на рис. 7	Деформации			T, °C	σ, МПа
	тип	выражение	механизм		
1	Твердопластическое массовое течение	Складки течения, маркируемые линейно-плоскостными структурами	Внутрикристаллическое трансляционное скольжение дислокаций с подчиненной рекристаллизацией. Системы скольжения оливина [100]{0kl} и [100](010)	1150–950 и $T \leq T_{пл}$ (перидотита)	$\sigma < 20$
2	Хрупкопластическое, катакластическое течение	Зоны милонитов	Крип – краевые дислокации, межзерновое скольжение дислокаций, рекристаллизация, катаклаз	950–650, 600	100–300
2а	Хрупкие с подчиненными хрупкопластическими	Жилы дунитов, пироксенитов, габбро вдоль сколов, сдвигов с транспрессией	Диффузия, рекристаллизация, сопровождающие миграцию расплавов вдоль зон с разрывом предела прочности	980–850	–
2б	Хрупкопластическое течение	Складки течения, маркируемые жилами пироксенитов	Диффузия, межзерновое скольжение дислокаций и рекристаллизация	980–850	50–100
3а	Хрупкие	Штокверки жил пироксенитов и габбро, брекчи дунит-пироксенит-габбро по сколам и сдвигам	Магматическое внедрение вдоль трещин разрушения, диффузия и рекристаллизация, сопровождающие миграцию расплава	$T \leq T_{пл}$ (габбро)	–
3б	Хрупкопластическое течение в локальных зонах	Складки течения, будины в габбро-пироксенитах	Межзерновое и внутрикристаллическое скольжение дислокаций, рекристаллизация	850–800 $T > 0,5 T_{пл}$ (габбро)	50–100

рекристаллического трансляционного скольжения дислокаций в оливине по системам [100]{0kl} [100](010) при  $T = 1150–950$  °C, низких скоростях пластического течения вещества  $1 \cdot 10^{-14}/c^{-1}$  и, соответственно, низком стрессе – менее 20 МПа. Последнее заключение основано на анализе микроструктур пород – преобладающих протогранулярных структурах с незначительным количеством (5–10%) крупных необласт (0,3–0,5 мм), приуроченных, в основ-

ном, к зонам разрыва энстатитов, формирующих линейность растяжения (pull-apart). Необходимо отметить, что такие структуры наиболее характерны для гарцбургитовых разрезов, тогда как в лерцолитовых распространены порфиорокластические микроструктуры с большим количеством (до 30–50%) более мелких необласт (0,5–0,2 и 0,05–0,01 мм), что можно интерпретировать как свидетельство более высоких скоростей высокотемпературной твердопластической деформации лерцолитовых комплексов.

2. Распространение милонитов в лерцолитах, маркирующих рассеянные линейные зоны хрупкопластического, катакластического течения, подтверждает последний вывод о предпочтительном развитии высокоскоростных деформаций в лерцолитовых комплексах: образование высокотемпературных милонитов проходит при высоких скоростях деформаций и высоком дифференциальном стрессе – от 100 до 300 МПа. Представление об основных механизмах формирования милонитов – развитии краевых дислокаций с перемещениями (переползанием) их за границы зерен (creep-climb), межзерновом скольжении дислокаций, рекристаллизации и катаклазе – дает микроструктурный анализ пород вкпе с экспериментальными данными и теорией дислокаций кристаллических сред [Raleigh, 1968; Ave Lallemant, Carter, 1970; Nicolas, Poirier, 1976; Kohlstedt et al., 1995]. Слабо истощенные базальтоидными компонентами реститы–лерцолиты – выводятся в кору преимущественно в низкоскоростных зонах спрединга, в рифтовых зонах, там, где мощность литосферы значительна. Именно эти геодинамические обстановки наиболее часто характеризуются обилием высокотемпературных тектонических срывов на границе кора–мантия. Поскольку милониты пересекают структуры массового субсолидусного течения и приурочены к границе перехода кора–мантия, прослеживаясь как в реститовых, так и коровых комплексах, можно предполагать, что они формировались на меньших глубинах, нежели складки течения.

2а. Жилы дунитов, энстатитов, диопсидитов, вебстеритов и их штокверки развиваются синхронно с субсолидусными пластическими деформациями типа 1, см. рис. 7 и таблицу, маркируя зоны быстрой разрядки напряжений, т.е. хрупкие и хрупкопластические деформации в осевых частях складок течения. Сбросы и сдвиги, “залечены” породами, состоящими из тех же минералов, что и вмещающие перидотиты, и это позволяет считать диффузию вещества одним из ведущих механизмов в процессе высокотемпературных деформаций наряду с рекристаллизацией. Рост напряжения в зонах этих хрупких деформаций сопровождался воздействием тепловой энергии – миграции расплавов и флюидов сквозь реститы, что вело к “вымыванию” одних компонентов и осаждению других. Оценки температур кристаллизации в метаморфогенных жилах показывают, что на фоне последовательного снижения  $T$  до 850–830 °С отдельные редкие жилы вебстеритов, а также габбро кристаллизовались непосредственно из расплава (конечные температуры кристаллизации около 1280 °С). Вытеснение дунитовых жил пироксенитовыми, а затем габбровыми в направлении нижней границы плутонических комплексов говорит о том, что хрупкопластические деформации развивались в апикальной части мантийного диапира, вблизи подошвы магматической камеры, т.е. на глубинах от 5,5 до 3,5 км.

Хрупкие деформации, разнообразные сколы и сдвиги, образованные в условиях транспрессии и “залеченные” жилами габбро и пироксенитов, приурочены к границе реститов с расслоенными габброидами, что особенно четко видно на примере штокверков и брекчий дунит-пироксенит-габбрового состава в лерцолитовых массивах (см. рис. 7, 3а). Здесь эта граница становится неопределенной, “растянутой” из-за обилия жил магматического габбро в реститах и блоков реститов в габбро.

2б. Зоны хрупкопластического течения, маркируемые складчато-деформированными жилами, нередко сменяют по латерали области распространения прямолинейных, штокверковых жил. Существование переходов от хрупких деформаций к хрупкопластическому течению по латерали, вдоль простирающейся границы рестит–габбро, означает, что поле напряжений менялось в короткие промежутки времени, возможно, по мере отодвигания, растекания новообразованных комплексов от центров спрединга. О близости во времени этих процессов говорят высокие температуры синдеформационных парагенезисов смятых энстатит-диопсидовых жил – 950–800 °С и механизмы деформаций – диффузия, межзерновое скольжение дислокаций и рекристаллизация. Величина стресса возрастала до 50–100 МПа.

3 а,б. То обстоятельство, что аналогичные хрупкопластические деформации развиты и в габброидных комплексах непосредственно выше петрологической границы Мохо (3б) и что они также сменяют области штокверков и брекчий (3а) по латерали, свидетельствует о близости, возможно, синхронности, этих деформаций в коровых и реститовых комплексах. Отличие их состоит в обилии будин в пластически деформированных габбро, что, вероятно, обусловлено контрастными реологическими свойствами в чередующихся породах (существенно пироксеновых или плагиоклазовых). Кроме того, здесь становится заметным присутствие воды при деформациях – от появления нескольких синдеформационных генераций амфиболов до прослоев, жил плагиоклаз-амфиболового состава (амфиболитов).

Образование жил метаморфогенных габброидов, насыщенных водосодержащими минералами, напрямую связано с хрупкими деформациями в океанической коре (см. рис. 7): проникновением морской воды по трещинам (в том числе, связанным с листрическими сбросами) к остывающим плутоническим комплексам и последующей рекристаллизацией, метаморфизмом габбро вдоль других систем трещин при циркуляции восходящих потоков горячих водонасыщенных растворов, флюидов [Manning et al., 1996, 2000].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В области перехода кора–мантия плотность деформаций нарастает по мере приближения к границе раздела и со стороны реститовых, и со стороны коровых плутонических комплексов. Деформации проходили при снижении общего давления (уменьшении глубины залегания деформируемых пород) в резко переменном поле напряжений. Температуры пластических и хрупкопластических деформаций менялись от субсолидусных до 600–550 °С

и скачком – до 300–250 °С; на фоне общего снижения температуры ее локальный резкий рост был связан с миграцией расплавов.

Твердопластические и хрупкие деформации были: а) синхронны в одном поле напряжений; б) сменялись в пространстве из-за изменения поля напряжений, движения стенок магматической камеры; в) сменяли друг друга во времени. Хрупкие деформации проходили как без сдвиговой компоненты, так и со сдвигом. Магматическая граница Мохо трансформировалась в тектоническую в ходе горячих твердопластических сдвиговых деформаций до внедрения долеритовых даек.

Максимальные величины дифференциального стресса, рассчитанные для высокотемпературных ультраосновных милонитов (100–300 МПа), наиболее характерны в лерцолитовых типах разреза, соотносимых с медленно-спрединговыми зонами в океанических хребтах и рифтах, тогда как в разрезах с преобладанием гарцбургитов широко развиты хрупкопластические и хрупкие деформации, синхронные с образованием структур субсолидусного течения, проходящего при очень низких величинах дифференциального стресса. Таким образом, намечается зависимость типа и условий деформаций пород от скорости спрединга, который, в свою очередь, вероятно, связан с мощностью литосферы [Bonatti, 1985] и, возможно, с ее возрастом.

Роль воды в деформационных процессах нарастала во времени и вверх по разрезу мантийных и, особенно, габброидных комплексов.

Статья написана при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64652), и Программы № 5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер”.

### Литература

- Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19–31.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.
- Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26.
- Пейве А.А., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г. Структура и деформации пограничной зоны перехода кора–мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16–35.
- Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и формирование океанической коры в области “сухого” спрединга Центральной Атлантики (7°10′–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
- Разницин Ю.Н. Деформации океанической коры и верхов мантии // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 66–108.
- Савельев А.А. Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1997. № 1. С. 48–58.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология массива Средний Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1985. № 4. С. 53–68.

- Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций в формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника. 1980. № 3. С. 16–26.
- Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13°–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 8, № 4. С. 381–421.
- Сколотнев С.Г. Габброиды разлома Вима: структуры, состав и тектоническое положение // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 35–52.
- Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (red Sea) // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 120. P. 187–205.
- Ave Lallemand H.G., Carter H.Z. Syntectonic recrystallisation of olivine and modes of flow in the upper mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 2203–2220.
- Bonatti E. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift // Nature. 1985. Vol. 316, N 6023. P. 33–37.
- Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic Ocean on St Peter-Paul islets // Nature. 1990. Vol. 345, N 6278. P. 800–802.
- Bonatti E., Hamlin P.R., Ottonello G. The upper mantle beneath a young oceanic rift, peridotites from the island of Zabargad (Red Sea) // Geology. 1981. N 9. P. 471–497.
- Boudier F., Nicolas A. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite // J. Petrol. 1995. N 36. P. 777–796.
- Boudier F., Nicolas A., Ildefonse B. Magma chamber in the Oman ophiolites: Fed from the top and the bottom // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 144. P. 239–250.
- Caby R. Plastic deformation of gabbros in a Slow-spreading Mesozoic Ridge: Example of the Montgenevre Ophiolite, Western Alps // Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites / Eds. R.L.M. Vissers and A. Nicolas. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1995. P. 123–145.
- Cannat M., Mevel C., Deplus Ch. et al. The crust, ultramafic exposures and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24° N) // Geology. 1995. Vol. 23, N 1. P. 49–52.
- Cannat M., Mevel C., Stakes D. Stretching of the deep crust at the slow-spreading Southwest Indian Ridge // Tectonophysics. 1991. Vol. 190. P. 73–94.
- Hamilton W.B. An Alternativ Earth // GSA TODAY. 2003. Nov. P. 4–12.
- Kohlstedt D.L., Evans B., Mackwell S.J. Strength of the lithosphere: constrains imposed by laboratory experiments // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 17587–17602.
- Manning C., MacLeod C.J., Weston P. Lower-crustal cracking front at fast-spreading ridges; evidence from East Pacific Rise and the Oman ophiolite // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2000. N 349. P. 261–272.
- Manning C., Weston P.E., Mahon K.I. Rapid high-temperature metamorphism of East Pacific Rise gabbros from Hess Deep // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 144. P. 123–132.
- Mevel C., Cannat M. Lithospheric stretching and hydrothermal processes in oceanic gabbro from slow-spreading ridges // Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere / Eds. T. Peters, A. Nicolas and R.G. Coleman. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1991. P. 293–312.
- Nicolas A. Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1989. 367 p.
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // Tectonophysics. 1971. Vol. 12. P. 55–86.
- Nicolas A., Le Pichon X. Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 46. P. 397–406.
- Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid-state flow in metamorphic rocks. 1976. N.Y.: Wiley. 444 p.
- Obata M. The Solubility of  $Al_2O_3$  in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotite and spinel pyroxenite // Amer. Miner. 1976. Vol. 61. P. 804–816.
- Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 14. P. 5391–5406.
- Ranero C.R., Reston T.J. Detachment faulting at ocean core complexes // Geology. 1999. Vol. 27, N 11. P. 983–986.
- Reuber I. Mylonitic ductile shear zones within tectonites and cumulates as evidence for an oceanic transform fault in Antaya ophiolite, S.W. Turkey // Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publication. 1984. Vol. 17. P. 319–334.

- Savelieva G.N., Saveliev A.A.* Relationship between peridotites and gabbroic sequences in the ophiolites of the Urals and the Lesser Caucasus // *Ophioliti*. 1992. Vol. 17 (1). P. 117–138.
- Shemenda A., Grocholsky A.* Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, N B5. P. 9137–9153.
- Sueur E., Boudier F.* Structure du complex basique et ultrabasique de Trinity, Californie: genèse d'une ophiolite atypique // *Bull. Soc. Geol. France*. 1986. T. 2, N 6. P. 1007–1014.
- Tucholke B., Lin J.* A geological model for the structure of ridge segments in slow-spreading ocean crust // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, N B5. P. 11937–11958.
- Vissers R.L.M., Drury M.R., Newman J., Fleirvoet T.F.* Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of the North Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 279. P. 303–325



## **ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

### **ВВЕДЕНИЕ**

Одной из фундаментальных проблем геологии является определение длительности геологических процессов в разные эпохи эволюции Земли. Существовало представление о различных ее темпах в раннем докембрии и фанерозое, авторы которого в качестве одной из альтернатив выдвинули идею о существовании в обоих случаях двух типов проявления тектонометаморфических циклов, когда они разделены длительными временными интервалами или последовательно проявлялись в течение очень коротких промежутков времени [Козаков и др., 1997]. Эта закономерность была прослежена на примере тектонических структур Балтийского щита и Центрально-Азиатского пояса. В последние годы проведены изотопно-геохронологические исследования в этих регионах и получен новый обширный материал, который позволяет не только проследить геодинамическую эволюцию эталонных тектонических структур в рамках тектонометаморфического цикла, но охватить всю последовательность геологических событий тектонического цикла на основании датирования изверженных и метаморфических пород и их изотопно-геохимической, главным образом Nd, систематики.

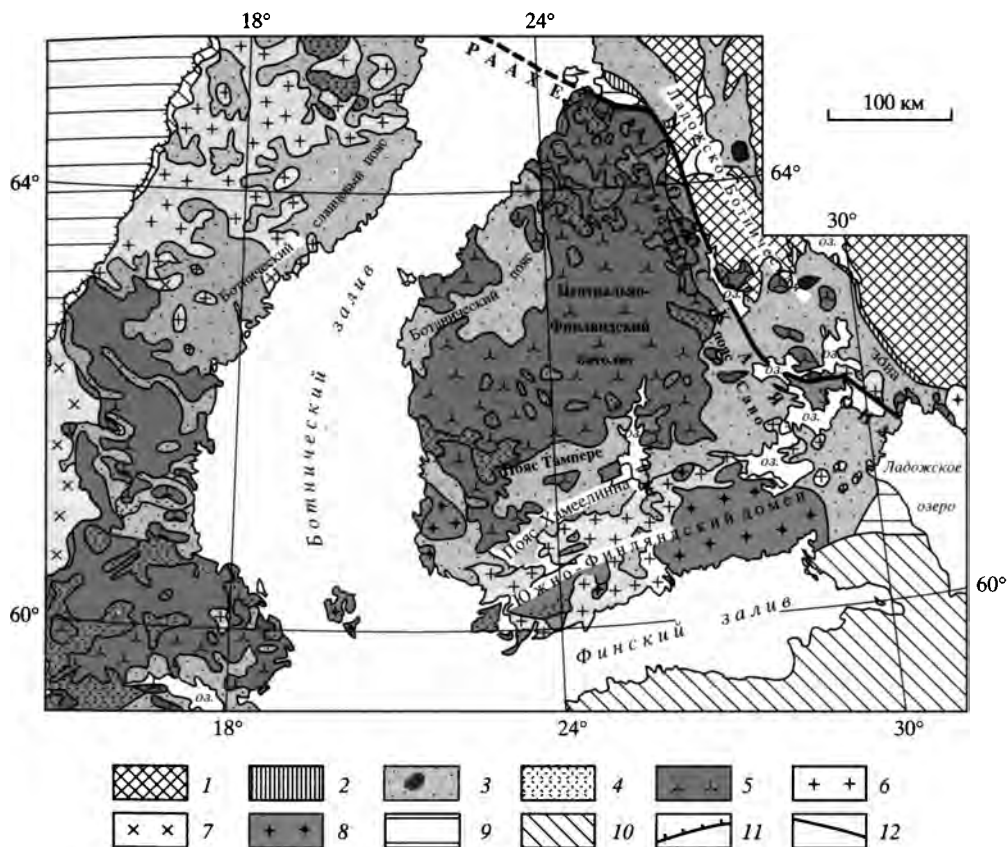
Учитывая объем и специфику фактического материала, имеющегося в распоряжении авторов, необходимо было ограничить круг задач, поставленных в настоящей работе. Речь пойдет главным образом о закономерностях эволюции эндогенных процессов на конвергентных границах литосферных плит и лишь в незначительной степени о внутриплитных процессах, но только в той степени, насколько это необходимо для решения главной задачи. Вовсе не рассматривается материал по пассивным континентальным окраинам. Такое ограничение необходимо еще и потому, что при решении общей проблемы эволюции при сравнительном анализе необходим материал по сопоставимым структурам.

В эволюции литосферы вблизи конвергентных границ плит важными и сравнительно легко распознаваемыми событиями геологической истории являются: раскрытие океана; формирование юных (океанических) островных дуг; ранняя коллизия островной дуги и края континента, когда происходит обдукция офиолитов; формирование зрелой островной дуги; формирование новой континентальной коры в связи с развитием островных дуг; ее термальная переработка в ходе тектонометаморфического цикла; поздняя коллизия дуги и континента; амальгамация островных дуг и микроконтинентов; связанная с этим тектонотермальная переработка новой коры коллизийными магматическими процессами; постколлизийный магматизм. Попытаемся идентифицировать эти события, оценить возраст и проследить их эволюцию в выбранных нами эталонных структурах.

## ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ АККРЕЦИОННЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ

### Свекофеннский пояс

Эталонным объектом на Балтийском щите является палеопротерозойский Свекофеннский пояс, представленный своим фрагментом на нашей территории в Северном Приладожье (рис. 1). Известно [Kontinen, 1987], что офиолиты Йормуа и Оутокумпу имеют возраст 1,95 млрд лет (табл. 1). Они синхронны с вулканидами, в том числе пикритовыми людиковия (1,96 млрд лет), знаменующими своим появлением завершение длительного периода рифтогенеза (2,45–2,00 млрд лет) [Ранний докембрий..., 2004]. В субавтохтонном залегании в районе Йормуа (Северо-Восточная Финляндия) обнаружена и



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Свекофеннской провинции

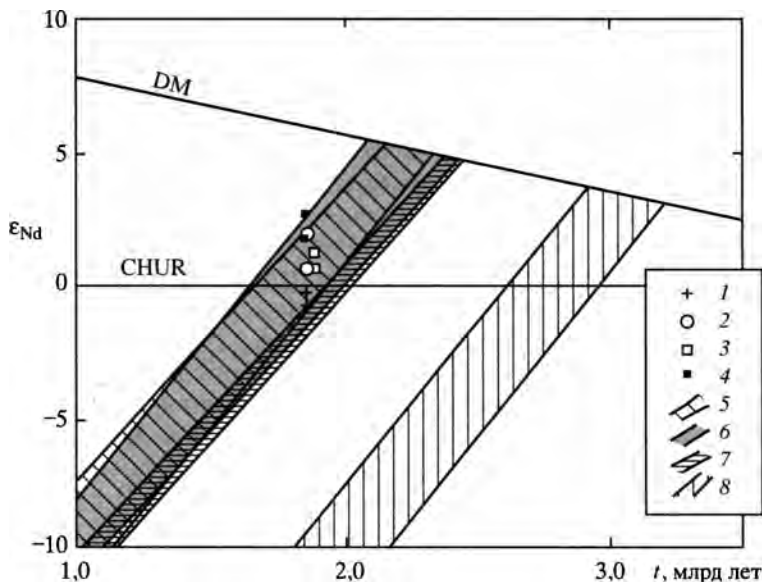
1 – архейские комплексы пород; 2 – сариолий, ятулий и людиковий; 3 – калевийские супракрастальные толщи, темными пятнами условно показаны выходы офиолитов Йормуа и Оутокумпу; 4 – вулканиды островодужных комплексов; 5 – гранитоиды ассоциации ТТГ; 6 – калиевые гранитоиды; 7 – гранитоиды Транс-Скандинавского пояса; 8 – граниты рапакиви; 9 – рифейский чехол; 10 – фанерозойский чехол; 11 – надвиги; 12 – Раахе-Ладожский шов

**Таблица 1.** Последовательность главных геологических событий в палеопротерозойском Свекофенском поясе

Этапы геодинамической эволюции	Магматическое или метаморфическое событие	$\frac{\epsilon_{Nd}(T)}{T_{DM}}$ , млрд лет	Возраст, млн лет
Открытие Люди-ковийского океана	Внедрение габброидов в мантийные перидотиты офиолитовой ассоциации Йормуа	$\frac{+2}{2,0}$	1953±2, U-Pb-con
	Формирование комплекса параллельных даек		1930–1990, NORDSIM
	Формирование роя даек на пассивной окраине Карельского континента и комагматических вулканитов сортавальской серии		1996±3, 1996±15, U-Pb-con
Субдукция океанической плиты под Карельский континент	Формирование ранних вулканитов бимодальной серии (юные океанические островные дуги), комагматические габбро и тоналиты	$\frac{+3,5++4}{1,95}$	1907–1925, U-Pb-con
	Формирование задуговых и преддуговых бассейнов седиментации	$\frac{+2+-1}{2,2-2,3}$	1889–1907, U-Pb-con SHRIMP
	Обдукция офиолитов, ранний метаморфизм и мигматизация		>1883
	Формирование поздних вулканитов полимодальной известково-щелочной серии (зрелые океанические дуги), комагматические габброиды и эндербиты, пик высокоградного метаморфизма (гранулитовая фация), а также тоналит-гранодиоритовой серии Центрально-Финляндского батолита	$\frac{+1}{2,23}$	1883,8±4,7 U-Pb-con, 1888–1889 U-Pb-con
Коллизия островной дуги и края континента	Формирование габброидов, диоритов и тоналитов, а также диатектических тоналитов и гранодиоритов	$\frac{0}{2,21}$	1878,5±3,3 U-Pb-con
	Ранняя стадия остывания (амфиболитовая фация), интенсивная мигматизация		1869–1871 U-Pb-con монацит
	Внедрение диорит-гранодиоритового массива Путсаари		1865–1869 U-Pb-con
	Внедрение двуполевошпатовых гранитов Терву		1858,8±2,5 U-Pb-con
	Формирование анорогенных магматических комплексов		~1800

исследована [Kontinen, 1987; Kontinen, Peltonen, 1998] полная офиолитовая серия, представленная серпентинитами по мантийным лерцолитам и гарцбургитам (в незначительном количестве дунитам); относительно ранними габброидами, в качестве кислых дифференциатов которых выступают тоналиты; комплексом параллельных базитовых даек и базальтовыми пиллоу-лавами и покровами массивных базальтов. Мантийные ультрабазиты включают и дополнительную генерацию базит-ультрабазитовых даек, предшествующих внедрению главной серии параллельных даек. Эти породы имеют геохимические характеристики базальтов океанических островов и отличаются высокой титанистостью, заметным обогащением легкими редкими землями и ниобием. Величина  $\epsilon_{Nd}$  близка к 0 для возраста 1,95 млрд лет [Peltonen et al., 1996]. Ранние габброиды, породы комплекса параллельных даек, пиллоу-лавы и базальты массивных покровов по своим геохимическим параметрам отвечают E-MORB и имеют  $\epsilon_{Nd}(1,95)$  около +2 [Peltonen et al., 1996], характеризуются очень слабым обогащением LREE, обеднены Nb, но обогащены Th по отношению к N-MORB. Для ранних габброидов получена наиболее точная датировка по циркону –  $1953 \pm 2$  млн лет [Peltonen et al., 1998].

В одном из блоков серпентинизированные мантийные лерцолиты и гарцбургиты прорваны серией даек крупнозернистых клинопироксенитов, горнблендитов, клинопироксен-амфиболовых (иногда с гранатом) пород. Судя по Sm–Nd возрасту, они в первом приближении синхронны с ранними базальтовыми дайками, отвечающими по составу базальтам океанических островов. Однако их субщелочной характер и некоторые особенности геохимии заставляют предполагать иной, более обогащенный мантийный источник образования этих даек. Исследование гранатовых парагенезисов показало, что их кристаллизация происходила на глубине 30–50 км при температуре 900–1000 °C, что лишней раз подтверждает мантийное происхождение дайковых роев. Были исследованы [Peltonen et al., 2003] цирконы из клинопироксенитов, и в результате было получено подтверждение палеопротерозойского возраста офиолитовой ассоциации в целом. Конкордантные значения возраста протерозойских цирконов попадают в интервал 1930–1990 млн лет, что неплохо согласуется с ранее сделанными определениями. Модельный Nd возраст клинопироксенитов близок к 2 млрд лет. А это значит, что магмы были внедрены и раскристаллизованы сразу после зарождения расплава в источнике. В этих же породах были найдены архейские цирконы с возрастом, варьирующим от 3100 до 2730 млн лет. Такая находка интересна хотя бы потому, что до сих пор такие древние мантийные цирконы не были известны. Но в этой работе нам важно другое. Ультрабазиты офиолитового комплекса представляют литосферную мантию, деплетированную еще в архее, а тот обогащенный мантийный диапир, дериватами которого являются габброиды и базальты, располагается на глубине. Важным следствием приведенного здесь материала является то, что в офиолитовой серии Йорума запечатлен момент открытия Людиковийского океана.



**Рис. 2.** Диаграмма  $\epsilon_{Nd} - t$  для гранитоидов Свеккофеннской провинции

Максимальные значения  $\epsilon_{Nd}$  и минимальные величины модельного возраста характерны для наиболее древних кислых вулканитов и комагматичных с ними тоналитов. Показаны точки для Тервуского (1), Лауватсаарского (2) и Куркиекского (вторая и первая фазы внедрения – 3, 4) массивов, которые попадают в зону эволюции гранитоидов стадии зрелых островных дуг или последующей коллизии. В обобщенном виде показаны зоны эволюции протерозойских ортопироксеновых гранитоидов (5), тоналит-гранодиорит-гранодиоритовой серии (6), супракрустальных толщ калевия (7) и архейских гранитоидов (8)

Время субдукции океанических пластин и формирования юных островных дуг доказывается датированием наиболее ранних вулканитов бимодальной серии (1,91–1,92 млрд лет) и примитивных, примерно синхронных с ними тоналитов, внедренных, судя по значениям модельного Nd возраста и их геохимическим особенностям, непосредственно из ювенильного источника (рис. 2). Время формирования зрелых островных дуг определяется возрастом полимодальной серии вулканитов с существенной андезит-дацитовой компонентой (1880 млн лет) и плутонических комплексов габброидов-тоналитов-гранодиоритов и габбро-норитов – ортопироксеновых гранитоидов эндербит-чарнокитовой серии.

Если на сопредельной территории Финляндии удавалось выделить серию вулканических пород, то в свеккофеннидах Приладожья вопрос о присутствии вулканитов оставался открытым. Это объясняется высоким уровнем метаморфизма, который затушевывает первичную природу гнейсов и кристаллических сланцев. На все же были найдены породы, которые удалось идентифицировать как вулканиты. Они имеют возраст по верхнему пересечению конкордии  $1883,8 \pm 4,7$  млн лет, СКВО = 1,3 [Балтыбаев и др., 2003]. Это значение хорошо согласуется с определениями возраста зрелых островных дуг и ограничивает возраст метаморфизма и ультраметаморфизма ладожских гнейсов, оцениваемого по времени формирования синметаморфических инт-

рузивных пород [Глебовицкий и др., 2002б]. Пик метаморфизма совпадает с моментом внедрения Куркиекского комплекса габброидов-эндербитов, имеющих возраст  $1881,4 \pm 6,4$  млн лет. Формирование Лауватсаарского комплекса габбро, диоритов и тоналитов, а также диатектических тоналитов и гранодиоритов совпадает с началом остывания метаморфических толщ, когда температура снижается до уровня амфиболитовой фации. Их возраст –  $1878,5 \pm 3,3$  млн лет. К заключительным стадиям плутонической активности относится внедрение нормальных двуполевошпатовых гранитов Терву –  $1858,8 \pm 2,5$  млн лет.

Как вулканиты зрелых островных дуг, так и синхронные с ними плутониты, судя по имеющимся изотопно-геохимическим данным, были существенно контаминированы материалом континентальной коры (см. рис. 2). Поэтому их кажущийся Nd модельный возраст около 2,2–2,3 млрд лет не отвечает какому-либо корообразующему процессу, но говорит о смешении вещества из разных источников. Обращает на себя внимание удивительное постоянство указанной величины на больших пространствах, занимаемых плутонитами стадии функционирования зрелых островных дуг и главного периода генерации новой, палеопротерозойской, континентальной земной коры. Такого эффекта вряд ли можно было достичь путем простой ассимиляции метасадочных толщ, содержащих существенную архейскую компоненту, так как в этом случае можно было ожидать гетерогенное распределение величин модельных возрастов даже в пределах отдельных плутонов. Более вероятным кажется обогащение источника в процессе транспортировки в зону генерации магм материала древней литосферной мантии и осадочных толщ при субдукции.

Рубеж геологического развития свекофеннид, соответствующий формированию зрелых островных дуг, особенно важен для геодинамической интерпретации всей рассматриваемой провинции. Во-первых, он соответствует широкому проявлению высокоградиентного метаморфизма, достигающего гранулитовой фации. Во-вторых, он разделяет два этапа коллизии островной дуги и края континента. В первый из этих этапов произошла обдукция офиолитов на край Карельского континента. Во второй этап высокоградные, в том числе гранулитовые, пластины вместе с упомянутыми плутонитами были надвинуты на слабо метаморфизованные супракрустальные толщ. С этим этапом коллизии связано особенно широкое проявление мигматизации супракрустальных толщ и формирование коровых диатектических магм. Мигматиты этого времени были датированы по циркону и монациту, по которым получены хорошо согласующиеся даты, укладывающиеся в интервал 1869–1871 млн лет [Глебовицкий и др., 2002б].

На основании всех имеющихся данных была определена длительность цикла метаморфизма в высокоградных зонах в 25 млн лет [Глебовицкий и др., 2002а]. Можно также оценить полную длительность свекофеннского цикла от открытия Людиковийского океана (1,95 млрд лет) до его закрытия на поздней коллизионной стадии (1,86 млрд лет) в 90 млн лет. Длительность же цикла корообразования в данной тектонической структуре – 60 млн лет.

### Беломорский подвижный пояс

Беломорский подвижный пояс (БПП) располагается между Карельским кратоном (или архейской гранит-зеленокаменной областью) на юго-западе и Лапландско-Кольским коллизионным орогеном (рис. 3), осевой частью которой является Лапландский гранулитовый пояс [Glebovitsky et al., 2001].

Оценки общей длительности тектонического цикла можно произвести на основании последних исследований архейского БПП на Балтийском щите и в пределах Северо-Карельского зеленокаменного пояса, который трактуется как островная дуга [Ранний докембрий..., 2004]. В его пределах установлены две вулканических серии, отвечающие юным (океаническим) и зрелым островным дугам с возрастом 2,83–2,88 [Ранний докембрий..., 2004] и 2,74–2,78 млрд лет [Bibikova et al., 2001], соответственно (табл. 2). По данным Т.А. Мысковой и др. [2003], возраст цирконов метадацитов каликорвинского комплекса, формирующих часть Чупинского покрова, составляет  $2775 \pm 6$  млн лет и может рассматриваться как возраст кристаллизации вулкаников. Это моложе возраста дацитов собственно чупинской толщи – 2870 млн лет [Ранний докембрий..., 2004] и совпадает с возрастом относительно молодого вулканического комплекса хизоварской серии одноименной структуры – 2780 млн лет [Bibikova et al., 2001; Ранний докембрий..., 2004]. При этом возраст метавулкаников из так называемых мафических зон в центральной части Беломорского пояса (Хетоламбинский покров), которые по геохимическим признакам сопоставимы с MORB или с OIB, оценивается в 2,83–2,88 млрд лет [Ранний докембрий..., 2004].

Сошлемся на последние данные по петрологии и изотопной геохронологии эклогитов и эклогитоподобных пород осевой зоны БПП [Бибикина, Слабунов и др., 2003]. Возраст цирконов, кристаллизация которых коррелируется с условиями максимальных давлений (до 17 кбар), оказался равным  $2720 \pm 6$  млн лет, что совпадает с возрастом коллизии островной дуги с краем континента [Ранний докембрий..., 2004]. Более поздняя генерация призматического циркона имеет возраст 1920 млн лет, что совпадает с возрастом широко проявленного в Беломорье протерозойского метаморфизма.

Возрастные вариации корообразующего комплекса тоналитов точно соответствуют временному интервалу формирования поздних вулкаников зрелой островной дуги (2,78–2,74 млрд лет). Все перечисленные комплексы магматических пород имеют короткую коровую предысторию, судя по значению модельного Nd возраста около 2,8–2,9 млрд лет. В северной части зеленокаменного пояса, в зоне тектонического меланжа, обнаружены породы офиолитовой ассоциации [Щипанский и др., 2001; Бибикина, Слабунов и др., 2003], в которой были датированы субвулканические образования дацитового состава и получено значение 2,78 млрд лет, что служит верхним ограничением возраста офиолитов. Гранулитовый метаморфизм, который в данном случае связывается со стадией формирования зрелой островной дуги и с моментом внедрения нотозерского комплекса чарнокитов (2,72–2,71 млрд лет, формирование подобных пород продолжается и до 2,69 млрд лет), имеет возраст 2,72–2,73 млрд лет [Зингер и др., 2000], но на севере он снижается до 2,69 млрд лет. Более поздние

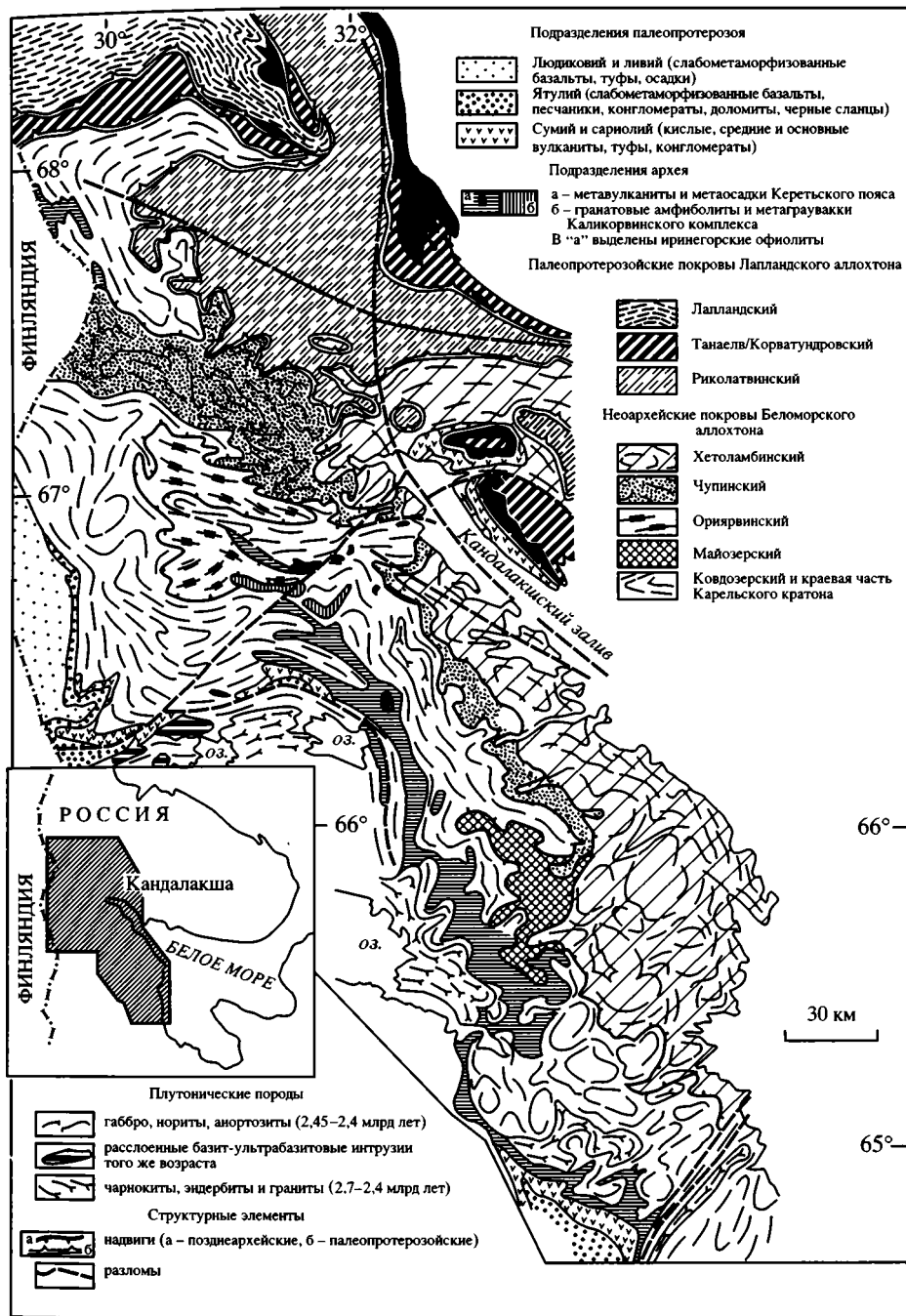


Рис. 3. Тектоническая карта Северо-Западного Беломорья



**Таблица 2.** Последовательность главных неархейских геологических событий в Беломорском подвижном поясе

Этапы геодинамической эволюции	Магматическое или метаморфическое событие	$\epsilon_{Nd}(T)$	Возраст, млн лет
		$T_{DM}$ , млрд лет	
Океаническая стадия	Иринегорские офиолиты		$>2780 \pm 5$ , U-Pb-con
	Мафические зоны, базальты MORB и OIB		2870–2880, U-Pb-con
	Формирование ранних вулканитов Северо-Карельского зеленокаменного пояса	$+2 \text{ } ++ \text{ } 3$ около 2,9	2830–2880 U-Pb-con
Субдукция океанической плиты под Карельский континент	Формирование вулканитов чупинской толщи, накапливающейся в преддуговом бассейне седиментации	$+2 \text{ } ++ \text{ } 1$ 2,9–3,0	2850–2870, U-Pb-con NORDSIM
	Формирование вулканитов каликорвинского комплекса		2775 $\pm$ 6 SHRIMP
	Ранний метаморфизм чупинской толщи		2810–2820 U-Pb-con NORDSIM
	Формирование поздних вулканитов полимодальной известково-щелочной серии (зрелые островные дуги)		2740–2780 U-Pb-con
	Формирование ТТГ серии	$+2 \text{ } ++ \text{ } 3$ 2,8–2,9	2740–2780 U-Pb-con
	Формирование габбро-эндербит-чарнокит-гранитной серии		2720–2730 U-Pb-con
	Пик высокоградного метаморфизма (гранулитовая фация)	$+1$ 2,23	2720–2730 U-Pb-con
Коллизия островной дуги и края континента	Высокоградный и высокобарический метаморфизм, включая формирование эклогитов		2720 $\pm$ 6 U-Pb-con
	Метаморфизм амфиболитовой фации, мигматизация, формирование комплекса диатектических гранитоидов тоналит-трондjemитовой серии		2668 U-Pb-con
Постколлизсионная стадия	Внедрение пажминских двуполевошпатовых гранитов		2690 U-Pb-con

процессы относительно высокобарического метаморфизма, мигматизации и формирования коровых магматических очагов, связанные с этапом коллизии островной дуги и края древнего континента, достаточно надежно датированы возрастом мелких тел параавтохтонных гранитоидов – 2,68 млрд лет. По-видимому, данный коллизийный процесс практически завершает архейский текто-

**Таблица 3.** Последовательность главных палеопротерозойских геологических событий в Беломорском подвижном поясе

Этапы геодинамической эволюции	Магматическое или метаморфическое событие	$\epsilon_{Nd}(T)$	Возраст, млн лет
		$T_{DM}$ , млрд лет	
Период рифтогенеза	Внедрение Колвицких массивов габбро-анортозитов		2460±2 U-Pb-con
	Внедрение габбро-норит-перидотитовых интрузий (друзитов)		≈ 2450 U-Pb-con
	Внедрение гранодиоритов и гранитов, связанных с комплексом друзитов		2410–2450 U-Pb-con
	Высокобарический метаморфизм центральной части Беломорского пояса		2420–2450 U-Pb-con
	Высокобарический метаморфизм Колвицких массивов		2450–2390 U-Pb-con`
	Внедрение гранитов (в том числе субщелочных) в Кандалакшско-Колвицкой зоне		2200–2300 U-Pb-con
Субдукция океанической плиты под Кольский фрагмент архейского континента	Формирование надсубдукционного комплекса эндербитов–чарнокитов–гранитов	+2 ++ 4	1912±5
		1,9–2,0	U-Pb-con
Коллизия типа "континент–континент"	Высокоградный и высокобарический метаморфизм Колвицких массивов и умбинского парагнейсового комплекса		1907±6 U-Pb-con
			1875±5 NOKDSIM
			1898±5
			U-Pb-con
			1836±3 U-Pb-con

генез. На окраине пояса примерно в это время происходит формирование двуполевошпатовых гранитов (2,69 млрд лет [Ранний докембрий..., 2004]).

Таким образом, общая продолжительность беломорского цикла не превышает 200 млн лет. Из них можно выделить некоторый значительный интервал времени 2,88–2,78, когда реально существовал палеокеан и начали функционировать юные островные дуги. Длительность неоархейского тектонометаморфического цикла (или сближенных циклов) не превышала 140 млн лет (2,82–2,68 млн лет). Цикл же корообразования составлял не более 60 млн лет.

В палеопротерозое БПП испытал серьезные структурные и метаморфические преобразования в связи с постархейским рифтогенезом и последующей коллизией типа "континент–континент". Процессы рифтогенеза стартовали примерно 2,5 млрд лет назад и внутри пояса выразились в формировании ассоциаций магнезиальных и железистых базит-гипербазитовых плутонитов, известных как друзиты, и комплекса габбро-анортозитов, представленного Кол-

вицкими массивами северо-восточного берега Кандалакшского залива Белого моря (табл. 3). Эти плутониты надежно датированы и имеют возраст 2,45–2,46 млрд лет. Примерно синхронными являются граниты и гранодиориты.

Показательным их примером является район о-ва Поньгом-Наволок (центральная часть БПП), где детально исследованы гранодиориты. Доказано [Алексеев и др., 2003], что 2,42–2,45 млрд лет назад они находились в нижней коре и испытали высокотемпературный и высокобарический метаморфизм, синхронный с рифтогенезом в смежных с БПП Кольском и Карельском мегаблоках, о чем свидетельствует кристаллизация в них гранатосодержащих коронарных и гранобластовых структур ( $P$  около 10 кбар и  $T = 715\text{--}746$  °C). Причиной метаморфизма был повышенный тепловой поток, обусловленный внедрением в подошву коры базитовых расплавов, а в нижнюю кору – множества базитовых и подчиненных гранитоидных интрузий.

В свекофеннское время породы БПП испытали повторный метаморфизм и мигматизацию в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений. Мигматитовые гранитные, существенно калиевые жилы развиваются субпараллельно плоскостям расланцевания в ортогнейсах за счет гранодиоритов и мигматизируют краевые части отдельных даек гранатовых амфиболитов, пересекающих раннюю сланцеватость в ортогнейсах. Условия, при которых происходила мигматизация ортогнейсов, соответствовали:  $T = \sim 650$  °C и  $P = 9$  кбар. Одна фракция циркона из интенсивно мигматизированного ортогнейса по гранодиориту дала конкордантное значение  $1898 \pm 5$  млн лет и отличается низким Th/U отношением, что характерно для цирконов, кристаллизующихся из расплава лейкосомы [Daly et al., 2001]. Поэтому полученное значение возраста интерпретируется как время мигматизации ортогнейсов. Надежным ограничением времени свекофеннского тектогенеза является  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст циркона из пегматита, равный  $1836 \pm 3$  млн лет, и U-Pb возраст этих же цирконов ( $1850 \pm 70$  млн лет), который в пределах погрешности совпадает с Sm-Nd возрастом гранатов ( $1803 \pm 11$  млн лет [Алексеев и др., 2003]).

На другом участке центральной зоны БПП, в районе д. Ковда и п-ова Толстик, на микрозонде NORDSIM в Геологическом музее Стокгольма были исследованы [Vibikova et al., 2001] цирконы из лейкосомы палеопротерозойских мигматитов, развитых после друзитов. Полученный возраст  $1875 \pm 5$  млн лет хорошо согласуется с только что приведенными оценками.

Рассмотренные в центральной зоне БПП свекофеннские эндогенные события являются отражением более мощных палеопротерозойских преобразований литосферы, наблюдающихся в Лапландском гранулитовом поясе и в расположенном южнее и юго-западнее поясе Танаелв. Главным мотивом их строения является серия гигантских тектонических покровов, с северо-востока надвинутых на архейский БПП [Глебовицкий, 1996]. В зонах сдвиговых деформаций, где они проявляются в высокоградных и высокобарических условиях ( $T = 800\text{--}870$  °C и  $P \approx 12$  кбар [Глебовицкий и др., 1997]), были исследованы цирконы. Они дали возраст  $1907 \pm 6$  млн лет [Frisch et al., 1995], который позже неоднократно подтверждался многочисленными измерениями.

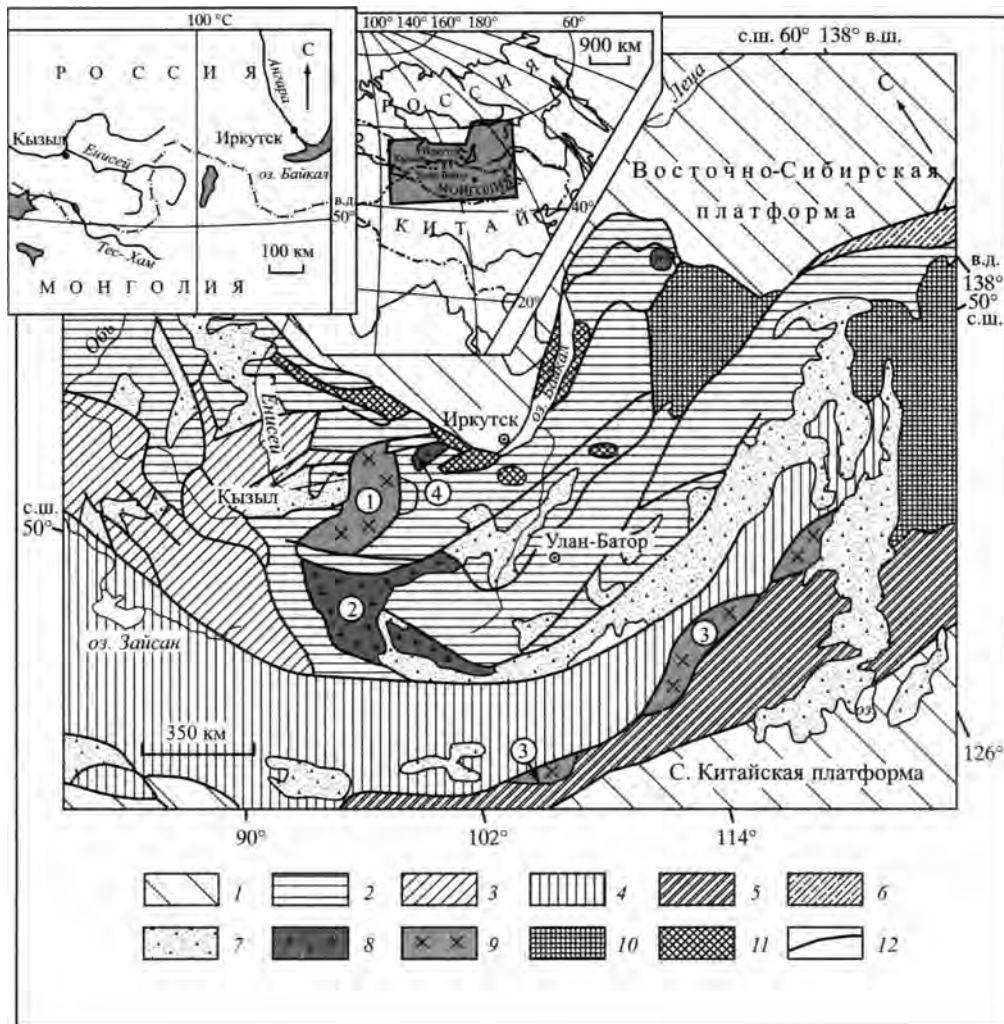
Пояс (или покров) Танаелв во многих районах обогащен базитами и гипербазитами, возможно относящимися к офиолитам, но пока еще слабо исследован.

дованными как геохимически, так и геохронологически. Тем не менее В.В. Балаганский предполагает, что около 2 млрд лет назад в этой зоне существовал океан [Ранний докембрий..., 2004]. О наличии океанической литосферы в это время можно судить по эффекту ее поддвигания на север под Кольский фрагмент континента. Именно в это время ( $1912 \pm 5$  млн лет) формируется надсубдукционный Умбинский комплекс эндербитов, чарнокитов и гранитов, обладающих геохимическими чертами островодужных, предколлизионных плутолитов [Glebovitsky et al., 2001]. Эти данные относятся к юго-восточному, отдельному, фрагменту Лапландского гранулитового пояса. Возможно, что рассматриваемые процессы высокобарического метаморфизма и надсубдукционного магматизма в русской и финской Лапландии проявлялись несколько раньше, о чем свидетельствуют ранние геохронологические исследования. Важно то, что как надсубдукционный магматизм, так и высокоградный, но умеренно барический метаморфизм (гранулитовая фация умеренных давлений) предшествовали коллизии, что хорошо гармонирует с теми закономерностями эволюции, которые рассматриваются в этой работе. Таким образом, данные по палеопротерозойскому периоду эволюции БПП свидетельствуют о небольшой продолжительности свекофеннского тектонометаморфического цикла (не более 30 млн лет) и о его синхронности с соответствующими событиями в Свекофенском поясе.

### ЭВОЛЮЦИЯ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Для решения проблемы, поставленной в настоящей работе, важными являются результаты исследования ранних каледонид Центрально-Азиатского пояса (рис. 4). Судя по последним данным [Козаков и др., 2002], офиолиты Озерной и Восточно-Тувинской зон имеют возраст 568–573 млн лет (табл. 4). Они-то и свидетельствуют об открытии океанического бассейна, существовавшего в течение непродолжительного времени. Близкими по возрасту оказываются и вулканиты островных дуг [Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002]. Базальты, андезиты, дациты и плагиограниты офиолитовых комплексов каледонид характеризуются положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +9,9 до +8,6 ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1422\text{--}0,1856$ ), близкими к таковым деплетированной мантии ( $\epsilon_{Nd}(0,57) = +8,8$ ). Nd модельный возраст дацита из ассоциации юной островной дуги составляет 0,58 млрд лет и близок к возрасту его кристаллизации. Габброиды Озерной зоны характеризуются более низкими величинами  $\epsilon_{Nd}(T) = +7,2 \div +6,8$  ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1504\text{--}0,1599$ ). Геохронологические и Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые породы Озерной зоны имеют вендский возраст и были образованы из гетерогенных, в различной степени обедненных мантийных источников. Такая гетерогенность может быть связана с субдукцией осадков различного изотопного состава и/или добавкой обогащенной плюмовой компоненты.

Базальты, андезито-базальты, андезиты и дациты зрелых островодужных комплексов Озерной зоны с возрастом  $546 \pm 3$  млн лет [Ярмолюк и др.,



**Рис. 4.** Тектоническая карта средней части Центрально-Азиатского пояса [Ранний докембрий..., 2004]

1 – древние платформы; 2, 3 – структуры аккреционного строения: 2 – неопротерозойские и раннепалеозойские, раннекаледонские, 3 – среднепалеозойские; 4–6 – структуры коллизионного строения: 4 – позднепалеозойские, 5 – раннемезозойские, 6 – позднемезозойские; 7 – фанерозойские вулканические пояса; 8–10 – фрагменты микроконтинентов: (1 – Тувино-Монгольского, 2 – Дзабханского, 3 – Южно-Гобийского, 4 – Гарганская “глыба”); 8 – с дорифейским основанием, 9 – с рифейским основанием, 10 – с неустановленным основанием; 11 – метаморфические комплексы глубинных сечений раннекаледонской аккреционной области; 12 – главные тектонические границы

2002] характеризуются в целом более низкими величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +8,9 до +7,3, чем базальты офиолитов ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1073\text{--}0,1544$  и  $0,1721\text{--}0,1923$ ). Nd модельные возрасты  $T_{DM}$  фельзических пород равны и древнее возраста их кристаллизации, они варьируют от 0,74 до 0,54 млрд лет, что указывает на участие долгоживущего корового материала в петрогенезисе первичных

**Таблица 4.** Последовательность главных геологических событий в зоне ранних каледонид Центрально-Азиатского пояса

Этапы геодинамической эволюции	Магматическое или метаморфическое событие	$\epsilon_{Nd}(T)$	Возраст, млн лет
		$T_{DM}$ , млрд лет	
Океаническая стадия	Базальты, андезиты, дациты и тоналиты офиолитовых комплексов	$+9,9 \pm 8,6$ $0,59 - 0,57$	568–573 U-Pb-con
	Внедрение габброидов офиолитового комплекса	$+7,2 \pm 6$ $0,69 - 0,60$	
	Осадочные породы офиолитового комплекса	$+8,6 \pm 5,0$ $0,94 - 0,65$	
Субдукция океанической плиты под континент	Андезито-базальты известково-щелочной серии зрелых островных дуг	$+8,9 \pm 7,3$ $0,57 - 0,69$	546±3 U-Pb-con
	Кислые вулканиты той же серии	— $0,74 - 0,54$	
	Метаморфизм гранулитовой фации по всем ранним каледонидам		496,6±3,5– 521±12 U-Pb-con
	Гранулитовый метаморфизм эрзинского комплекса		494±11 SHRIMP
Коллизия островной дуги и края континента	Метаморфизм амфиболитовой фации, наложенный на гранулитовую фацию		490 U-Pb-con
	Внедрение габброидов эрзинского и баянкольского комплексов		492 и 498
	Формирование метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа		496–485 U-Pb-con
Постколлизийная стадия	Внедрение постколлизийных гранитов	$+8,5 \pm 6,4$ $0,68 - 0,51$	495±2– 485±11 U-Pb-con

расплавов ювенильной сиалической коры каледонид Озерной зоны. В качестве такого материала могли выступать ассоциирующие с офиолитами осадочные породы. Осадки офиолитовых и островодужных комплексов Озерной зоны распадаются на две группы составов по отношению  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , равные 0,1627–0,1792 и 0,1248–0,1485, и характеризуются сильно варьирующими величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +8,6 до +5,0. Осадки второй группы имеют позднерифейские значения Nd модельных возрастов  $T_{DM} = 0,94 \pm 0,65$  млрд лет, что, по-видимому, связано с добавкой в океанические бассейны осадочного материала с окружающих континентов.

В кембрии в процессе коллизии была сформирована покровно-надвиговая структура, в которой тектонически совмещены океанические, островодужные и толщи задуговых бассейнов и континентальных окраин, которые в данном случае оказались поддвинутыми под офиолиты и островодужные образования. В этой утолщенной коре возникла вертикальная структурно-метаморфическая зональность. В ее глубинных частях достигались высокотемпературные условия вплоть до гранулитовой фации метаморфизма. Ее возраст определяется, в частности, по цирконам, которые удается сопоставить с метаморфическими процессами. Так, частичная перекристаллизация цирконов пород эрзинского комплекса и формирование на них оболочек связываются с метаморфизмом гранулитовой фации. Возраст метаморфогенных цирконов определен на ион-ионном микрозонде SHRIMP™ II и составляет  $494 \pm 11$  млн лет. Оценка возрастного интервала проявления метаморфизма гранулитовой фации ( $496,6 \pm 3,5$ – $521 \pm 12$  млн лет) также определена и U-Pb методом по циркону из интрузивных гранитоидов [Козаков и др., 2003].

Уже 490 млн лет назад гранулиты были выведены на уровень амфиболитовой фации. Проявление сходного гранулитового метаморфизма на рубеже кембрия и ордовика установлено и в пределах Тувино-Монгольского массива [Козаков и др., 1997, 1999, 2003]. В этом регионе определено естественное возрастное ограничение для рассматриваемого события высокоградного метаморфизма, выразившееся в формировании субгоризонтального пакета тектонических пластин, а затем в развитии субвертикальных зон сдвиговых деформаций и складчатости. С этими структурами связано проявление высокоградиентного метаморфизма (андалузит-силлиманитовая серия) и сопровождающей его мигматизации. Возраст этой последовательности устанавливается датированием ранних габбро, норитов и диоритов эрзинской (492 млн лет) и баянкольской (496 млн лет) магматических ассоциаций, даек и жильных тел позднеметаморфических лейкократовых гранитов (489 млн лет) и Чжаргалантского массива сиенитов, граносиенитов и щелочных гранитов (489 млн лет). Последние, вероятно, завершают этот короткий тектонометаморфический цикл (не более 6 млн лет). Этому не противоречат данные по Озерной зоне, где раннекаледонский цикл завершился формированием посттектонических гранитоидов с U-Pb по циркону возрастом  $495 \pm 2$  и  $485 \pm 11$  млн лет. Эти гранитоиды обладают “коровыми” отношениями  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1053$ – $0,1291$ , высокими положительными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  от +8,5 до +6,4 и Nd модельными возрастными  $T_{\text{DM}}$  в интервале 0,68–0,51 млрд лет. В целом, продолжительность каледонского цикла Центрально-Азиатского пояса может быть оценена примерно в 90 млн лет, длительность цикла корообразования – примерно в 50 млн лет.

## ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТНИКА

Принципиально иной тип длительного развития устанавливается для внутриплитных структур в обстановке горизонтального растяжения (рифтогенеза), что выявляется, в частности, в восточной, архейской, части Балтий-

ского щита. Эти геодинамические режимы существовали в интервале времени 2,45–2,00 млрд лет. Примером архейской структуры подобного рода является пояс Барбертон, существовавший около 350 млн лет назад (3,50–3,15 млрд лет). Эти последовательности охватывают значительные части наиболее крупных раннедокембрийских мегациклов, каждый из которых завершается формированием глобальных систем коллизионных орогенов, знаменующих аккрецию древнейших суперконтинентов – 2,70 и 2,00 млрд лет. Столь же длительные периоды внутриплитного развития свойственны и фанерозойским континентальным структурам. Приведем некоторые примеры раннедокембрийских структур, а для сравнения – и развития внутриплитного магматизма северной части Центрально-Азиатского пояса.

### Балтийский щит

Рассмотрим проявление внутриплитной тектоники растяжения на основании данных по Балтийскому щиту, обратив внимание, прежде всего, не на общую продолжительность периода, о которой речь шла выше, а на отдельные импульсы эндогенных процессов. Полная сводка по ним приведена в работе “Ранний докембрий...” [2004]. Начальным моментом является внедрение магм бонинитового, толеитового и андезито-базальтового состава. Первые два типа магм дают начало расслоенным интрузиям Лапландского, Северо-Карельского и Южно-Карельского поясов. Серии магматических пород этого времени (около 2,45 млрд лет) в БПП, как отмечалось, представлены ассоциациями железистых и магнезиальных друзитов, а в пределах Лапландского гранулитового пояса – комплексом габбро-анортозитов. Последний наиболее интересен в контексте данной статьи, так как по нему может быть прослежена термальная история пояса. По данным В.А. Глебовицкого, Н.Л. Алексеева и Д.В. Доливо-Добровольского [1997], габброиды и анортозиты (возраст 2,46 млрд лет [Frisch et al., 1995]), вместе с комплексом пересекающих их диоритов и базитовых даек (возраст 2,44 млрд лет) подвергались интенсивным сдвиговым деформациям в условиях горизонтального растяжения. Как следует непосредственно из структурных наблюдений, эти деформации начались непосредственно после кристаллизации габбро-анортозитов до внедрения базитовых даек и продолжались после их формирования. Процессы сопровождающего метаморфизма проявлялись при давлении около 10–12 кбар и температуре до 850–900 °С. Дальнейшее ее снижение до 650 °С происходило примерно в изобарических условиях, после чего имела место заметная декомпрессия до 5–6 кбар. Существует естественное ограничение возраста этой последовательности метаморфических преобразований. Это развитие амфиболовых метасоматитов, накладывающихся на зоны сдвиговых деформаций. В этом процессе происходит обогащение пород Zr, благодаря чему в них кристаллизуется циркон. Его возраст оказался равным 2,39 млрд лет [Ранний докембрий..., 2004]. Таким образом, если общая продолжительность периода рифтогенеза на Балтийском щите достаточно велика, то длительность высокоградного метаморфического события в нижней части коры не превышает 60 млн лет.

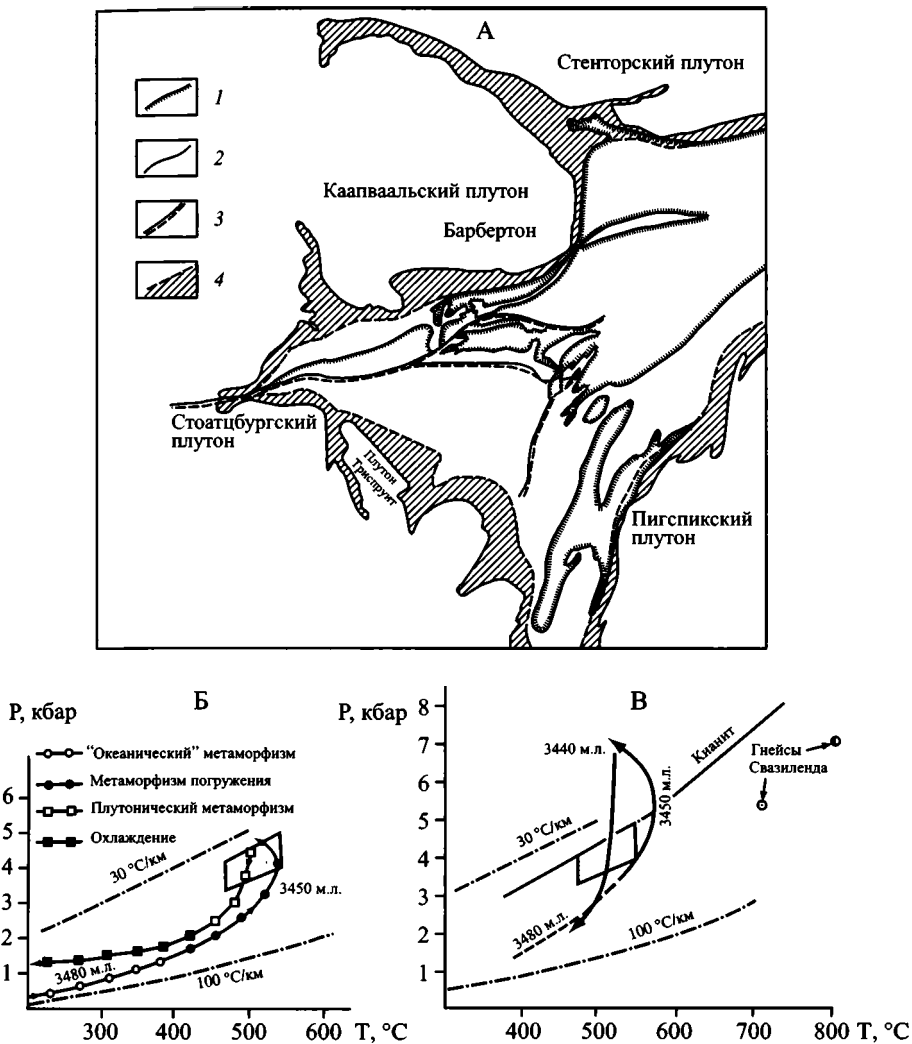


### Каапваальский кратон

Обратимся к данным по одному из древнейших зеленокаменных поясов — поясу Барбертон (рис. 5), располагающемуся в центральной части Каапваальского кратона (Южная Африка). Доказано, что его древнейшие образования имеют возраст, превышающий 3,5 млрд лет. Так, гнейсы Свазиленда попадают в интервал времени  $3644 \pm 4$  млн лет [Compston, Kroner, 1988] и  $3568+24/-19$  млн лет [Armstrong et al., 1990]. Древнейшие же ассоциации коматиитов и толеитов возникали более 3,4 млрд лет назад. Так, например, группа Онвервахт в поясе Барбертон имеет возраст в интервале  $3445\pm 8-3482\pm 5$  млн лет. Эволюция этого пояса продолжается по крайней мере в течение 350 млн лет и нашла отражение в формировании вулканогенно-осадочной формации Фиг-Три ( $3256\pm 12-3226\pm 3$  млн лет) и серии Мудис (не моложе  $3164 \pm 12$  млн лет), состоящей в существенной своей части из континентальных осадочных образований, которые свидетельствуют о начале кратонизации. Каапваальский кратон имеет достаточно хорошо выраженный платформенный чехол в виде группы Витватерсранд с возрастными ограничениями  $3074 \pm 6$  (доминионские вулканиты) и  $2910 \pm 5$  млн лет (формация Эльдорадо).

Интересны данные по возрасту плутонитов в районе пояса Барбертон и дальнейшая их эволюция по направлению на север, к поясу Лимпопо. Тоналитовые тела, непосредственно примыкающие к поясу Барбертон с юго-востока и юго-запада, имеют возраст  $3442\pm 3-3509\pm 6$  млн лет. При этом все они находятся в тектонических соотношениях с группой Онвервахт, слагая единую покровно-надвиговую структуру. Нет оснований для вывода о дальнем горизонтальном перемещении покровов, но есть данные о том, что интервал перекрытия тоналитами супракрустальных образований на южной окраине пояса составляет 1–2 км, а на северной, где в эти движения вовлекаются более молодые плутониты (возраст  $3227\pm 1-3106\pm 3$  млн лет), достигает 10–12 км. Это значит, что эффект горизонтального перемещения вдоль пологих надвигов увеличивается со временем. Крупные гранитоидные интрузии, завершившие развитие расположенного на севере Каапваальского кратона пояса Мурчисон, имеют возраст 2,96 млрд лет. В целом развитие гранитоидов от центра к периферии отражает последовательное разрастание сиалической коры в течение более чем 500 млн лет.

По-видимому, каждой стадии горообразования соответствует свой метаморфизм (см. рис. 5) как на глубинных уровнях, так и в супраструктуре. По данным М. Клоете [Cloete, 1990, 1991], ранний этап эволюции пояса Барбертон ознаменовался проявлением относительно высокотемпературного метаморфизма, достигающего ступени низкотемпературной амфиболитовой фации (см. рис. 5, А). Условно выделяется четыре его стадии: океаническая, стадия погружения, плутоническая и охлаждения. Обычно очень слабо заметен эффект погружения (см. рис. 5, Б). Но в некоторых случаях он проявляется очень сильно, что выражается в появлении высокобарических (до 7 кбар) парагенезисов с кианитом (см. рис. 5, В), после чего происходила декомпрессия.



**Рис. 5.** Юго-западная часть пояса Барбертон, Южная Африка [Cloete, 1990, 1991]

А – геологическая схема: 1 – стратиграфические несогласия в основании серий Мудис и Фиг-Три, 2 – граница гранитоидных плутонов и серии Онвервайт (как правило, зоны сдвиговых деформаций), 3 – взбросы и надвиги, 4 – зона повышенного метаморфизма (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации); Б – нормальный (часто встречающийся) тренд эволюции метаморфизма серии Онвервайт (четыреугольником околонтурены возможные пиковые условия метаморфизма); В – аномальный (в зонах крупных надвигов) тренд эволюции (пояснение четырехугольника см. на рис. Б), показаны условия формирования гранулитов за счет древнейших гнейсов Свазиленда

Это погружение (как и подъем) осуществлялось быстро, так как вызвало значительное охлаждение на больших глубинах. Все эти движения увязываются с формированием покровно-надвиговой структуры. Обращает на себя внимание очень небольшая продолжительность рассмотренного здесь цикла метаморфизма – не более 30 млн лет. Гранулиты центральной части крато-

на точно не датированы. Можно предположить, что они формировались на всех стадиях плутонизма. По геотермическому режиму формирования высокоградные комплексы пород близки к образованиям периферических частей зеленокаменных поясов.

### Центрально-Азиатский пояс

В зоне ранних каледонид Центрально-Азиатского пояса не только четко зафиксировано время завершения раннекаледонского цикла, но и прослежен переход к периоду распада сформировавшегося в результате этого тектогенеза континента. На территории Восточной Тувы широко развиты перидотит-пироксенит-габбро-норитовые интрузивные образования, объединяемые в мажалькский комплекс, основная часть которого приурочена к структурам ранних каледонид Центральной Азии. К настоящему времени Ar-Ar методом по амфиболу получена оценка возраста габбро-норитов расслоенного мафит-ультрамафитового Мажалькского массива  $484,2 \pm 2,3$  млн лет [Бородина и др., 2003], отвечающая, по мнению авторов, заключительному этапу формирования расслоенной серии, а в тектоническом плане – проявлению ордовикского аккреционно-коллизийного этапа эволюции земной коры Центральной Азии. Е.Б. Сальниковой были исследованы цирконы из габбро-анортозитовых “слоев”, при этом были отобраны две навески наиболее прозрачных зерен циркона, а циркон одной из навесок подвергнут предварительной аэроабразивной обработке. Точки изотопного состава располагаются на конкордии. Значение возраста составляет  $478 \pm 1,4$  млн лет (СКВО = 0,04, вероятность конкордантности = 0,84) и может быть использовано в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации расплавов мажалькского комплекса.

Для пород Мажалькского массива характерно фракционированное распределение редких элементов с отчетливо выраженными отрицательными аномалиями Nb-Ta, Zr-Hf и Ti, обогащение легкими и обеднение тяжелыми РЗЭ ( $La_N/Yb_N = 1,9-5,9$ ,  $Gd_N/Yb_N = 1,3-2,0$ ), что типично для островодужных базит-ультрабазитовых комплексов. В то же время, судя по геологическому и возрастному положению, образование пород Мажалькского массива (и комплекса в целом) не может быть связано с развитием островных дуг. Такое геохимическое сходство с островодужными образованиями может быть обусловлено вовлечением в процессы плавления мантийного материала, метасоматизированного под влиянием плюма.

Установленный возраст становления Мажалькского массива отвечает времени становления постколлизийных гранитоидных комплексов Тувино-Монгольского массива и раннекаледонской аккреционной области в целом [Козаков и др., 2001, 2003]. В ходе ее становления фрагменты позднерифейского шельфа, микроконтинентов, а также разделявшие их островные дуги и задуговые бассейны дрейфовали в направлении сегмента поверхности Земли, развивавшегося под воздействием Северо-Азиатского горячего поля мантии [Ярмолюк и др., 2002]. Столкновение дрейфующих фрагментов ри-

фейской и каледонской литосферы с системой океанических островов произошло в позднем кембрии в интервале 520–500 млн лет и привело к окончательному оформлению структуры каледонского композитного континента. В ходе этой коллизии край континента перекрыл Алтае-Саянскую горячую точку мантии, положив начало продолжительной внутриплитной активности в своих пределах [Яромлюк и др., 2000, 2002]. Поэтому образования мажалькского комплекса по своей геодинамической позиции могут рассматриваться как постколлизионные (оторванные от собственно коллизионной стадии на 25–30 млн лет), внутриплитные, формирование которых связано с существованием плюмового источника, что находит подтверждение и в петрологических данных [Бородина и др., 2003].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приводимый сравнительный материал свидетельствует о сопоставимости длительности как полных тектонических циклов раннего докембрия и фанерозоя, так отдельных их частей – эндогенных и тектонометаморфических циклов и циклов корообразования. В Свекофеннском поясе стадии эволюции орогена вблизи конвергентной границы океанической и континентальной литосферных плит выделяются весьма уверенно. В частности, на Балтийском щите точно фиксируется момент открытия Людиковийского океана на основании датирования офиолитов Йормуа. Они появляются на продолжении внутриконтинентальной рифтовой зоны. Поэтому можно утверждать, что длительный период рифтогенеза завершился распадом позднеархейского суперконтинента. О серьезности и даже о глобальности этого явления можно судить на основании широкого распространения офиолитов свекофеннского возраста на Балтийском щите или признаков взаимодействия океанической и континентальной плит. Так, например, офиолиты широко развиты в Южной Лапландии на границе палеопротерозойского пояса Киителе и архейского континента [Hanski, 1997]. Признаки взаимодействия океанической плиты с континентальной проявляются в Колвицко-Умбинской зоне на юге Кольского полуострова в формировании надсубдукционного эндербит-чарнокит-гранитного комплекса с возрастом 1912 млн лет.

Открытие архейских офиолитов и эклогитов в пределах Беломорского подвижного пояса позволило получить еще один эталон сравнения длительности геологических процессов вблизи конвергентных границ литосферных плит в различные эпохи. По приводимым здесь данным, продолжительность сходных явлений в архейском поясе оказалась примерно в 2 раза большей, чем в палеопротерозойском Свекофеннском, а в последнем – сопоставимой с теми процессами, которые прослежены в ранних каледонидах Центрально-Азиатского пояса. Ввиду отсутствия глобальной статистики трудно утверждать, что предложенным здесь сравнением доказана некоторая общая закономерность эволюции литосферы. Возможно, что правильное было бы говорить о сопоставимости эволюционных трендов в архее и протерозое. В качестве иллюстрации приведем ранее опубликованные [Гле-

бовицкий, 1996] данные по кратону Сьюпириор. Общая продолжительность эволюции системы зеленокаменных, плутонических и парагенейсовых поясов составляет 350 млн лет (3,10–2,75 млрд лет). Однако эта эволюция складывается из последовательного разрастания континентальной коры, генерированной в системах островных дуг. Завершается развитие в пределах пояса Абитибби, существовавшего всего около 100 млн лет, что сопоставимо и с палеопротерозоем, и с ранними каледонидами. Подобный характер развития в последнее время подтверждается и данными по Фенно-Карельскому кратону на Балтийском щите [Ранний докембрий..., 2004].

В отличие от быстро протекающих процессов вблизи конвергентных границ литосферных плит, внутриплитная тектоника определяется воздействием на литосферу поднимающихся плюмов, в течение длительного времени создающих и сохраняющих обстановку горизонтального растяжения. Так, например, архейский суперконтинент, объединявший Лаврентию, Балтию и, возможно, Сарматию, находился под подобным воздействием в течение 500 млн лет, что привело к раскрытию Людиковийского океана. Аналогичное длительное воздействие плюма отражено в развитии пояса Барбертон в течение 350 млн лет. Гигантский плюм в северной части Центрально-Азиатского пояса существует уже более 400 млн лет.

Длительность тектонометаморфических циклов, которую удается проследить, всегда оказывается незначительной (от 25 до 50 млн лет) независимо от возраста тектонической структуры. Такое заключение подтверждается не только рассмотренными здесь результатами новых исследований, но и данными по варисцидам Центрально-Азиатского пояса [Глебовицкий и др., 1997] и Западной Европы, по архейским зеленокаменным поясам провинции Сьюпириор Канадского щита [Глебовицкий, 1996]. Незначительная продолжительность тектонометаморфического цикла, особенно в высокоградных зонах, связана с быстрым отмиранием положительных термических аномалий, обусловленных подъемом магматических масс.

Работы поддержаны РФФИ (проекты №№ 00-05-72011, 02-05-65209, 02-05-64208, 01-05-65266), Минпромнауки (НШ-615-2003-05), а также в рамках программ приоритетных исследований Госконтрактами № 10002-251/ОНЗ-07/183-182/210703-1089, 10002-251/ОНЗ-08/181-203/250603-848.

### *Литература*

- Алексеев Н.Л., Баланский В.В., Зингер Т.Ф.* и др. Скорости орогенных процессов в раннем протерозое: результаты исследований U-Pb и Sm-Nd систем циркона и граната и процессов метаморфизма пород о-ва Поньгом-Наволоки, центральное Беломорье // Материалы II Всероссийского совещания по изотопной геологии. СПб.: ИГГД РАН; Центр информ. культуры, 2003. С. 25–28.
- Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К.* и др. Комплексное геолого-петрологическое и изотопно-геохимическое изучение зонально метаморфизованного комплекса Приладожья для реконструкции PT-t режима свекофенских событий // Материалы II Всероссийского совещания по изотопной геологии. СПб.: ИГГД РАН; Центр информ. культуры, 2003. С. 48–49.
- Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щитанский А.А.* и др. // Петрология и возраст архейских Иринегорских офиолитов // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.

- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Володичев О.И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Материалы II Всероссийского совещания по изотопной геологии. СПб.: ИГГД РАН; Центр информ. культуры, 2003. С. 68–71.
- Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, юго-восточная Тыва) // Геология и геофизика. 2004 (в печати).
- Гибиер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др. Поздневендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии: новые U-Pb данные // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1179–1185.
- Глебовицкий В.А. Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. 1996. № 5. С. 27–42.
- Глебовицкий В.А., Алексеев Н.Л., Доливо-Добровольский Д.В. Реакционные структуры и РТ-режимы охлаждения глубинных образований Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны, Кольский полуостров // Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1997. Т. 126, № 2. С. 1–22.
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. Новые данные о возрасте Куркиекского, Лавуатсаарского и Тервуского плутонов Северного Приладожья // ДАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 1–5.
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. Время, длительность и РТ-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb геохронометрии) // ДАН. 2002а. Т. 384, № 5. С. 1–5.
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. О возрастном соотношении провинций калиевых и натровых мигматитов в свекофеннидах (Приладожье, Балтийский щит) // ДАН. 2002б. Т. 383, № 4. С. 1–4.
- Зингер Т.Ф., Глебовицкий В.А., Беляцкий Б.В. и др. О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразования в нем // ДАН. 2000. Т. 371, № 1. С. 63–66.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 491–512.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А. Два типа проявления тектонометаморфических циклов во времени // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 22–34.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 173–189.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–44.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А. и др. Тектоническая позиция, возраст и источники метатерригенных толщ Тувино-Монгольского массива: результаты геологических, геохронологических (SHRIMP) и Nd изотопных исследований // Материалы II Всероссийского совещания по изотопной геологии. СПб.: ИГГД РАН; Центр. информ. культуры, 2003. С. 200–203.
- Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Матуков Д.И. и др. U-Pb изотопный возраст метадацитов Каликорвинской структуры Беломорья // Материалы II Всероссийского совещания по изотопной геологии. СПб.: ИГГД РАН; Центр. информ. культуры, 2003. С. 331–333.
- Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2004. 460 с.
- Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А. и др. Древнейшие офиолиты на Земле: позд-неархейский супрасубдукционный комплекс Иринегорской структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса // ДАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 376–380.

- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // ДАН. 2002. Т. 387, № 3. С. 387–392.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная тектоника // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Armstrong R.A., Compston W., de Wit M.J., Williams. The stratigraphy of the 3.5–3.2 Ga Barberton greenstone belt revisited: a single zircon ion microprobe study // Earth. Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 101. P. 90–106.
- Bibikova E.V., Glebovitskii V.A., Claesson S. et al. The Belomorian Mobile Belt: new ion probe (NORDSIM) U-Pb zircon data // Geochem. Intern. 2001. Vol. 39, suppl. 1. P. 512–517.
- Cloete M. The metamorphic history of the Komati Formation (Barberton, South Africa): a P-T-time path and its tectonic implications // The Third International Archaean Symposium. Perth, 1990. P. 357–360.
- Cloete M. An overview of metamorphism in the Barberton greenstone belt // Two cratons and an orogen. IGCP project 280, July 22nd – August 9th 1991. P. 84–98.
- Compston W., Kroner A. Multiple zircon growth within early Archaean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland // Earth Planet. Sci Lett. 1988. Vol. 87. P. 13–28.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. An telescoped passive margin to back-arc transition in the Lapland-Kola orogen? Northern Fennoscandian shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. N 2/4. P. 289–314.
- Frisch T., Jackson G., Glebovitsky V. U-Pb geochronology of zircon from the Kolvitsa gabbro-anorthosite complex, southern Kola Peninsula, Russia // Petrology. 1995. Vol. 3. P. 248–254.
- Glebovitsky V.A., Marker M., Alexeev N.L. et al. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological and U-Pb zircon data // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. P. 247–267.
- Hanski E.S. The Nuttio serpentinite belt, Central Lapland: an example of Palaeoproterozoic ophiolitic mantle rocks in Finland // Ophioliti. 1997. Vol. 22, N 1. P. 35–46.
- Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex? Northeastern Finland // Precambrian Res. 1987. Vol. 35. P. 313–341.
- Kontinen A., Peltonen P. Excursion to the Jormua Ophiolite complex // Geol. Surv. Finland. 1998. Special Paper 26. P. 69–89.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from 1.95 Ga Jormua ophiolite, Northeastern Finland // J. Petrology. 1996. Vol. 37, N 6. P. 1359–1383.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up // J. Petrology. 1998. Vol. 39, N 2. P. 297–329.
- Peltonen P., Mattari I., Huhma H., Kontinen A. Archean zircon from the mantle: the Jormua ophiolite revisited // Geology. 2003. Vol. 31, N 7. P. 645–648.

**ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ  
ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТНОГО ВЕЩЕСТВА  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ –  
ПРОБЛЕМА ГЕОХИМИЧЕСКОГО БАЛАНСА  
ПРОЦЕССА ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ**

Проблема происхождения гранитного вещества континентальной земной коры остается очень трудной для полного решения [Ярошевский, 1986; Жариков, 1987]. Конечно, огромный объем исследований различных аспектов формирования гранитоидов и неоднократные дискуссии виднейших в этой области специалистов (см., например: [Проблема..., 1949, 1950; Магматизм..., 1955]) прояснили многие аспекты геологии и геохимии гранитов. Стали совершенно ясными многие положения, учет которых при создании полной картины возможных процессов совершенно обязателен.

1. Несомненно, гранитное вещество является типоморфным в составе континентальной коры, именно более кислый состав и меньшая средняя плотность континентальной коры отличает ее от базальтовой коры океанов.

2. По-видимому, столь высокая концентрация гранитного вещества – распространенность гранитоидов приближается почти к 50% – характерна лишь для верхней части кристаллической коры континентов и отражает геохимическую расслоенность континентальной коры; есть все основания считать, что именно с формированием и перераспределением гранитов в разрезе континентальной коры и связана эта расслоенность.

3. Геологическая позиция и характер взаимоотношений с окружающими породами подавляющей массы гранитоидов, в особенности несущих все признаки формирования на месте своего залегания, указывают на их образование в пределах самой континентальной коры в ходе некоторых процессов переработки ее вещества, процессов, которые обозначаются в геологии термином “гранитизация” или менее конкретным термином “гранитообразование”.

4. Разнообразие химического состава гранитоидов, вариации изотопного состава кислорода, серы, углерода, данные об изотопных системах Rb-Sr, Sm-Nd и других, подтверждающие в подавляющем большинстве случаев генетическую связь вещества гранитоидов с веществом более древней континентальной коры с характерным только для коры изотопным составом радиогенных элементов и признаками низкотемпературных реакций изотопного обмена с водой в условиях биосферы. Эти данные допускают иногда и генетическую связь с более основными породами (см., например: [Таусон, 1977]). Однако такие объекты редки; при этом их наблюдаемая геологическая позиция обычно не позволяет конкретизировать прямую связь с основными магматическими породами, ее приходится всегда предполагать. В связи с этим имеет смысл вспомнить отмеченную еще Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [1910, 1934], критиковавшим концепцию единой первичной базальтовой маг-



мы Дэли–Боуэна, геологически (или мы теперь скажем, геодинамически) независимую позицию гранитоидного и базальтоидного магматизма.

5. Несомненно, многокомпонентный, но достаточно устойчивый в целом химический состав гранитоидов, который проектируется на диаграмме состояния системы  $KAlSi_3O_8-NaAlSi_3O_8-SiO_2$  в область низкотемпературного “трога” [Tuttle, Bowen, 1958], указывает на то, что определяющим механизмом формирования гранитоидов является плавление, в ходе которого состав расплава контролируется низкотемпературной эвтектикой соответствующих систем; обогащение гранитоидов по сравнению с другими (кроме щелочных) магматическими породами второстепенными элементами, по выражению А.П. Виноградова, понижающими температуру ликвидуса силикатных систем (Li, Rb, Cs, Be, Ba, Y, TR, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, W, Sn – иногда называют лишним словом “гранитофильные”), полностью согласуется с таким механизмом контроля состава гранитной магмы.

Эти эмпирические данные позволяют четко сформулировать проблемы, требующие решения, и ограничить спектр возможных гипотез очень узкими рамками. Очевидно, что при поиске решения общей проблемы происхождения гранитного вещества континентальной коры необходимо считаться со следующими положениями:

– формирование гранитоидного вещества континентальной коры неотделимо от формирования самой континентальной коры, это – два аспекта единого геологического процесса, понимание происхождения гранитного вещества земной коры вне понимания механизма формирования самой коры невозможно;

– в соответствии с современными идеями в геологии происхождения земной коры и, тем самым, формирование вещества – источника гранитоидов рассматривается как процесс дифференциации земной мантии и поступления и накопления в приповерхностной области планеты некоторой фракции мантийного вещества; законы образования в мантии этой фракции и законы массопереноса, обеспечивающего подъем ее к поверхности, накладывают весьма определенные физические и физико-химические ограничения на любые представления о механизме такого процесса;

– гранитоиды являются магматическими породами, их химический состав и геохимические особенности контролируются законами поведения химических элементов в магматических процессах.

На этом фоне не представляет большой проблемы понять формирование гранитоидов в уже существующей “гранитной” коре, поскольку любой под-сказанный геологическими наблюдениями процесс не требует существенного массопереноса с общим изменением химического состава вещества – источника коровых гранитоидов. Неясными остаются причины общего, более кислото-го, чем основные породы – базальты, – среднего состава континентальной коры и место гранитоидов как магматических пород в процессах ее эволюции.

В связи с этим главными проблемами, решение которых непосредственно связано с пониманием природы гранитного вещества континентальной коры, необходимо считать следующие:

– во-первых, проблема среднего состава континентальной коры и факторов, его контролирующих;

– во-вторых, проблема механизма формирования и перераспределения в вертикальном разрезе континентальной коры собственно гранитоидных масс с их характерными геохимическими параметрами.

### СРЕДНИЙ СОСТАВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Оценка среднего химического состава верхней части коры континентов и распространенности в ней химических элементов является классической проблемой, решение которой составляет базу современной геохимии. Работами Ф. Кларка, В. Гольдшмидта, А.П. Виноградова, С. Тэйлора такая база создана в первой половине XX в.; последние сводки этих данных, вошедшие в справочники и широко используемые в геологии, опубликованы в 1962–1964 гг. [Виноградов, 1956, 1962; Taylor, 1964], в последующем они только уточнялись [Ронов, Ярошевский, 1967, 1976; Taylor, McLennan, 1985; Ронов и др., 1990; Wedepohl, 1995; и др.].

Эти геохимические данные позволили четко сформулировать проблему происхождения вещества земной коры: по сравнению с предполагаемым первичным веществом (веществом верхней мантии), представителем которого есть основания считать хондриты, континентальная земная кора (земная кора Гольдшмидта–Виноградова) обогащена “легкоплавкими” элементами (элементами, понижающими температуру ликвидуса силикатных систем; элементами, коэффициенты распределения которых между твердыми фазами и равновесными с ними расплавами меньше единицы, – это все в этом контексте синонимы), что позволяет рассматривать вещество земной коры как “остаточную геохимическую систему”, самый легкоплавкий остаток затвердевания первичной расплавленной Земли [Goldschmidt, 1930] или как результат выплавления вещества коры из тугоплавкого вещества мантии [Виноградов, 1959]. Такая, однозначно обоснованная геохимическими данными постановка вопроса, а именно – интерпретация происхождения континентальной коры как продукта накопления магматических пород мантийного происхождения – выдвигает в качестве первой проблемы корректную оценку состава этого поступающего из мантии магматического вещества.

Геологические наблюдения и экспериментальные физико-химические данные не противоречат, а, скорее, доказывают возможность прямого поступления на поверхность Земли продуктов мантийного магматизма базальтов, самых распространенных эффузивных пород земной коры. Никто не сомневается сегодня, что за счет поступления базальтов формируется океаническая кора; базальты слагают огромные массы вулканитов континентальных плит, они являются самым распространенным типом эффузивов мантийного происхождения в составе вулканических толщ островных дуг и континентальных окраин, тектонических структур, в которых, как полагают, формируется новая континентальная кора. Поэтому нет сомнений, что базальтовые расплавы мантийного происхождения вносят вклад в формирование и, соответственно, состав континентальной коры. Однако кора конти-

нентов кислее базальтов; понимание природы более кислого, чем базальты, состава континентальной коры и составляет суть проблемы.

Допустить прямое формирование в ультраосновном веществе мантии гранитных расплавов и независимое внедрение в пределах континентальной коры собственно гранитоидов мантийного происхождения в масштабах, эквивалентных массе кислого вещества континентальной коры, по-видимому, невозможно. Таким расплавам нет места, как показывают экспериментальные данные, в процессах плавления мантийного вещества в объемах, которые могли бы быть достаточными для формирования коры континентов. Геологическая позиция, свидетельствующая о теснейшей связи формирования гранитоидов с переработкой вещества коры, не дает никаких оснований допускать поступление таких огромных масс магматического вещества из подкорковых глубин. Поэтому необходимо искать другие пути увеличения содержания  $\text{SiO}_2$ , K, Rb и всех других элементов, повышенное содержание которых, коррелированное с кремнекислотностью, отличает состав континентальной коры от состава базальтов.

В современной геологии по этому поводу существуют, в принципе, три точки зрения.

1. Согласно первой точке зрения считается возможным смещение в сторону более кислого состава вещества “первичной” (океанической?) коры в результате преобразования базальтовой коры в процессах выветривания и осадкообразования. Действительно, направленность перераспределения и дифференциации химических элементов в этих процессах и формирование толщ терригенных отложений, средний состав которых существенно ближе к составу кислых пород, хорошо документируется геологическими наблюдениями (см., например, компетентный обзор этого материала в статье В.И. Копорулина [2002]); при этом ссылаются на интересные наблюдения А.Г. Коссовской с сотрудниками [1981], прямо указывающие на соответствующую геохимическую направленность минеральных преобразований базальтов океанического дна при взаимодействии с морской водой.

Однако невозможно изменить средний состав системы за счет циклического преобразования ее вещества – средневзвешенный состав все равно останется таким же. Это тривиально, поэтому авторы подобных взглядов явно или неявно имеют в виду гидросферу как резервуар, который поглощает “лишние” компоненты и служит источником “необходимых” (в данном случае такими критически необходимыми элементами являются, прежде всего, Si и K). Но масса гидросферы мала по сравнению с массой континентальной коры, растворимость и, соответственно, содержание (и массы!) элементов в ее составе весьма малы. Этих масс вполне достаточно, чтобы обеспечить геохимическую направленность локальных процессов, но для того, чтобы через гидросферу поступила масса таких элементов, достаточная для “континентализации” коры океанической (базальтовой), необходимо назвать их источник. Сама океаническая кора? Невозможно, потому что за счет переработки в циклическом процессе (источник – продукт изменения) этой коры новых, дополнительных масс Si и K, необходимых для увеличения их содержания в коре в целом, не получить; необходим иной, в принципе внешний, их источник.

В связи с этим надо отметить, что неоднократно описываемые в литературе явления повышения содержания К (и сопутствующих ему элементов) в измененных морских базальтах за счет очевидных, как кажется, его запасов в морской воде – иллюзия, источником К современной морской воды являются сами разрушающиеся породы континентов; та масса К, которая, несомненно, содержалась в водах “первичного” океана, весьма мала и давно израсходована – время пребывания К в гидросфере не выходит за первые миллионы лет. “Континентализация” базальтов дна океана за счет К и Si, источником которых является уже существующая континентальная кора? Абсурд! Это логическое противоречие делает бессмысленным и привлечение океанических осадков как возможного источника К в зонах субдукции и т.п. – повышенное содержание в них К как раз и обязано постоянному поступлению этого элемента за счет стока с континентов.

Таким образом, ни гидросфера, ни океаническая кора не могут обеспечить необходимые масштабы стоков и источников, ссылаясь на которые можно было бы серьезно обсуждать возможность повышения кислотности протокоры континентов за счет переработки “первичных” базальтов и дифференциации химических элементов по законам выветривания и осадкообразования. Поэтому эта точка зрения лишена и геологических, и геохимических, и логических оснований.

2. В рамках представлений о мантийном источнике вещества, более кисло, чем базальты, широкой популярностью пользуется идея о гранитизации базальтовой протокоры за счет потока гипотетических флюидов, которым приписываются необходимые для реализации гранитообразования в коре свойства – вынос химических элементов, дополняющих состав основных пород до приобретения ими состава, характерного для гранитоидов (Si, K и всех других несовместимых литофильных элементов), и вынос достаточного количества тепла, необходимого для существенного плавления подвергающегося гранитизации вещества. Но эта идея рождает больше вопросов, чем решает проблему гранитизации земной коры.

Во-первых, нет никаких конкретных геологических наблюдений, которые указывали бы на реальность столь мощных потоков малоплотных флюидов (водных в своей основе), способных обеспечить необходимые масштабы тепло- и массопереноса. С моей точки зрения, был опубликован только один геологический аргумент в пользу существования таких потоков – это наблюдение Д.С. Коржинского о практическом постоянстве активностей К и Na на огромных территориях и в течение длительного интервала времени развития процессов гранитизации. Эти наблюдения привели Коржинского к очень красивой идее гранитизации как магматическом замещении пород любого состава в условиях их взаимодействия с неким внешним источником, обмен с которым только и мог поддерживать потенциалы вполне подвижных в таком процессе К и Na постоянными [Коржинский, 1952]. Мантийный источник этих – “сквозьмагматических” – растворов Коржинский лишь предположил, считая, что только в мантии можно найти безграничные запасы необходимых для гранитизации элементов. Однако, как будет показано ниже, постоянство активностей К и Na можно объяснить, не привлекая идею о мантийном источнике.

Во-вторых, гипотетические флюиды, рождаясь в ультраосновном веществе мантии, должны быть в равновесии с минеральной ассоциацией оливина и пироксена, не содержащей в своем составе калиевого полевого шпата. В условиях такого равновесия не может существовать флюид, активность  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}$  в котором могла бы обеспечить формирование гранитного парагенезиса кварц+калиевый полевой шпат. Чтобы предполагать подобную возможность, необходимо конкретизировать эволюцию термодинамических свойств такого флюида в нужном направлении. Возможность такой эволюции не подкрепляется в настоящее время ни конкретными экспериментальными данными, ни теоретическими аргументами.

В-третьих, низкая плотность предполагаемой флюидной фазы, незначительная растворимость в ней нелетучих компонентов и малая проницаемость пород коры, сильно ограничивающая мгновенное отношение масс флюид/порода, требуют и огромной массы флюидов, превышающей массы пород, подвергающихся гранитизации, и высокой мощности (удельной скорости) их потока. Учитывая небольшие ресурсы воды в мантии [Рябчиков, 2000], необходимо найти физически понятные механизмы ее локальной концентрации в требуемых масштабах и условия формирования мощных флюидных потоков, а также указать резервуар стока “отработанных” флюидов. Речь ведь идет не о каком-то локальном процессе, а о процессе, приведшем к формированию всей массы континентальной коры, и граничным условием всех оценок служит полная масса химических элементов, которая должна была быть добавленной к базальтовой протоколе, чтобы ее состав стал соответствовать наблюдаемому.

Нерешенность этих проблем заставляет весьма скептически относиться к гипотезе гранитизации базальтовой протокры за счет поступления гипотетических гранитизирующих растворов из мантии в масштабах, необходимых для формирования континентальной коры.

3. Остается единственный, реально обсуждаемый механизм формирования континентальной коры, более кислой, чем базальты – поступление магматического вещества мантийного происхождения, имеющего в среднем состав, соответствующий составу коры континентов. Средний состав верхней части континентальной коры (гранитно-метаморфического слоя) по кремнекислотности – 62–64%  $\text{SiO}_2$  [Ронов и др., 1990] – соответствует андезито-дацитам, но распространенность эффузивов такого состава среди, например, вулканитов мантийного происхождения в островных дугах и континентальных окраинах не позволяет считать именно такие породы корообразующими; в составе вулканических толщ континентальных плит распространенность таких пород вообще невелика. Кроме того, современные данные указывают на геохимическую расслоенность континентальной коры, гранитно-метаморфический слой которой подстилается так называемым “гранулит-базитовым”. Конкретно состав последнего неизвестен, его оценка может быть только модельной, но, по крайней мере, есть все основания считать, что он сложен веществом более основного состава, чем гранитно-метаморфический слой. Это значит, что средний состав короформирующих магматических пород мантийного происхождения должен быть более основным, чем андезито-дациты.

В геохимии для построения модели общего химического состава континентальной коры была предложена идея о его тождественности среднему составу

островодужных вулканитов. Впервые С.Р. Тэйлор [Taylor, 1967] предположил, что такими короформирующими вулканическими породами мантийного происхождения являются андезиты, резко преобладающие, как он думал, в составе островодужных вулканических толщ. Однако прямые измерения объемов вулканических пород различного химического состава, выполненные А.Б. Роновым [1985], показали, что общий состав вулканических пород островных дуг и складчатых поясов прошлого отвечает смеси – базальты + андезиты + риолиты в пропорции 5,5:3,5:1. Эта смесь характеризуется средним содержанием  $\text{SiO}_2 = 54,5\%$ , является кварц-нормативной (около 25 мольн.%) и содержит нормативный калиевый полевой шпат (более 5 мольн.%). Модель предполагает, что все компоненты такой смеси – и базальты, и андезиты, и более кислые вулканиты – имеют мантийное происхождение. Количественно модель химического строения континентальной коры, предложенная нами на основании измерений Ронова [Ронов, Ярошевский, 1976; Ярошевский, 1985; Ронов и др., 1990], отличается от модели Тэйлора [Taylor, McLennan, 1985], но отличия невелики, а основаны обе модели на общей идее выплавления вещества земной коры из мантии, как ее сформулировал в свое время А.П. Виноградов [1959].

Предположение о тождественности среднего состава континентальной коры составу островодужных вулканических пород позволило построить геохимический баланс вещества коры [Ронов и др., 1990]. Некоторые важные для понимания места гранитоидов в составе коры результаты приведены в табли-

**Баланс вещества континентальной коры**

Компонент	1	2	3	4	5	6
$\text{SiO}_2$	55,93	54,71	55,06	66,73	63,81	63,81
$\text{TiO}_2$	0,800	0,851	0,875	0,452	0,558	0,537
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,02	16,17	16,55	15,48	15,75	14,92
$\text{FeO}^*$	8,065	8,118	8,471	2,029	3,640	5,255
$\text{MnO}$	0,154	0,158	0,164	0,056	0,083	0,086
$\text{MgO}$	4,74	4,89	5,07	1,79	2,61	2,83
$\text{CaO}$	8,28	8,64	8,49	2,89	4,29	4,08
$\text{Na}_2\text{O}$	3,06	2,75	2,84	3,5	3,34	3,02
$\text{K}_2\text{O}$	1,42	1,34	1,24	3,58	2,99	2,84
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,192	0,199	0,204	0,138	0,155	0,141
$\text{C}_{\text{орг}}$	–	0,07	0,02	–	0,01	0,05
$\text{CO}_2$	–	1,10	0,38	0,08	0,15	0,9
$\text{SO}_2$	–	0,063	0,044	0,09	0,079	0,105
$\text{S}$	–	0,048	0,028	0,045	0,041	0,066
$\text{Cl}$	–	0,065	0,009	0,02	0,017	0,022
$\text{F}$	–	0,025	0,022	0,044	0,039	0,053
$\text{H}_2\text{O}$	–	0,78	0,49	0,87	0,78	1,17

*Примечание.* 1–6 – составы: 1 – корообразующих эффузивов, 2 – континентальной коры, 3 – кристаллической части континентальной коры (“терригенная” компонента примитивной осадочной оболочки), 4 – гранитоидов верхней части континентальной коры, 5 – смеси “терригенной” компоненты и гранитоидов в пропорции 0,25:0,75, 6 – верхней части континентальной коры. Прочерк – отсутствие оценок.

це. Баланс нелетучих компонентов коры получился неожиданно столь хорошим, что во избежание иллюзии “подгонки” результатов расчетов необходимо пояснить источники цифр таблицы. В основу расчетов положены следующие *независимые* оценки. Во-первых, *реальный* средний химический состав вулканических пород островных дуг и складчатых поясов (колонка 1). Во-вторых, средний состав континентальной коры, полученный как смесь этого состава с определенным количеством избыточных летучих, которое оценено по *реальному* среднему составу осадочной оболочки и с учетом содержания летучих в метаморфическом компоненте верхней части континентальной коры (колонка 2). В-третьих, средний состав кристаллической части коры, рассчитанный как разность между средним составом коры (колонка 2) и *реальным* составом осадочной оболочки (колонка 3). В колонке 4 указан *реальный* состав гранитоидов, а в колонке 6 – *реальный* состав гранитно-метаморфической оболочки (щитов континентов).

Основной вывод, который следует из таблицы, заключается в том, что удастся построить модель состава верхней части континентальной коры как некоторой смеси первичного, “примитивного” вещества, соответствующего принимаемому среднему составу коры, и вещества гранитоидов (см. колонки 5 и 6). В рамках рассматриваемой схемы вещество гранитоидов является фракцией вещества коры, обогащающей верхнюю ее часть (гранитно-метаморфический слой) и обедняющей, соответственно, нижнюю часть коры (гранулит-базитовый слой).

### **ВОЗМОЖНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ**

Если в понимании природы гранитного вещества континентальной коры исходить из предложенного общего ее состава, то можно наметить схему процессов, которые могли бы привести к формированию в пределах самой коры гранитных расплавов и их концентрированию в верхней части коры; процессов, которые, как кажется, не сталкиваются с неразрешимыми геологическими, геохимическими и физико-химическими проблемами.

1. Глубокая переработка и дифференциация первичного (магматического мантийного происхождения) вещества в процессах выветривания и осадкообразования в пределах биосферы. Формирование в таких процессах мощных толщ терригенных отложений, средний химический состав которых существенно ближе к гранитному, чем средний состав корообразующих вулканитов, может быть первым шагом, как многие предполагают, в этом направлении. Но стоит обратить внимание на то, что *реальный* средний химический состав метаморфических пород докембрия оказался подобным, если не сказать тождественным, среднему химическому составу терригенно-вулканогенных пород фанерозоя [Ронов и др., 1990]. Эти метаморфические породы, в целом близкие по химическому составу к среднему составу верхней части континентальной коры, обогащенной гранитным веществом, и являются той реальной матрицей, преобразование которой в процессах ультра-

метаморфизма в течение геологической истории континентальной коры, как показывают наблюдения, приводит к образованию гранитоидов.

2. Метаморфизм вулканогенно-терригенных отложений, насыщенных поровой и конституционной водой, даже в закрытой системе должен вести к формированию толщ пород, насыщенных флюидной фазой, находящейся в равновесии с минеральным составом пород. Для последующего процесса плавления присутствие флюидной фазы, как представляется, является принципиальным, поскольку в нормальном температурном разрезе земной коры температуры даже на границе с мантией не достигают безводного (“сухого”) солидуса гранитных систем. Если отказаться от предположения о гипотетических мантийных флюидах, иного источника этой фазы, как только из подвергающихся метаморфизму осадочных толщ, не придумать (см. [Яковлев, Поляк, 2002]).

3. Плавление водонасыщенных пород, средний состав которых близок к среднему составу терригенных продуктов выветривания и осадочной дифференциации корообразующих вулканитов (базальт:андезит:риолит = 5,5:3,5:1), неизбежно приводит к формированию в качестве первых достаточно объемных выплавок расплавов, полностью соответствующих области низкотемпературного “трога” в системе  $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - $SiO_2$ . При этом важно, что количество кварц-полевошпатового компонента в веществе, вовлеченном в процессы частичного плавления, судя по нормативному пересчету среднего состава терригенного компонента осадочной оболочки, формирующейся за счет переработки корообразующих вулканитов, на минералы магматического парагенезиса, составляет не менее 40 мол.%; иными словами доля расплава, формирующегося на месте плавления, оказывается существенной. По мере развития процесса плавления расплав в течение длительного времени и при различном конкретном составе подвергающихся плавлению пород остается в равновесии с кварц-полевошпатовой ассоциацией, которая буферит не только температуру и состав формирующего расплава, но и активности компонентов в сосуществующей флюидной фазе. Если такая флюидная фаза вовлекается в фильтрацию и проникает в окружающие породы, то взаимодействие ее с породами должно вести к метасоматическим их преобразованиям, направленным как раз в сторону достижения равновесия с расплавами гранитного состава, т.е. производить эффект, полностью тождественный наблюдаемым преобразованиям пород в процессе гранитизации. Но в данном случае ясен и источник таких флюидов, и их состав, равновесный с гранитным парагенезисом минералов, и их вклад – локальный – в процессы, сопровождающие гранитообразование.

4. Появление зон частичного плавления в недрах коры ведет к гравитационной неустойчивости. Эта неустойчивость, в свою очередь, вызывает важные для эволюции гранитообразующей системы следствия.

Во-первых, неустойчивой является сама гетерогенная система расплав – остаточные твердые фазы; равновесным должно быть расслоение такой системы на нижний более плотный слой, сложенный твердыми фазами, и верхний слой менее плотного расплава. Такое – равновесное – состояние может реализоваться за счет механического перераспределения фаз разной плотности, но в условиях частичного плавления при относительно небольшой доле расплава такому механическому перераспределению препятствует жест-



кость каркаса твердых фаз. Физические условия, необходимые для эффективного разделения расплава и остаточных твердых фаз, остаются пока недостаточно ясными. Однако, как показано в статье автора [Ярошевский, 2003], в протяженной в гравитационном поле гетерогенной системе расплав – твердые фазы возникают термодинамические силы, которые должны вести к подплавлению фаз кристаллического каркаса, находящихся под большим давлением, чем межзерновой расплав, уплотнению каркаса и концентрированию расплава вверх не за счет механического выжимания, а за счет перекристаллизации остаточных твердых фаз. Природа этих термодинамических сил та же, что и вызывающих механическое перераспределение, но действие их в данном случае не препятствует механической прочности каркаса. В такой обстановке даже при относительно небольших степенях плавления может начаться локальное перераспределение расплава и концентрирование его в большие самостоятельные массы, способные к интрузивному внедрению.

Во-вторых, в движение вверх в виде диапиров может вовлекаться общая масса пород, в объеме которой развиваются процессы гранитообразования. Важно, что одновременная реализации двух механизмов стремления к гравитационной устойчивости должна вызывать как всплывание всей массы подвергающихся плавлению пород, так и разделение внутри этой массы расплава и остаточных твердых фаз. Последнее совершенно необходимо, чтобы локальная дифференциация системы расплав – твердые фазы и распределение между ними химических элементов, контролируемое соответствующими коэффициентами распределения, привели к дифференциации вещества в масштабах геологического пространства.

Похоже, что описанные здесь в достаточно абстрактной форме явления, которые, как представляется автору, способны объяснить и геологическую позицию гранитоидов в континентальной коре, и особенности их геохимии, не противоречат фактическим наблюдениям, описанным, например, в статье О.М. Розена и В.С. Федоровского [2002], посвященной интерпретации геологической позиции гранитоидов и особенностям строения гранито-гнейсовых куполов на различных глубинах разреза континентальной коры.

### *Литература*

- Виноградов А.П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре // Геохимия. 1956. № 1. С. 6–52.
- Виноградов А.П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
- Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Жариков В.А.* Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. № 6. С. 3–14.
- Копорулин В.И.* Терригенные отложения как источник материала континентальной коры // Вертикальная аккреция земной коры: Факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 10–37.
- Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.

- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д.* Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5–16.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Об основных проблемах петрогенезиса // Изв. СПб. политехн.ин-та. 1910. Т. 14, вып. 1. С. 111–144. [См. также в кн.: Академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг: Избр. тр. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 313–331].
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 41 с. [См. также в кн.: Академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг: Избр. тр. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 420–454].
- Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.
- Проблема образования гранитов. Сб. 1. М.: Изд-во иностр. лит. 1949. 348 с. Сб. 2. М.: Изд-во иностр. лит. 1950. 385 с.
- Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные граниты и гранито-гнейсовые ареалы как отражение процессов вертикальной аккреции // Вертикальная аккреция земной коры: Факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 173–202.
- Ронов А.Б.* Распространенность базальтов, андезитов и риолитов на континентах, их окраинах и в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 3–11.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Модель химического строения земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1285–1309.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. 1976. № 12. С. 1763–1795.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных компонентов. М.: Наука, 1990. 180 с.
- Рябчиков И.Д.* Флюидный режим мантии Земли // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 195–203.
- Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
- Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г.* Проблема формирования континентальной коры в свете взаимодействия “вода–порода” // Вертикальная аккреция земной коры. Факторы и механизмы М.: Наука, 2002. С. 323–355.
- Ярошевский А.А.* О химическом составе гранулит-базитового слоя континентальной коры и химическом строении земной коры с позиций концепции геохимического баланса // Геохимия. 1985. № 8. С. 1139–1147.
- Ярошевский А.А.* О происхождении гранитного вещества континентальной коры // ДАН СССР. 1986. Т. 291, № 2. С. 444–447.
- Ярошевский А.А.* Физико-химические принципы поведения магматической системы в гравитационном поле при малой доле расплава – сегрегация расплава и формирование кумулула // Геохимия. 2003. № 6. С. 670–675.
- Goldschmidt V.M.* Geochemische Verteilungsgesetze und kosmische Häufigkeit der Elemente // Naturwiss. 1930. Jahrg. 18. H. 47–49. S. 999–1013. [Русск. перевод в кн.: Основные идеи геохимии. Вып. 1. Л.: Госхимтехиздат, 1933. С. 250–276].
- Taylor S.R.* Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. Vol. 28, N 8. P. 1273–1285.
- Taylor S.R.* Origin and growth of continents // Tectonophysics. 1967. Vol. 4, N 1. P. 17–34.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Cambridge (Mass.): Blackwell, 1985, 312 p. [Русск. перевод: С.Р. Тэйлор, С.М. Мак-Леннан. Континентальная кора: Ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 376 с.].
- Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$  // Geol. Soc. Amer. Mem. 1958. Vol. 74. 153 p.
- Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. N 7. P. 1217–1232.

## **СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕРМИИ**

Геотермические исследования в Геологическом институте РАН проводятся уже более 40 лет. За это время велись работы по всем направлениям геотермических работ – это теоретические, региональные, аппаратурно-методические и прикладные исследования. Граница тысячелетий – притягательный момент для подведения итогов прошлого и определения задач на будущее. В данной статье сделана такая попытка в отношении тех направлений геотермических исследований, которые наиболее важны для теоретической геологии. Это региональные исследования теплового поля Земли, геотермический анализ геодинамических моделей и изучение механизмов теплопереноса в недрах.

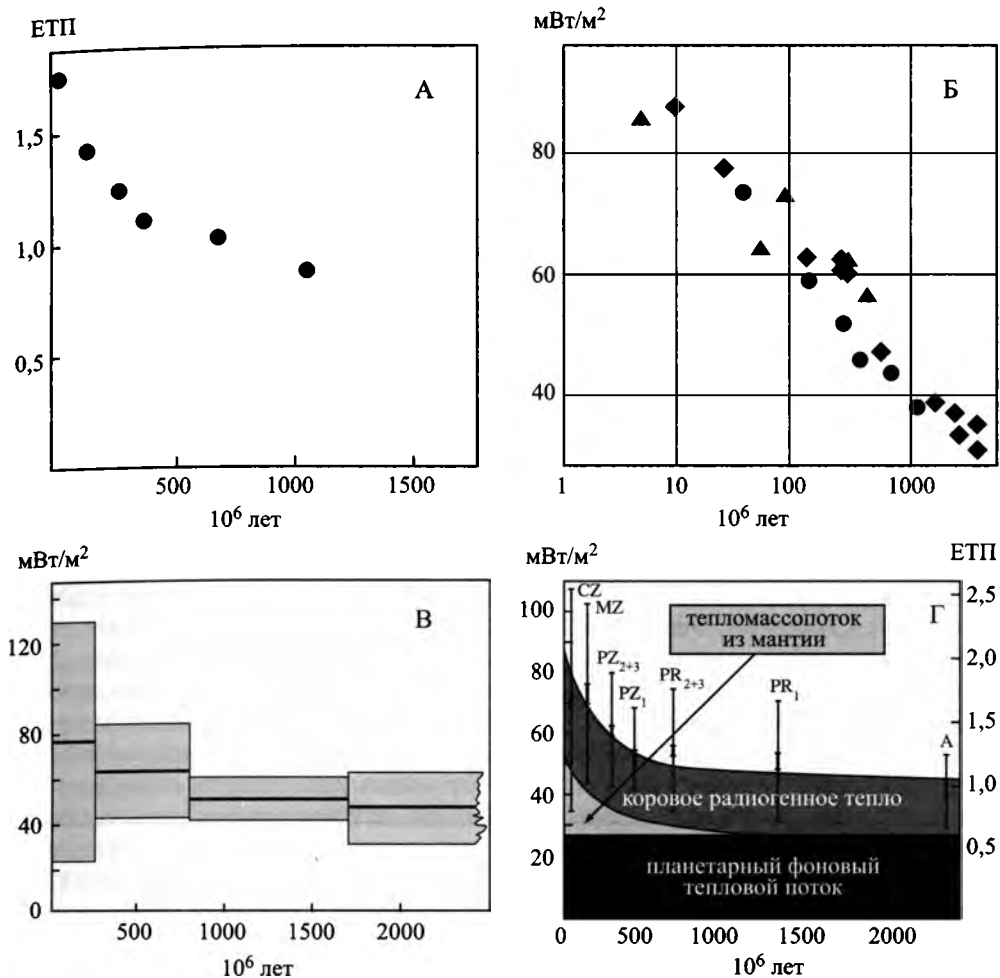
### **РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

#### **Тектоническая упорядоченность теплового потока**

Без анализа теплового поля Земли невозможно построить ни одну реалистическую геодинамическую концепцию. Рост температуры недр с глубиной, ставший очевидным уже в XVII–XVIII вв. благодаря измерению ее в шахтах и скважинах, ясно указал на существование кондуктивного (благодаря теплопроводности горных пород) теплового потока из глубин Земли к ее поверхности.

Природа этого теплового потока – коренной вопрос геотермии. Эмпирическую базу для его решения представляют результаты определения плотности кондуктивного теплового потока во вскрытом горными выработками интервале глубин. Этот интервал по сравнению с радиусом Земли очень мал, и можно считать, что такие данные отражают кондуктивные теплопотери через ее верхнюю границу.

В середине прошлого века на основании тогда еще очень немногих измерений Ф. Берч предположил, что “существуют региональные вариации теплового потока, связанные с физическими и химическими вариациями регионального масштаба” [Birch, 1954]. Проверка этой гипотезы составила основное содержание дальнейших геотермических исследований. Для этого нужно было, с одной стороны, накопить больше эмпирических данных, а с другой – систематизировать их по наиболее объективным критериям. Несовершенные попытки такого рода были предприняты В. Ли [Lee, 1963], а затем им же вместе с Дж. Макдональдом [Lee, Macdonald, 1963] и С. Уедой [Lee, Uyeda, 1965]. Успешным же, по последовавшему общемировому признанию, ока-



**Рис. 1.** Связь плотности кондуктивного теплового потока с возрастом тектономагматической активности в континентальной коре по разным источникам

А – Б.Г. Поляк и Я.Б. Смирнов [1968]; Б – кружки по: [Поляк, Смирнов, 1968], ромбы по: [Kutas et al., 1976], треугольники по: [Cermak et al., 1976]; В – [Sclater et al., 1980, 1981]; Г – [Vitarello, Pollack, 1980]

заялся подход, использованный в Геологическом институте АН СССР (РАН) Б.Г. Поляком и Я.Б. Смирновым, – группировка значений плотности кондуктивного теплового потока ( $q$ ), измеренных в разных пунктах, по возрасту складчатости или позднейшей тектономагматической активизации земной коры в районах исследований.

Проведенный этими авторами [Поляк, Смирнов, 1966, 1968] анализ латеральных вариаций  $q$  показал, что ее величина уменьшается обратно пропорционально возрасту ( $t$ ) тектономагматической активности в континентальной коре до свойственного ее древнейшим блокам минимального уровня – “континентального фона” (рис. 1). Этот вывод неоднократно прове-

рялся, уточнялся и подтверждался [Hamza, Verma, 1969; Sclater, Francheteau, 1970; Cermak, 1976; Kutas et al., 1976; Chapman, Furlong, 1977; Vitorello, Pollack, 1980].

Чуть позже исследованиями на акваториях была обнаружена аналогичная антибатная зависимость плотности кондуктивного теплового потока от возраста океанического дна, определяемого положением полосовых магнитных аномалий [Sclater, Francheteau, 1970; Chapman, Pollack, 1976]. При этом в океанах снижение  $q$  до фонового минимума (который оказался практически равным континентальному) происходит, как выяснилось, примерно на порядок быстрее, чем в коре материков.

Упорядоченность (в соответствии со структурно-тектоническим районированием коры) распределения кондуктивного теплового потока показала формальность оценок универсальных средних значений его плотности в океаническом и континентальном блоках. Эти оценки столь же условны, как бытовавшая в XIX и первой половине XX в. оценка “универсального” геотермического градиента –  $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , которая была выведена из наблюдений в старых горнопромышленных районах Европы, но оказалась нетипичной для многих других. Примерное равенство этих оценок, укладываемых, по расчетам разных исследователей, в диапазон  $49\text{--}65\text{ мВт}/\text{м}^2$  [Lee, 1963; Смирнов, 1967; Chapman, Pollack, 1976, 1980; Turcotte, Burke, 1978; Sclater et al., 1980], послужило основанием для некоторых гипотетических объяснений такого сходства. Однако при этом часто забывают, что на океанах кондуктивный тепловой поток далеко не исчерпывает всех потерь глубинного тепла: значительная их часть связана с выносом тепла гидротермальной и особенно вулканической деятельностью в зонах спрединга (см. об этом ниже в следующем разделе). Поэтому средняя по площади величина суммарных теплопотерь на океанах больше средней плотности чисто кондуктивного теплового потока (это особенно подчеркивал Я.Б. Смирнов [1980, 1986 и др.]), так что встречающиеся представления о равенстве средних величин удельного (на единицу площади) выноса глубинного тепла через континентальную и океаническую коры ошибочны.

На суше по мере накопления данных дисперсия наблюдаемых в разных пунктах и разноглубинных интервалах частных значений  $q$  затушевывала генеральный тренд. Последнее даже привело к сомнениям в его существовании в фанерозойской континентальной коре [Rao et al., 1982], которые, однако, были опровергнуты осреднением данных в крупных возрастных провинциях материков (см. рис. 1).

Дисперсия наблюдаемых “одновозрастных” частных значений  $q$  обусловлена многими причинами. Одну их группу составляют так называемые возмущающие факторы, вызывающие приповерхностные искажения глубинного теплового потока. К ним относятся: а) влияния рельефа дневной поверхности и контрастной теплопроводности геологических тел, создающие квазистационарные геотермические аномалии преимущественно локального характера; б) изменения климата (температуры на границе геотермозоны), способные создавать нестационарные аномалии, которые сегодня интенсивно изучаются в рамках исследований глобальных изменений природной сре-

ды; в) циркуляция подземных флюидов, нарушающая условия кондуктивной теплопередачи.

При осреднении результатов частных определений  $q$  в пределах крупного однородного геоблока (тектонической провинции) противоположные по знаку локальные эффекты каждого из перечисленных факторов в той или иной мере взаимно компенсируются. Поэтому региональные средние, т.е. фоновые, оценки наблюдаемой  $q$  приближаются к ее неискаженной глубинной величине.

Другой причиной искажений глубинного теплового потока являются тектонические перемещения горных масс. Известно, что вертикальные движения, сопровождающиеся седиментацией в погружающихся блоках и эрозией – в воздымающихся, создают резкую дифференциацию наблюдаемого теплового потока в подвижных поясах. Такие аномалии по механизму возникновения, как и гидрогеотермические, относятся к адвективному теплопереносу. Они нестационарны и в случае, например, шарьирования крупных пластин литосферы могут существовать десятки и даже сотни миллионов лет [Хуторской, 1985, 1996; и др.].

Общей для всех перечисленных факторов является теоретическая возможность количественной оценки их эффектов. Однако необходимые для этого данные далеко не всегда известны полностью и с удовлетворительной точностью в каждом пункте наблюдений. Тем не менее, такая оценка, т.е. внесение соответствующих поправок в определенное по геотермическим измерениям частное значение  $q$ , позволяет вычислить более близкое к реальности (не искаженное перечисленными выше факторами) значение глубинного теплового потока в этом пункте. Такие “исправленные” локальные величины  $q$  в одновозрастных блоках коры гораздо более однообразны, чем наблюдаемые, и ближе к их осредненному (фоновому) значению (см., например: [Смирнов, 1980]).

Еще одной причиной дисперсии  $q$  являются латеральные различия радиогенной теплогенерации ( $A$ ), в верхах геологического разреза. Часто отмечается положительная корреляция  $A$  и  $q$  [Roy et al., 1968; Lachenbruch, 1970]. Вместе с тем, есть признаки роста  $A$  в более молодых структурах (см., например: [Pollack, 1980, fig. 1]). Популярные представления об убывании концентраций радиоэлементов в разрезе литосферы с глубиной (закономерности этого убывания требуют дальнейшего изучения) позволяют рассматривать различия “поверхностной” теплогенерации и связанные с ними вариации наблюдаемого кондуктивного теплопотока как отражение масштабов эрозии континентальной коры в разных частях района исследований. Другие протекающие в недрах энергопреобразующие процессы (метаморфические, сейсмические и т.п.) тоже могут вызывать отличия глубинных значений  $q$  от наблюдаемых в верхах геологического разреза, и, следовательно, быть причиной дисперсии последних. Но оценить количественно эффект этих процессов крайне трудно из-за неопределенности необходимых для этого исходных данных.

Кроме того, величины оценок  $q$  зависят от методики их расчета и самих определений температурного градиента и особенно теплопроводности пород

[Porov et al., 1999] в интервале термометрических измерений, что является еще одной причиной дисперсии частных значений плотности кондуктивного теплопотока.

В итоге связь  $q$  с возрастом тектономагматической активности в континентальной коре (“heat flow – age dependence”) проявляется практически лишь при анализе фоновых средних оценок  $q$  в крупных геоблоках.

Но выяснить причину этой связи на основании одних геофизических данных нельзя. Наблюдаемый тренд говорит лишь о существовании в недрах временных и относительно локальных источников тепла. Он позволяет идентифицировать такие источники только с теплофизической стороны традиционным для геофизики путем решения обратных задач – создания расчетных моделей, в которых подбираются отвечающие темпу изменения  $q$  глубина источника, его форма, размеры, мощность и время существования [Кутас, Гордиенко, 1972; Смирнов, 1972]. Геологическая природа источников при таком подходе остается неизвестной, и они априорно отождествлялись с поднятиями горячего мантийного вещества (астеносферными диапирами). Для подтверждения этой гипотезы были необходимы прямые вещественные признаки вторжения мантийного вещества в зонах повышенного теплового потока (см. раздел “Материальная природа...”).

### **Планетарные теплопотери и геоэнергетический баланс**

Итак, региональное изучение кондуктивного теплового потока завершилось выявлением его обратной зависимости от возраста тектономагматической активности сначала в континентальной коре, а затем и в океанической. Используя полученные средние оценки  $q$  в разновозрастных структурах континентов и океанов и интегрируя эффекты по соответствующим площадям, удалось определить общую величину планетарных кондуктивных теплопотерь.

Но, помимо кондуктивного теплового потока, внутриземное тепло выносится из недр еще и восходящим тепломаассопотоком. Его открытая разгрузка на поверхность твердой Земли представляет собой вулканическую и гидротермальную деятельность, благодаря которой тепло, аккумулированное в продуктах извержений или изливающихся на эту поверхность термальных водах, рассеивается в атмосфере или наземной гидросфере.

Что касается вулканизма, то исследования выноса глубинного тепла через индивидуальные вулканические аппараты, в том числе фумарольной деятельностью в межпароксизмальную стадию их активности, показали, что тепло, аккумулированное в продуктах их извержений, составляет 90–99% выделяющейся в этих явлениях внутриземной энергии. Поэтому изучение продуктивности вулканизма позволяет достаточно объективно оценить общий энергетический эффект процесса и его эволюцию во времени.

Кроме того, было установлено, что продуктивность вулканизма в его разнопорядковых проявлениях – отдельном акте извержения, жизнедеятельности индивидуального эруптивного аппарата, активности региональных

вулканических зон и их глобальной совокупности – убывает с течением времени в любой иерархической категории [Поляк, 1988]. Ослабление вулканической активности в геологической истории всего континентального блока, согласуясь с исчерпанием источников внутриземной энергии, отражает общую направленность энергетической эволюции Земли, тогда как существование того же тренда в более низких по рангу проявлениях вулканизма связано с истощением магматических резервуаров разного масштаба. Долговременные региональные различия интенсивности вулканизма отвечают разным геодинамическим обстановкам. Его продуктивность максимальна в зонах спрединга океанической коры, снижается в островных дугах и на активных окраинах материков и падает до минимума во внутриматериковых коллизионных поясах, снова возрастая при рифтогенной деструкции континентальной коры [Поляк, 1985].

Относительно гидротермальной активности региональные исследования выявили определенные различия тепловых параметров (температуры и количества выносимого тепла) в очагах разгрузки термоминеральных вод в разных геодинамических обстановках [Поляк и др., 1984]. Эти различия отражают специфику теплового питания гидротерм. В тектонически стабильных структурах континентальной коры вынос тепла термальными источниками (с температурой воды выше климатической среднегодовой) исчезающе мал по сравнению с фоновым кондуктивным теплотокотом, производным которого он и является.

В зонах же активного вулканизма – окраинно-материковых подвижных поясах, островных дугах и срединно-океанических хребтах – распространены гораздо более мощные, многодебитные и высокотемпературные гидротермальные системы. Они осуществляют “тепловой дренаж” локальных магматических очагов, так что вынос глубинного тепла через эти системы представляет собой фактически особую форму разгрузки глубинного тепломассопотока.

Количественные оценки суммарных эффектов кондуктивного теплотокота, вулканизма и гидротермальной деятельности в континентальном и океаническом “сегментах” земной коры суммированы в табл. 1. Эти данные позволили объективно оценить общие современные теплотери Земли, стимулируя анализ планетарного геоэнергетического баланса. Основы этого анализа были заложены в Геологическом институте П.Н. Кропоткиным в его пионерской работе “Основные проблемы энергетики тектонических процессов” [1946]. Но такой анализ сильно затруднен большой условностью имеющихся оценок вероятных “первичных источников” внутриземной энергии – радиоактивного распада U, Th и K, гравитационной дифференциации, ротационногенного тепла и др. По грубо ориентировочным оценкам [Поляк и др., 1972; Кропоткин, Поляк, 1973], потенциала этих источников недостаточно, чтобы обеспечить накопление энергии в теле планеты (в виде глубинного тепла и др.) и ее отдачу в околоземное пространство за всю историю Земли. Возможно, однако, что это расхождение – только кажущееся из-за неточности оценок различных эффектов, тем более что предполагаемая современная мощность “первичных источников” оказывается больше наблю-



Таблица 1. Теплопотери Земли

Виды теплопотерь	Современная мощность		Литературный источник
	глобальная, Вт	удельная, мВт/м <sup>2</sup>	
<b>Кондуктивный теплопоток</b>			
Через континентальную кору	$(1,0-1,3) \cdot 10^{13}$	49–60	1–6
Через океаническую кору	$1,6 \cdot 10^{13}$	50–65	1–3
Среднепланетарный	$(2,5-3,2) \cdot 10^{13}$	49–63	1–3
<b>Адвективный вынос тепла</b>			
Вулканизмом суши	$(0,12-4,2) \cdot 10^{11}$		7–12
Гидротермами суши	$(0,6-0,9) \cdot 10^{11}$		12, 13
Общий в срединно-океанических хребтах	$(0,4-1,1) \cdot 10^{13}$		4–6, 12, 14, 15
<b>Суммарные теплопотери</b>			
Через континентальную кору	$(1,0-1,3) \cdot 10^{13}$	49–67	1–6, 16, 17
Через океаническую кору	$2,5 \cdot 10^{13}$	95–100	4–6, 16, 17
Среднепланетарные	$(2,5-4,3) \cdot 10^{13}$	49–85	1–6, 14, 16–18

*Примечание.* Литературный источник: 1 – Lee, 1963; 2 – Смирнов, 1967; 3 – Chapman, Pollack, 1976; 4 – Turcotte, Burke, 1978; 5 – Chapman, Pollack, 1980; 6 – Sclater et al., 1980; 7 – Lotze, 1927; 8 – Verhoogen, 1946; 9 – Люстих, 1959; 10 – Поляк, 1966; 11 – Kappelmeyer, Haenel, 1974; 12 – Iriyama, 1977; 13 – Макаренко и др., 1970; 14 – Williams, von Herzen, 1974; 15 – Anderson et al., 1977; 16 – Sclater et al., 1981; 17 – Смирнов, 1984, 18 – Смирнов, Кононов, 1991.

даемых теплопотерь. Таким образом, проблема геознергетического баланса пока еще далека от разрешения. Но данные такого рода имеют ключевое значение для создания правильной картины эволюции Земли и оценки ее нынешнего состояния, что оправдывает любые усилия, направленные на их уточнение. Последнее представляется одной из важнейших задач будущих исследований.

### Асимметрия теплового потока в срединных хребтах

Компьютерные технологии для обработки банков данных позволили осуществить статистический анализ геотермических материалов по отдельным геотраверсам Мирового океана с целью выявления закономерностей, присущих отдельным морфоструктурам, пересекаемым этими геотраверсами.

Детальный анализ теплового потока на склонах срединно-океанических хребтов и в смежных абиссальных котловинах показал, что его распределение относительно оси хребта не везде симметрично, а является более сложным и зависит от многих особенностей тектонического строения и развития литосферы этих зон [Подгорных, 1986; Подгорных, Хуторской, 1999].

С целью проверки этих выводов статистическими методами нами совместно с Л.В. Подгорных был проведен анализ распределения теплового потока по геотраверсам в Атлантическом (Анголо-Бразильский, Канаро-Багамский, 2° с.ш., 19° с.ш., 45° с.ш., 31° ю.ш.), Тихом (12° с.ш., 0°, 15° ю.ш.) и Индийском (6° ю.ш., 10° ю.ш., 18° ю.ш., 23° ю.ш.) океанах.

Асимметрия различных геофизических полей и структурно-морфологических особенностей крыльев срединных хребтов была установлена для обширных участков экваториальной зоны Атлантики и весьма вероятно для системы Срединно-Атлантического хребта в целом [Погребницкий и др., 1990; Kuo, Forsyth, 1988; Piskarev et al., 1996; Budanov et al., 1997].

В Атлантическом океане нами были выбраны шесть участков с наиболее полной информацией по тепловому потоку: широтные геотраверсы вдоль 45° с.ш. в полосе 43–47° с.ш. при протяженности профиля от 55° з.д. до 0° (анализ данных производился по 153 измерениям); Канаро-Багамский геотраверс, проходящий по 25° с.ш. в полосе от 20°–30° ю.ш. при протяженности профиля от 85° до 15° з.д. (377 измерений теплового потока); геотраверс по 19° с.ш. в полосе 17°–21° с.ш. при протяженности геотраверса от 55° до 25° з.д. (42 измерения теплового потока); геотраверс по 2° с.ш. вдоль разлома Сан-Паулу при ширине от 0° до 5° с.ш. протягивается от 45° до 2° з.д. (71 измерение теплового потока); Анголо-Бразильский геотраверс, ограниченный координатами 5°–20° ю.ш., 40° з.д. – 15° в.д. (266 измерений) и геотраверс по 31° ю.ш. в полосе шириной 27°–33° ю.ш. и протяженностью 40° з.д. – 10° в.д. (33 измерения теплового потока).

Сравнительный статистический анализ с помощью *t*-теста показал значимое отличие средних значений теплового потока для склонов хребта по геотраверсам: Канаро-Багамскому, Анголо-Бразильскому и 31° ю.ш.; для абиссальных котловин – по геотраверсам: 2° с.ш., Канаро-Багамскому, Анголо-Бразильскому и 31° ю.ш. (табл. 2).

Таким образом, в пределах большинства изученных геотраверсов Северной и Южной Атлантики наблюдается асимметрия теплового потока западного и восточного крыльев Срединно-Атлантического хребта. В абиссальных котловинах западнее хребта среднее значение теплового потока оказалось выше. Гребневая зона Срединно-Атлантического хребта (САХ), как это неоднократно отмечалось и ранее (см., например: [Foster et al., 1974]), характеризуется высокими средними значениями и большой дисперсией данных теплового потока, что объясняется влиянием конвективного теплопереноса в активной вулканической зоне хребта.

Обсуждая причины геотермической асимметрии хребта, можно в общем согласиться с авторами работы [Погребницкий и др., 1990], которые объясняют ее "...отсутствием единого механизма формирования океанической литосферы" (с. 21). Но полученные нами результаты заставляют предположить

**Таблица 2.** Результаты статистической обработки геотермических данных по геотраверсам Атлантики

Геотраверс	Средний тепловой поток/стандартное отклонение, мВт/м <sup>2</sup>						Гребневая зона
	Склоны хребта			Абиссальные котловины			
	западный	восточный	t-тест	западный	восточный	t-тест	
45° с.ш.	52 <sub>18</sub> /21	58 <sub>28</sub> /23	–	73 <sub>43</sub> /13	69 <sub>53</sub> /18	–	189 <sub>11</sub> /102
Канаро-Багамский	53 <sub>31</sub> /26	42 <sub>28</sub> /21	+	52 <sub>231</sub> /14	46 <sub>76</sub> /14	+	177 <sub>11</sub> /97
19° с.ш.	40 <sub>21</sub> /15	43 <sub>6</sub> /15	–	–	55 <sub>15</sub> /22	Не опр.	–
2° с.ш.	55 <sub>17</sub> /21	51 <sub>6</sub> /16	–	63 <sub>13</sub> /7	52 <sub>33</sub> /10	+	64 <sub>2</sub>
Анголо-Бразильский	61 <sub>76</sub> /24	41 <sub>67</sub> /23	+	60 <sub>63</sub> /21	50 <sub>49</sub> /16	+	75 <sub>11</sub> /100
31° ю.ш.	42 <sub>13</sub> /21	34 <sub>8</sub> /14	+	32 <sub>4</sub> /10	56 <sub>8</sub> /13	+	–

*Примечание:* Здесь и далее – в нижнем индексе – количество измерений. В графах t-тест: + – статистически значимое отличие выборок; – – незначимое отличие.

наличие вторичных процессов активизации, которые в большей степени проявились на западном фланге хребта в полосе геотраверса.

Этот вывод основан на оценке времени установления стационарного геотермического режима после “включения” источника тепла. Источник обычно ассоциируется с существованием долгоживущей зоны фракционного плавления мантийного вещества на границе литосферы и астеносферы. Глубина этой границы растет по мере удаления от зоны спрединга, что связано с уменьшением тепломассопотока и кристаллизацией астеносферного вещества. Если бы асимметрия обуславливалась только различными механизмами формирования океанической литосферы, то при ее мощности в 40–50 км, характерной для полосы между аномалиями № 10 по обе стороны хребта [Городницкий, 1985], уже через 25 млн лет (при температуропроводности  $a = 5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ) в литосфере установится стационарный тепловой режим, и различия в тепловом потоке сnivelируются. Можно предположить или разную мощность литосферы западнее и восточнее хребта (в этом случае в стационарном геотермическом поле сохранятся различия фоновых значений теплового потока), или действие более поздних нестационарных и геодинамических процессов, изменивших термическую структуру уже сформировавшейся океанской литосферы.

Первое предположение не подтверждается независимыми геофизическими результатами, полученными при изучении геотраверсов, а также оценками мощности литосферы по данным о батиметрии дна [Parsons, Sclater, 1977]. Второе предположение более реально, так как структурная неоднородность и наличие наложенных тектонических процессов в сформировавшейся литосфере подтверждаются данными магнитометрии и сейсмического профилирования.

Относительное повышение теплового потока на западном фланге САХ может быть обусловлено наличием листрических сбросов, образовавшихся в

**Таблица 3.** Результаты статистической обработки геотермических данных по геотраверсам Восточно-Тихоокеанского поднятия

Геотраверс	Средний тепловой поток/стандартное отклонение, мВт/м <sup>2</sup>					
	Склоны хребта			Абиссальные котловины		
	западный	восточный	<i>t</i> -тест	западный	восточный	<i>t</i> -тест
12° с.ш.	115 <sub>11</sub> /61	106 <sub>15</sub> /77	–	58 <sub>27</sub> /36	58 <sub>35</sub> /72	–
0°	74 <sub>29</sub> /52	36 <sub>29</sub> /29	+	Нет данных	Нет данных	Не опр.
15° ю.ш.	46 <sub>28</sub> /29	122 <sub>105</sub> /83	+	54 <sub>73</sub> /46	79 <sub>108</sub> /63	+

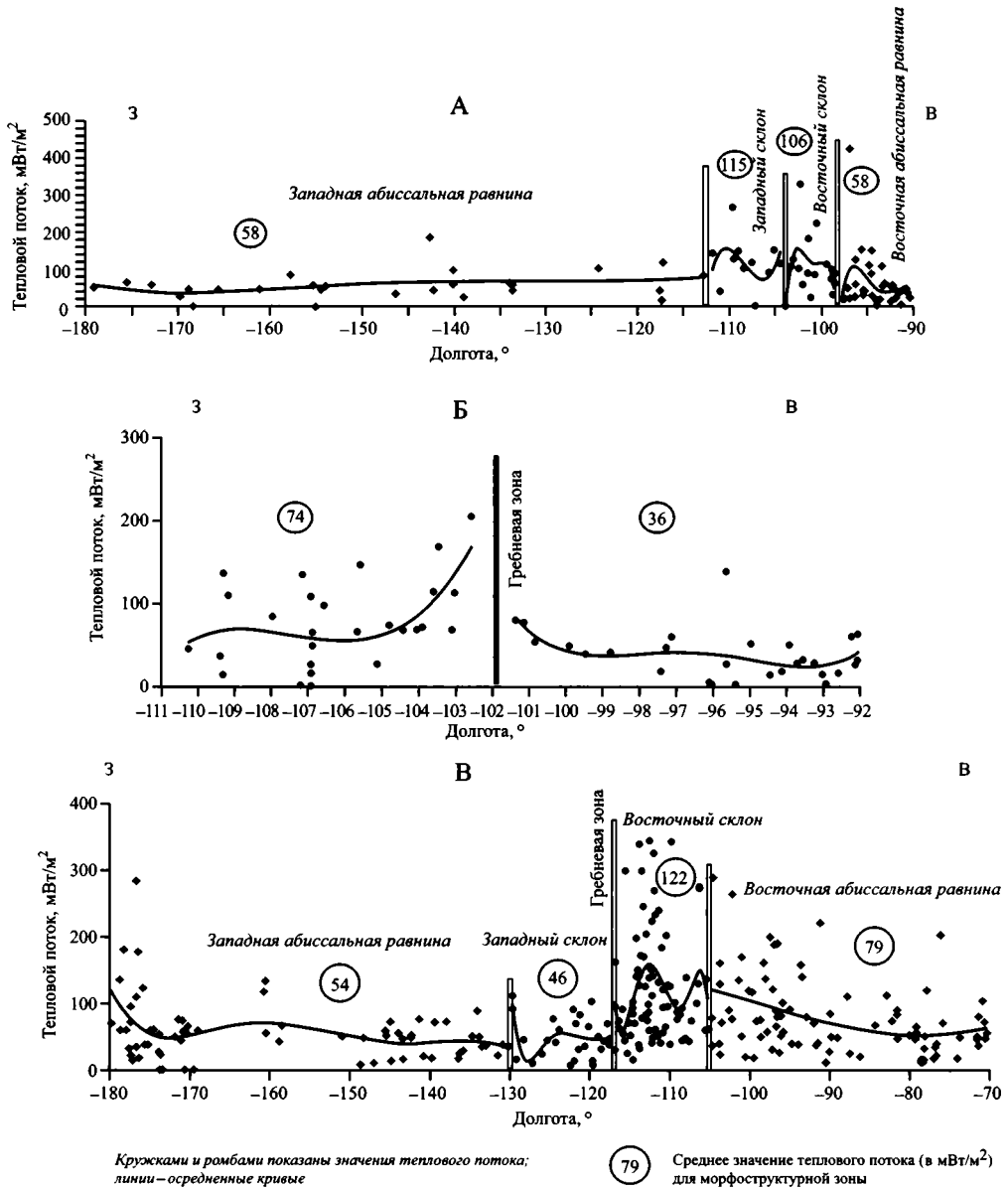
результате локального растяжения и утонения литосферы, а также наличием возможного наклонного теплового источника на западном склоне хребта. При этом в литосферу могли внедряться дайки мантийных гипербазитов, которые, с одной стороны, уменьшили глубину нахождения нижних кромок намагниченных тел, что следует из магнитометрических данных, а с другой – привнесли дополнительное тепло в более холодную литосферу.

На восточном фланге хребта в результате отмеченного надвигания океанической литосферы на палеоконтинентальный склон произошло “экранирование” глубинного теплового потока, т.е. энергия начала распространяться от более нагретой подошвы литосферы в сторону более холодной кровли палеоконтинентального склона, т.е. внутрь Земли. Это нестационарный процесс, и неестественное направление распространения энергии в теле планеты должно через некоторое время прекратиться. Но при достаточно большой суммарной мощности надвинутых пластин процесс экранирования может растянуться на значительное время и обусловить уменьшение наблюдаемого теплового потока, что фиксируется практически во всех конвергентных зонах с широким распространением шарьяжных структур [Хуторской, 1996].

Для изучения геотермической асимметрии в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия были обработаны данные по трем геотраверсам с наибольшей плотностью измерений теплового потока. Для статистического анализа было использовано более 150 измерений. Данные объединялись по морфологическому признаку, т.е. для каждого склона или абиссальной котловины составлялись отдельные выборки.

Статистическое сравнение однотипных выборок с западной и восточной стороны от ВТП проводилось как и в Атлантике, с помощью *t*-теста (табл. 3).

Приведенные результаты показали, что в районе геотраверса 12° с.ш. ни склоны ВТП, ни абиссальные котловины по разные стороны от ВТП (в пределах плит Пацифик и Кокос) статистически неотличимы, так что в этом случае нет оснований говорить о геотермической асимметрии одноименных морфологических элементов океанического дна. Имеющиеся данные следует объединить в две единые выборки (абиссальные котловины и склоны ВТП) со средними значениями теплового потока 58 и 109 мВт/м<sup>2</sup>, соответственно (рис. 2).



**Рис. 2.** Профили теплового потока вдоль геотравесов: 12° с.ш. (А), по экватору (Б), 15° ю.ш. (В)

Геотермическая асимметрия подтверждена статистически для геотравесов вдоль экватора и на 15° ю.ш. Из табл. 3 видно, что на экваториальном геотравесе среднее значение теплового потока на западном склоне ВТП в 2 раза выше, чем на восточном, и это различие статистически значимо.

В южном геотраверсе тоже видна статистически значимая геотермическая асимметрия однотипных морфологических элементов, но здесь, в отличие от экваториального геотраверса, более прогретыми являются восточные склоны. Особенно ярко геотермическая асимметрия проявляется в пределах склонов ВТП – на восточном склоне тепловой поток в три раза выше (!), чем на западном.

Неоднородный характер асимметрии теплового потока вдоль трех изученных геотраверсов заставляет проанализировать геодинамические обстановки в каждом регионе.

Что касается северного геотраверса, то отсутствие асимметрии на этом пересечении ВТП вполне естественно, так как спрединг здесь, судя по идентифицированным магнитным аномалиям, строго ортогонален поднятию и происходит с равными скоростями на его западном и восточном флангах. Какие-либо дополнительные источники глубинного тепла, кроме источника рифтовой природы, в теплофизическом смысле представляющего собой одномерную дайку, здесь не отмечаются.

Район экваториального геотраверса включает ортогональный ВТП Галапагосский рифт и впадину Хесса, которые морфологически выражены восточнее оси ВТП. На первый взгляд кажется странным, что на восточном склоне ВТП тепловой поток в среднем ниже, чем на западном. Однако, если вспомнить, что раскрытие Галапагосского рифта происходит клинообразно в западном направлении, то становится вполне объяснимым повышение теплового потока на западном склоне, так как в “острие клина” (*propagating fission*) сосредоточена максимальная энергия, заставляющая его раскрываться и продвигаться далее на запад. Естественно, что величина этой энергии выражается в тепловом потоке.

Можно предположить, что в этом регионе не будет различия в тепловых потоках абиссальных котловин, так как “галапагосский клин” не продвинулся еще в пределы абиссали на плите Пацифик и не имеет там морфологического выражения. Но обоснованный вывод возможен только после проведения измерений теплового потока.

Полоса геотраверса 15° ю.ш. включает на восточном фланге глыбово-вулканическое поднятие Наска, которое пересекает абиссальную котловину (Перуанскую впадину) и примыкает к подножию ВТП. Западнее ВТП это поднятие не прослеживается. Наблюдаемое повышение теплового потока на восточном фланге ВТП свидетельствует о недавней магматической активности, т.е. о приближении к поверхности дна магматических очагов в этом блоке океанской литосферы.

Таким образом, отмеченная асимметрия теплового потока относительно ВТП в юго-восточной части Тихого океана связана с современной геодинамической обстановкой, которая проявляется в морфологии дна и/или в геофизических полях.

При исследовании геотермического поля на срединных хребтах Индийского океана была выявлена асимметрия теплового потока на геотраверсах 6° и 10° ю.ш., пересекающих Аравийско-Индийский хребет. На западных его склонах средний тепловой поток ниже, чем на восточных (табл. 4). Асиммет-

**Таблица 4.** Результаты статистической обработки геотермических данных по геотраверсам в Индийском океане

Геотраверс	Средний тепловой поток/стандартное отклонение, мВт/м <sup>2</sup>		
	Склоны хребта		
	западный	восточный	<i>t</i> -тест
6° ю.ш.	49 <sub>19</sub> /32	76 <sub>4</sub> /1,5	+
10° ю.ш.	40 <sub>33</sub> /26	46 <sub>7</sub> /16	+

рия средних тепловых потоков в пределах склонов особенно ярко выражена на участке тройного сочленения Мальдивского, Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского хребтов в районе 6° ю.ш.

Сопоставление значений теплового потока в однотипных морфоструктурах, расположенных на разных флангах срединно-океанических хребтов, показало наличие геотермической асимметрии вдоль большинства изученных геотраверсов. В свете этого факта ортодоксальная концепция симметричного спрединга океанского дна требует пересмотра. Возможны как минимум две причины, осложняющие распределение теплового потока по разные стороны дивергентных границ. Это: различие возраста соответствующих блоков тектонических плит по разные стороны от оси хребта и/или вторичные по отношению к спредингу процессы в океанской литосфере, которые идут с выделением или поглощением энергии. К таким процессам относятся: растяжение коры с образованием листрических сбросов и шарьирование литосферных пластин, экранирующих глубинный тепловой поток. С этими тектоническими процессами неразрывно связано сложное перераспределение конвективных потоков в верхней части океанской литосферы, которое фиксируется в геотермическом поле наличием аномально высоких, а также аномально низких (и даже нулевых) значений теплового потока.

Существующая методика расчета возраста второго слоя океанской коры по геотермическим данным [Сорохтин, 1974; Городницкий, 1985; и др.] основана на предположении о равной скорости спрединга по обе стороны от оси океанических хребтов. Именно на этом основании выведена формула, позволяющая рассчитать возраст дна (*t*) по измерениям теплового потока (*q*):

$$q = \lambda \cdot T_a / \sqrt{\pi a t},$$

где  $\lambda$  – теплопроводность литосферы;  $T_a$  – температура астеносферы;  $a$  – температуропроводность, и формула для оценки мощности литосферы ( $H_L$ ):

$$H_L = (T_s / T_a) \sqrt{\pi a t},$$

где  $T_s$  – температура солидуса мантийного вещества.

Наличие геотермической асимметрии существенно ограничивает применение этих формул и заставляет предположить другую, более сложную мо-

дель для количественных оценок параметров океанской литосферы. Проведенные ранее исследования зависимости между оценками возраста океанической коры по магнитным аномалиям и по величине теплового потока не установили значимую их корреляцию. Существование геотермической асимметрии позволяет объяснить причину отсутствия такой корреляции.

## **ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ**

### **Геотермическая специфика линейных и мозаичных складчатых поясов**

В этой статье мы рассматриваем особенности теплового поля палеозойских поясов на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса. В пределах этого пояса при нашем участии получено более 400 измерений теплового потока, позволяющих составить полную и представительную картину геотермического поля.

Центрально-Азиатский складчатый пояс протягивается более, чем на 6 тыс. км от Пай-Хоя – на севере до Тянь-Шаня – на юге, от Мугуджар – на западе до Хингана – на востоке. Главной особенностью его строения является наличие складчатых зон “линейного и мозаичного типов”. Указав на эту особенность, авторы [Пейве и др., 1972] отмечали не только геометрическое различие этих двух типов зон, но и целый ряд характерных геолого-геофизических признаков, например, различные типы складчатости, особенности метаморфизма (высокобарические низкотемпературные фации в первых зонах и высокотемпературные – во вторых), металлогеническую специфику (преобладание халько- и сидерофильных элементов в линейных, а лито- и халькофильных – в мозаичных зонах), различие формы гравитационных аномалий, соответствующих геометрии складчатых зон. Главное же отличие зон авторы видели в существовании разных геодинамических механизмов преобразования океанической коры в континентальную в процессе тектонической эволюции этих зон. В линейных – преобладает аллохтонный механизм трансформации коры, обусловленный мощными структурно-вещественными перестройками с образованием субдукционных и коллизионных зон – аналогов современных островодужных систем. В мозаичных – преобладает автохтонный механизм трансформации коры, при котором шарьяжно-надвиговые структуры обладают меньшей мощностью, не выдержаны по простиранию и, как правило, разновозрастны в отличие от линейных зон, где такого рода шарьяжи прослеживаются на большие расстояния и являются разновозрастными [Перфильев, 1979]. Автохтонный механизм трансформации обусловлен, в первую очередь, вещественной перестройкой коры за счет дифференциации мантийного материала при его вертикальной аккреции.

В этом сосуществовании двух различных механизмов преобразования коры заключается компромисс мобилистской и фиксистой концепций. Любые противопоставления этих моделей можно исключить, представив тектоническую историю развития региона как сочетание процессов аллохтон-



ного и автохтонного путей развития тектоносферы на разных этапах ее геологической истории.

Основной региональной особенностью геотермического поля Центрально-Азиатского пояса является принципиальное различие распределения теплового потока в линейных и мозаичных зонах пояса. В позднепалеозойских линейных зонах были обнаружены аномально низкие тепловые потоки (20–35 мВт/м<sup>2</sup>), которые существенно меньше среднепланетарных значений (48–55 мВт/м<sup>2</sup>). В мозаичных – отмечалось закономерное увеличение теплового потока по мере омоложения возраста структур [Хуторской, 1982].

В Центрально-Азиатском поясе расположены тектонотипы линейных и мозаичных зон. Это, соответственно, Уральский складчатый пояс (включая Мугоджары) и Центрально-Казахстанская складчатая область.

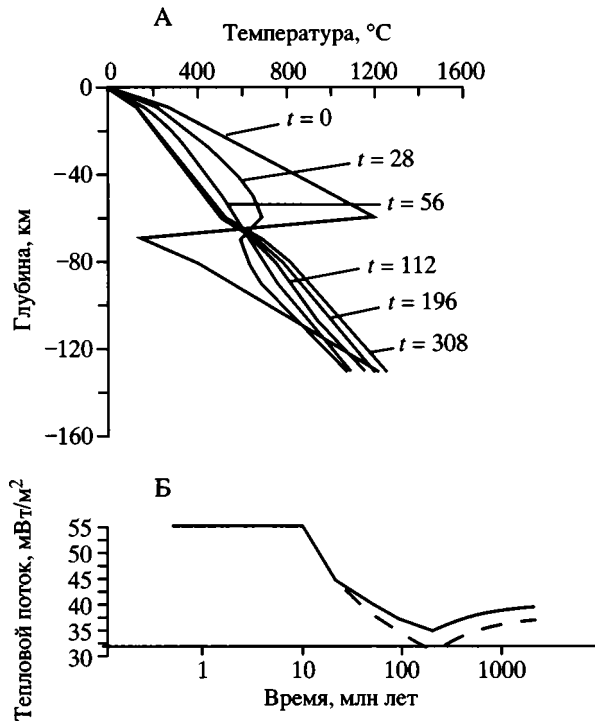
Образование гранитно-метаморфического слоя – индикатора становления континентальной коры – произошло в Уральском складчатом поясе практически одновременно на всем его протяжении, что объясняется одновременным тектоническим скупиванием масс горных пород и интенсивными горизонтальными перемещениями, вызванными устойчивыми тангенциальными напряжениями в земной коре [Романов, 1985; Тектоническая расслоенность..., 1986].

В Центрально-Казахстанском геосинклинальном поясе процесс преобразования океанической коры в континентальную происходил в течение всего палеозоя и характеризовался постепенным наращиванием гранитно-метаморфического слоя от периферии к центру пояса. В том же направлении увеличивается тепловой поток. В линейном Уральском складчатом поясе тепловой поток аномально низкий и не коррелируется с временем становления континентальной коры.

Природу понижения теплового потока в линейных складчатых зонах и его закономерное изменение в мозаичных мы видим в различии геодинамических механизмов эволюции этих поясов. Нами уже рассматривались количественные модели для объяснения эволюции теплового поля в аллохтонных зонах (“модели надвигов”) и в автохтонных зонах (“модели внедрения”) [Хуторской, 1985]. Эти расчеты подтвердили выявленную эмпирическим путем закономерность распределения теплового потока.

Расчеты тепловой эволюции литосферы в условиях шарьирования, выполненные с помощью численных методов, показали, что восстановление стационарного режима происходит очень медленно. При мощности аллохтонной пластины  $h = 1$  км тепловой поток приближается к стационарному режиму через 5 млн лет (с точностью 5%). Если же в образовании надвигов участвует вся литосфера, как это происходит при перестройке океанической коры в континентальную, то время релаксации растягивается на сотни миллионов лет. Продемонстрируем это на примере одной из моделей.

В теплофизическом отношении модель представляла собой чередование слоев, в каждом из которых заданы значения коэффициентов теплопроводности и радиогенной теплогенерации. Эти параметры выбраны по средне-статистическим данным, характеризующим теплофизический разрез коры переходного и континентального типов. Начало решения ( $t = 0$ ) приурочено



**Рис. 3.** Изменение геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях второго рода на нижней границе

А – изменение температуры после образования надвига во времени  $t$ , млн лет; Б – изменение теплового потока во времени с учетом (сплошная линия) и без учета (пунктирная линия) выделения тепла фазовых переходов

к моменту возникновения слоисто-надвиговой структуры. В процессе надвигания (пододвигания) участвовала вся палеоокеаническая литосфера мощностью 70 км. В начальный момент на этой глубине существовал отрицательный температурный градиент, связанный с “быстрым” надвиганием литосферной пластины с температурой 1200 °С на ее подошве на другую литопластину с температурой 0 °С на ее кровле (рис. 3). Реально же в данной модели на кровле нижней пластины температура принималась 150 °С за счет выделения фрикционного тепла, влияние которого будет рассмотрено ниже.

На подошве нижней пластины поддерживался постоянный тепловой поток. В данном случае на глубине 130 км он составлял 20 мВт/м<sup>2</sup>, т.е. соответствовал величине мантийного потока в современных конвергентных зонах.

С течением времени подошва верхнего блока остывала, а кровля нижнего блока разогревалась. Примерно через 25 млн лет после образования надвига исчезает отрицательный градиент температуры на плоскости скольжения, а со времени 100 млн лет на этой поверхности устанавливается квазистационарная температура. Через 325 млн лет после образования надвига наступает квазистационарное температурное состояние во всей литосфере.

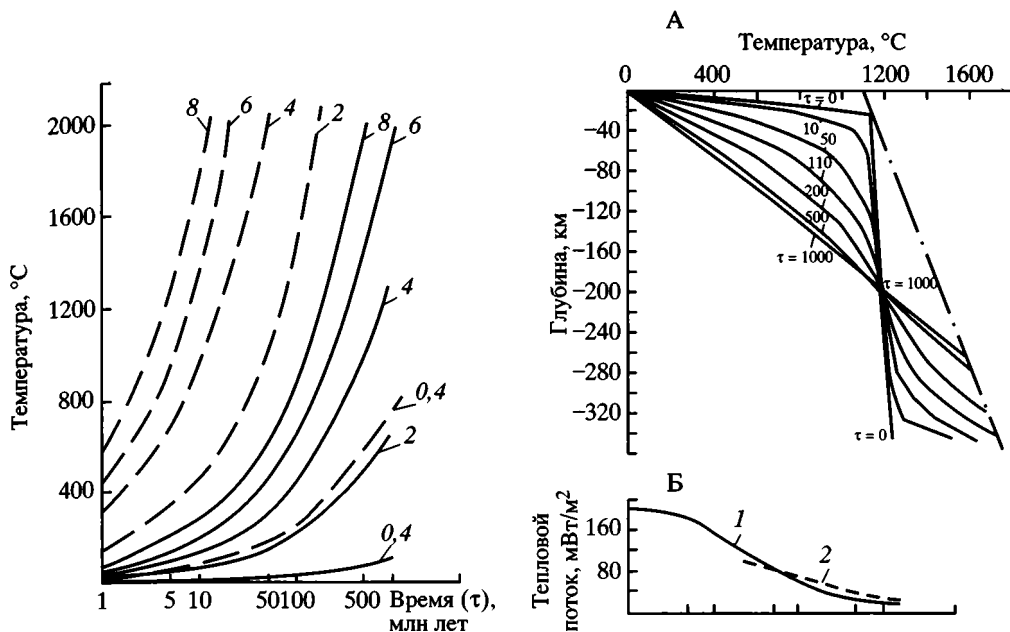
Тепловой поток с поверхности Земли с течением времени уменьшается примерно в 2 раза. Минимум теплового потока приурочен к периоду 225–275 млн лет, а с периода 325 млн лет от начала для теплового потока, так же, как и для температуры, наступает квазистационарное состояние.

Заметим, что при задании граничных условий второго рода на нижней границе области моделирования “идеального” стационарного состояния нельзя достичь даже за бесконечно большое время. При этом приращение температуры для каждого последующего временного шага экспоненциально убывает.

Таким образом, для моделей надвигов характерно образование минимумов теплового потока и затем выход на асимптоту, свидетельствующий о начале стационарного состояния. Эти два момента являются отличительной особенностью тепловой модели надвигов. Время их наступления зависит от суммарной мощности аллохтонной пластины. Чем больше мощность пластины, тем больший интервал между минимумом и временем выхода на стационарный режим. Так, если мощность надвигающейся пластины равна 10 км, то этот интервал составляет 15 млн лет, а для надвига мощностью 50 км – приблизительно 125 млн лет.

Механическое трение пластин при их движении, естественно, вызывает разогрев поверхности скольжения. Тепловая энергия  $Q$ , выделяющаяся при этом, зависит от мощности плиты, т.е. нормального давления ( $p$ ) на поверхности скольжения, скорости надвигания ( $v$ ) и вязкости ( $h$ ), которая, в свою очередь, зависит от температуры [Гогель, 1978]:  $Q = F(p, v, h = f(T))$ . При разработке моделей субдукции в переходных зонах неоднократно обсуждался вопрос о роли фрикционного тепла [Ушаков, Галушкин, 1979; Turcotte, Schubert, 1973]. В этих работах показано, что тепло трения играет демпфирующую роль при погружении холодной плиты в более горячую мантию. При субгоризонтальном движении пластин, принятом в наших моделях, тепло трения будет вызывать дополнительный разогрев поверхности скольжения, что проявится в увеличении кондуктивного теплового потока при продолжительном движении пластин.

Приведем расчет величины разогрева в зависимости от времени надвигания (рис. 4). В качестве параметра принята скорость скольжения (от 0,4 до 8 см/год). Расчет проведен для мощности пластин 15 и 70 км при соответствующих значениях вязкости, а значит, и коэффициентов трения. В данной модели задавалось условие постоянства скорости движения пластины за все расчетное время. Очевидно, что при импульсном характере движения мы получим иную зависимость. Как видно из рис. 4, для 15-километрового блока даже за неправдоподобно большое время движения плавление мантийных пород за счет фрикционного тепла может произойти только при скоростях свыше 4 см/год. Для 70-километрового блока плавление возможно уже через 50 млн лет при скорости надвигания 2 см/год. Однако пока нет доказательств существования непрерывного движения плит за такое продолжительное время. Напротив, исследования по проекту глубоководного бурения показывают, что движения носят прерывистый, импульсный характер, происходят с переменными скоростями и чередуются с состояниями относительного по-



**Рис. 4.** Номограмма величины фрикционного разогрева для мощности аллохтонной пластины 15 км (сплошные линии) и 70 км (пунктирные линии)

Цифры у кривых – скорость надвигания, см/год

**Рис. 5.** Изменение температуры (А) и теплового потока (Б) во времени  $t$  при условии остывания и кристаллизации мантийного вещества

Штрих-пунктирная линия – геотерма солидуса базальта. Пунктирная линия – изменение теплового потока во времени в эмпирической модели [Поляк, Смирнов, 1968]

коя [Пейве, Савельев, 1982; Van Andel et al., 1977]. В этом случае величина разогрева за счет тектонического трения будет существенно меньше. Таким образом, данное решение представляет собой экстремальный случай, что позволяет сделать заключение, что разогревание за счет тектонического трения в тепловой эволюции литосферы играет подчиненную роль и не может быть причиной значительных структурных перестроек.

В мозаичных поясах наблюдаемое закономерное изменение теплового потока в зависимости от возраста коры может быть объяснено остыванием внедрившегося в литосферу астенолита (термаля). Приведем модельный расчет тепловой эволюции литосферы в процессе ее наращивания за счет внедрения разогретого вещества с большей глубины для одномерной модели.

В качестве начального условия принято распределение температуры, соответствующее зонам деструкции – аналогам рифтогенных структур. В современных рифтах литосфера имеет мощность приблизительно 20–25 км, а ниже этой глубины идет нарастание температуры с адиабатическим градиентом. Именно такая термограмма принята в модели для времени  $t = 0$  (рис. 5). Задача решалась при условии постоянного теплового потока на нижней границе, составляющего 40 мВт/м<sup>2</sup>. Достаточно долгая (до 1 млрд лет) инвари-

антность теплового потока из мантии на глубине 350–400 км, вероятно, также нарушается, так как должно происходить уменьшение потока из-за истощения радиоактивных элементов в мантии.

Моделирование при таких условиях показало, что происходят уменьшение геотермического градиента в верхней части литосферы и кристаллизация вещества, а также постепенное повышение температуры на глубине 360 км из-за малой скорости распространения кондуктивного тепла. Однако для первых 10 млн лет после образования надвига за счет демпфирующего эффекта теплоты фазового перехода температура на нижней границе слабо изменяется. Но затем подъем температуры становится очень заметным. Так, через 50 млн лет температура на глубине 120 км повышается на 200 °С, через 100 млн лет – на 250 °С. Темп приращения температуры со временем уменьшается. При этом на промежуточных глубинах продолжает существовать зона с адиабатическим градиентом температуры. Для момента времени  $t = 10$  млн лет эта зона располагается в интервале глубин 80–240 км, для  $t = 50$  млн лет – 160–220 км, для  $t = 80$  млн лет – 180–210 км. Эти зоны адекватны, по-видимому, астенолинзам или астенопластинам [Тектоническая расслоенность..., 1980], расположенным внутри более вязкой литосферы.

Через 1000 млн лет в распределении температуры наступает квазистационарное состояние, при котором глубина фракционного плавления составляет 250–260 км и исчезают изолированные астенолинзы с адиабатическим геотермическим градиентом внутри них.

Изменение теплового потока с поверхности Земли в данной модели сравнивается с кривой изменения теплового потока в зависимости от времени последней стадии тектономагматической активизации, полученной Б.Г. Поляком и Я.Б. Смирновым [1968] в результате статистической обработки геотермических данных по разновозрастным тектоническим областям (см. раздел “Региональные исследования...”). Близкое совпадение кривых объясняется тем, что авторы этой зависимости при анализе пространственного распределения теплового потока располагали в основном данными по мозаичным структурам с возрастом более 50 млн лет. К тому времени были лишь немногочисленные измерения теплового потока в мезозойских и палеозойских складчатых поясах линейного типа.

Таким образом, модель остывания и кристаллизации астеносферы удовлетворяет наблюдаемому распределению геотермического поля в разновозрастных мозаичных зонах. Это позволяет предложить физическое объяснение наблюдаемой зависимости: тепловой поток – тектонический возраст (“heat flow – age dependence”). Как указывалось выше, статистически значимые отклонения от этой зависимости связаны с нестационарными возмущениями геотермического поля при структурно-вещественных перестройках литосферы.

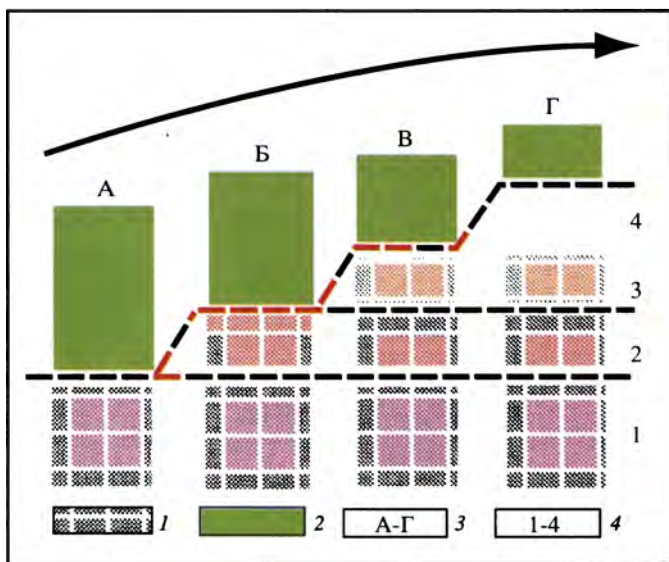
### **3D-геотермические модели осадочных бассейнов**

Использование метода термотомографии [Хуторской и др., 2003], основанного на объемной интерполяции геотермического поля, продемонстрировало возможность обнаружения аномалий температуры и теплового пото-

К статье М.Г. Леонова  
**“ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ...”**

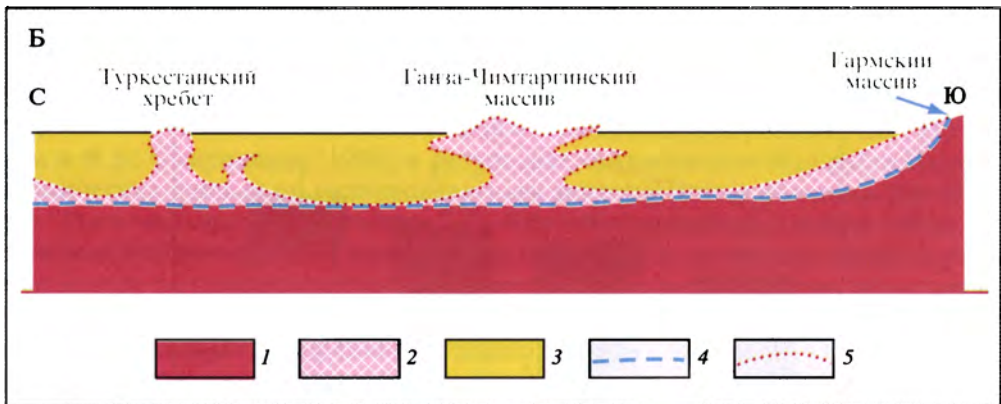
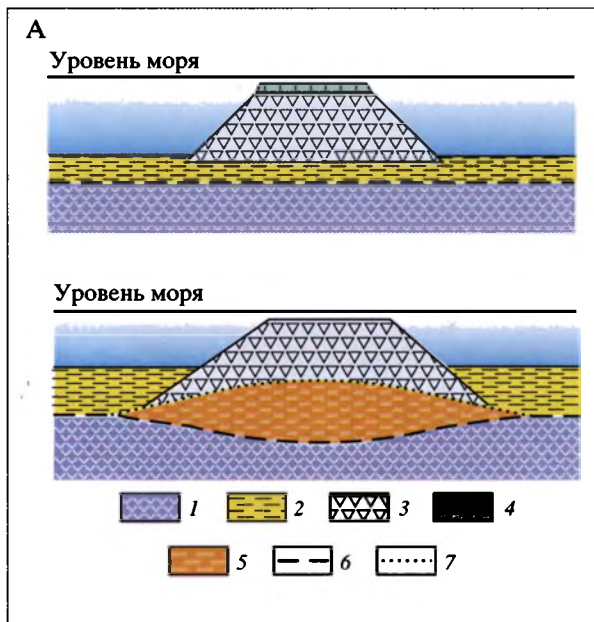


**Рис. 1.** Схема, отражающая различные механизмы аккрецирования корового слоя континентов



**Рис. 2.** Схема, отражающая вертикальное аккрецирование консолидированного корового слоя и “перескок” границы фундамент–чехол на все более высокие уровни разреза земной коры

1 – фундамент; 2 – чехол; 3 – последовательные стадии развития корового слоя; 4 – последовательное смещение раздела фундамент–чехол. Пунктиром показаны первичная и промежуточные границы консолидированного и неконсолидированного слоев земной коры



**Рис. 3.** Возникновение новых объемов консолидированной коры в пределах Южного Тянь-Шаня

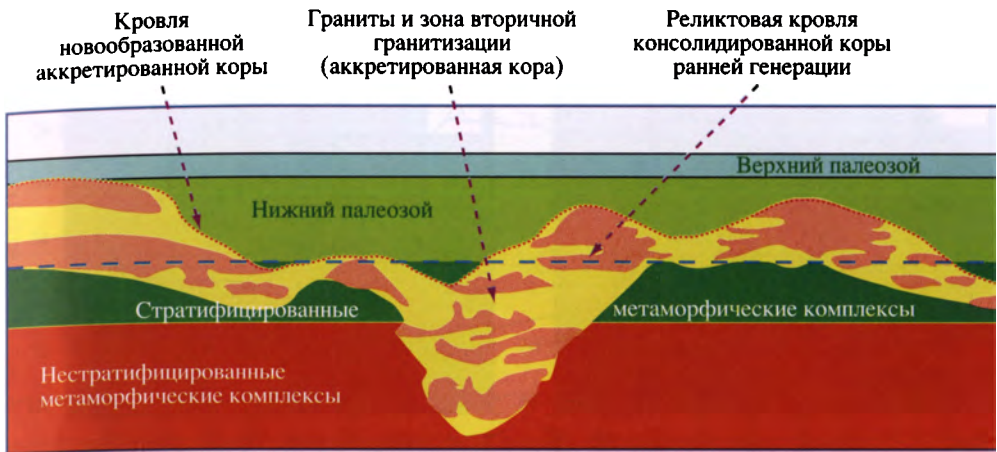
А – формирование объемов квазиконсолидированной коры в подошве палеовулканических гряд (атоллов, гайотов)

1 – породы палеоокеанической коры; 2 – вулканогенно-осадочные отложения палеоокеанического бассейна; 3 – базальтовое основание внутриокеанических гряд; 4 – рифовые известняки; 5 – метаморфические сланцы, сформированные за счет структурно-вещественной переработки базальтов в основании рифовых построек и сопряженных с ними осадочных отложений; 6, 7 – границы: 6 – коры первой генерации (океанический фундамент); 7 – квазиконсолидированной коры второй генерации

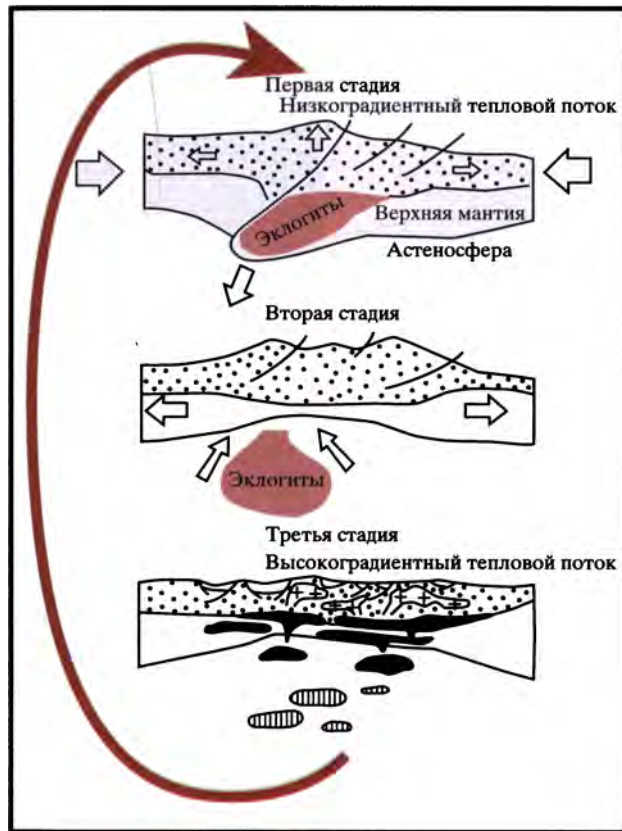
Б – соотношение границ консолидированного слоя разных генераций

1 – “гранитно-метаморфический” фундамент (консолидированная кора третьей генерации); 2 – “метаморфический” фундамент (квазиконсолидированная кора второй генерации); 3 – “складчатый фундамент” (неконсолидированные комплексы палеозоя); 4, 5 – поверхности фундамента: 4 – “гранитно-метаморфического”, 5 – “метаморфического”





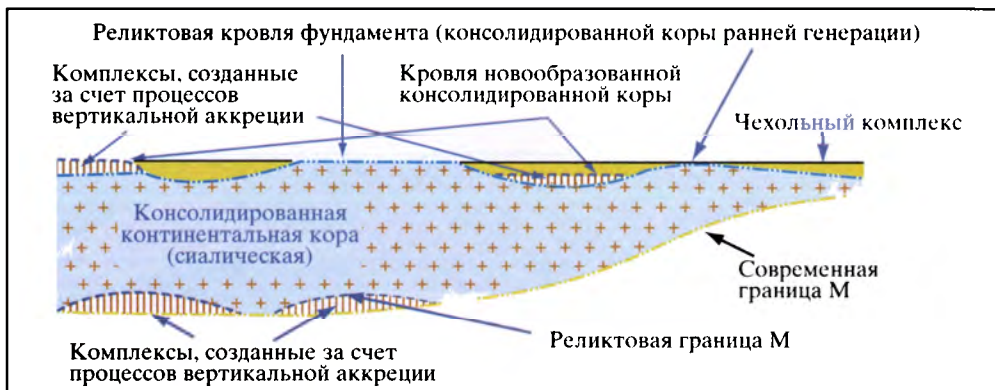
**Рис. 4.** Схематический разрез, отражающий процесс вертикального аккрецирования корового слоя в Осевой зоне Пиренеев (использованы данные: [Руттен, 1963; Guillard, 1959])



**Рис. 9.** Схема эволюции литосферы коллизионных поясов [Вертикальная аккреция..., 2002]

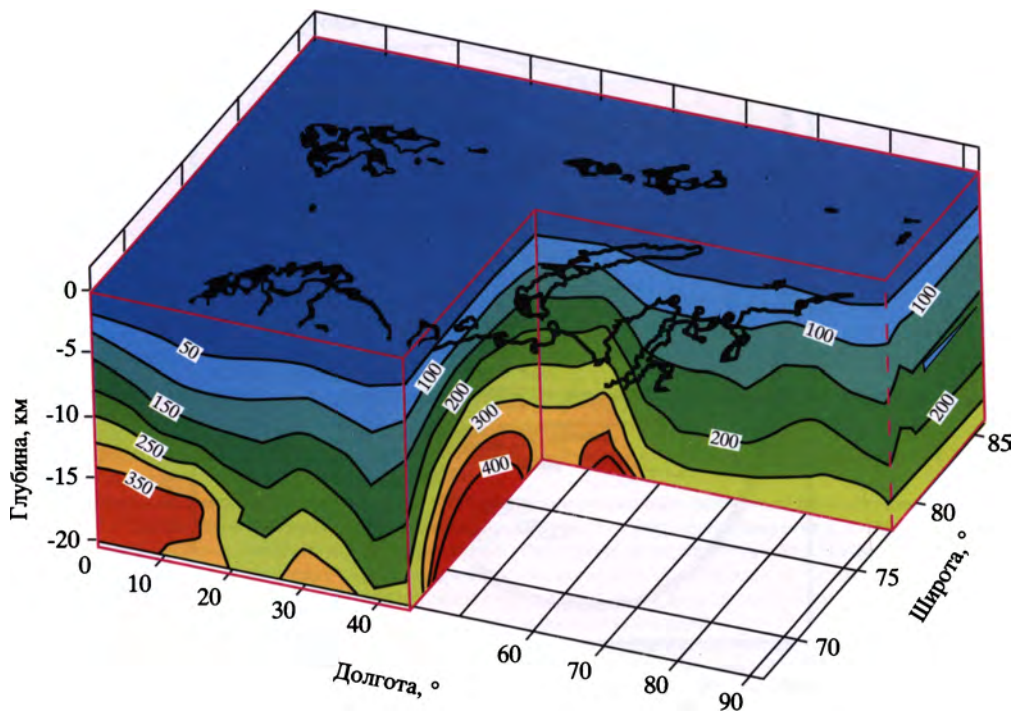
Схема отражает многократно повторяющийся цикл эволюции литосферы складчатых поясов, связанной с взаимодействием системы «кора–мантия», конечным результатом которой является возникновение литосферы кратонного типа



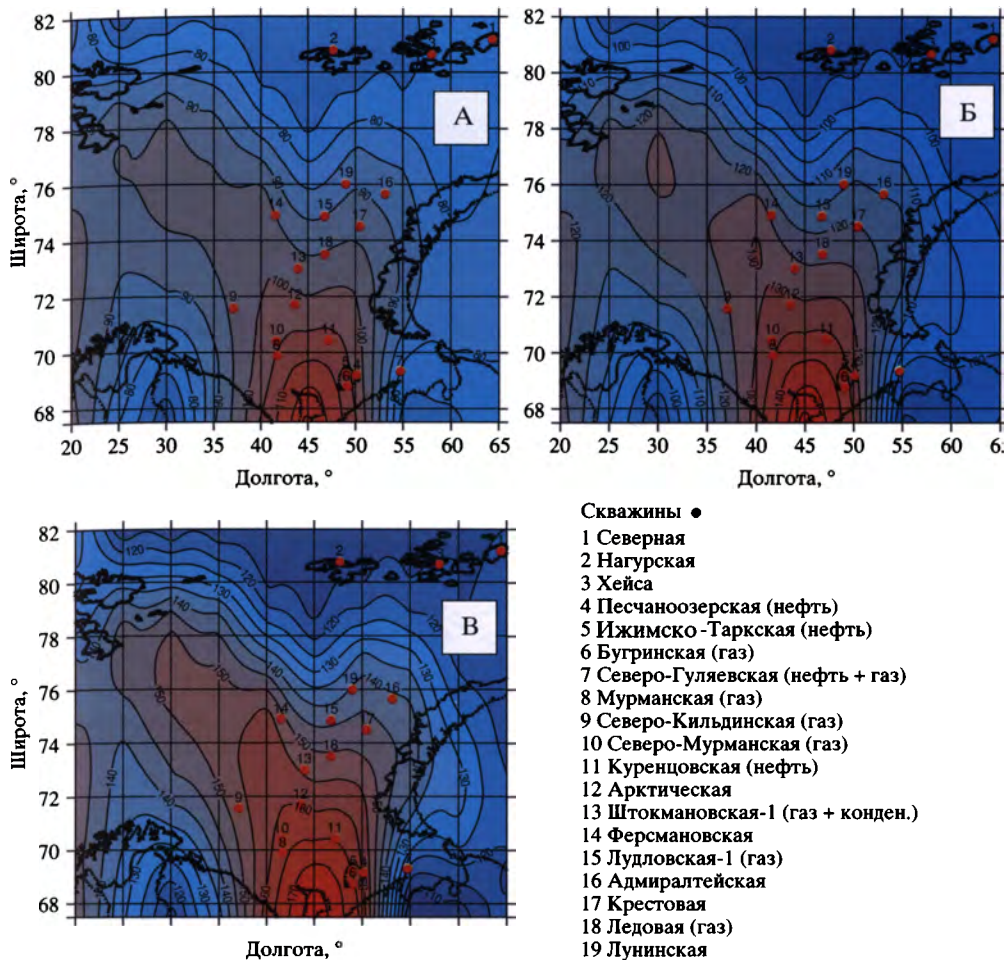


**Рис. 11.** Условная схема соотношения границ консолидированной коры с границами фундамента и аккрецированными комплексами

К статье М.Д. Хуторского и др.  
**“СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕРМИИ”**

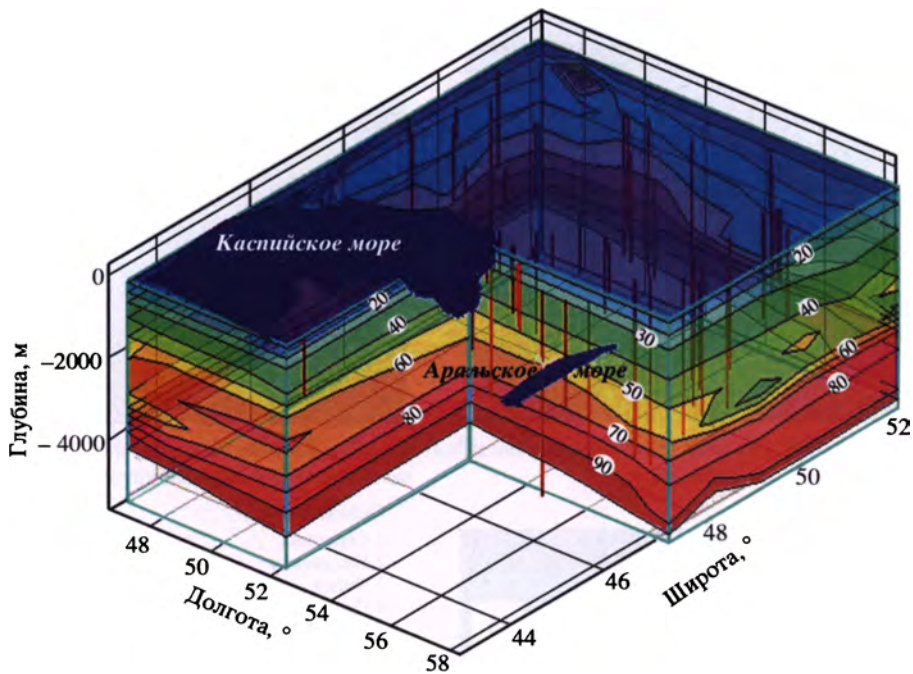


**Рис. 6.** 3D-модель распределения глубинных температур (в °С) в Баренцево-Карском регионе

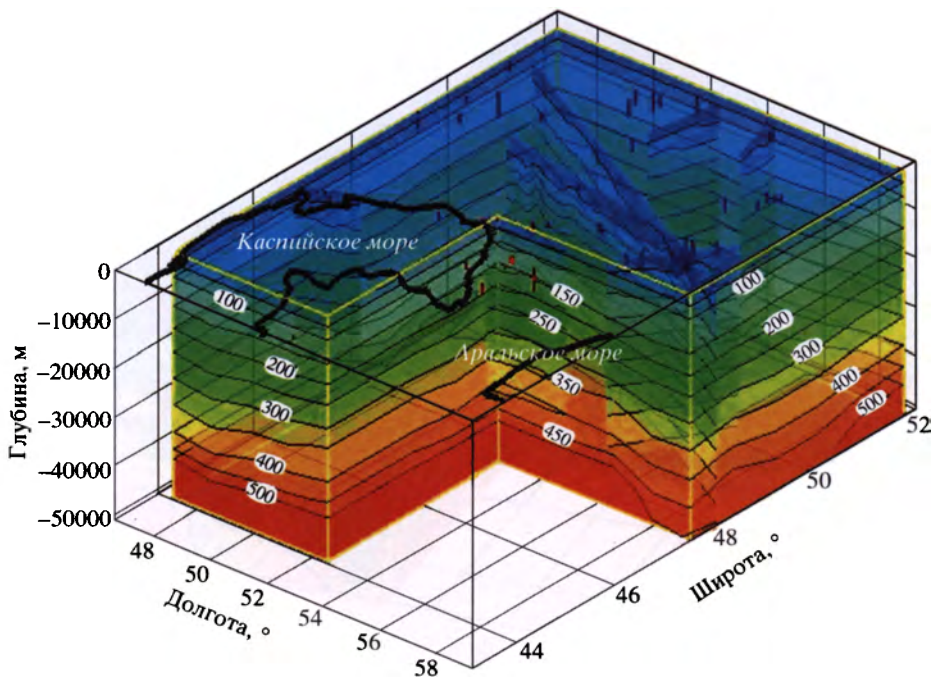


**Рис. 7.** Температурные карты-срезы на глубине 3 км (А), 4 км (Б) и 5 км (В) в Баренцевом море

Точками показано расположение открытых месторождений углеводородов



**Рис. 8.** 3D-модель, показывающая расположение скважин (вертикальные линии) и фактическое распределение температур (в °С) в Прикаспийской впадине



**Рис. 9.** 3D-модель распределения температур (в °С) в земной коре Прикаспийской впадины. Показано расположение скважин (вертикальные линии) и температурных разрезов вдоль профилей ГСЗ



“МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПУТИ К ВИТАСИНТЕЗУ”

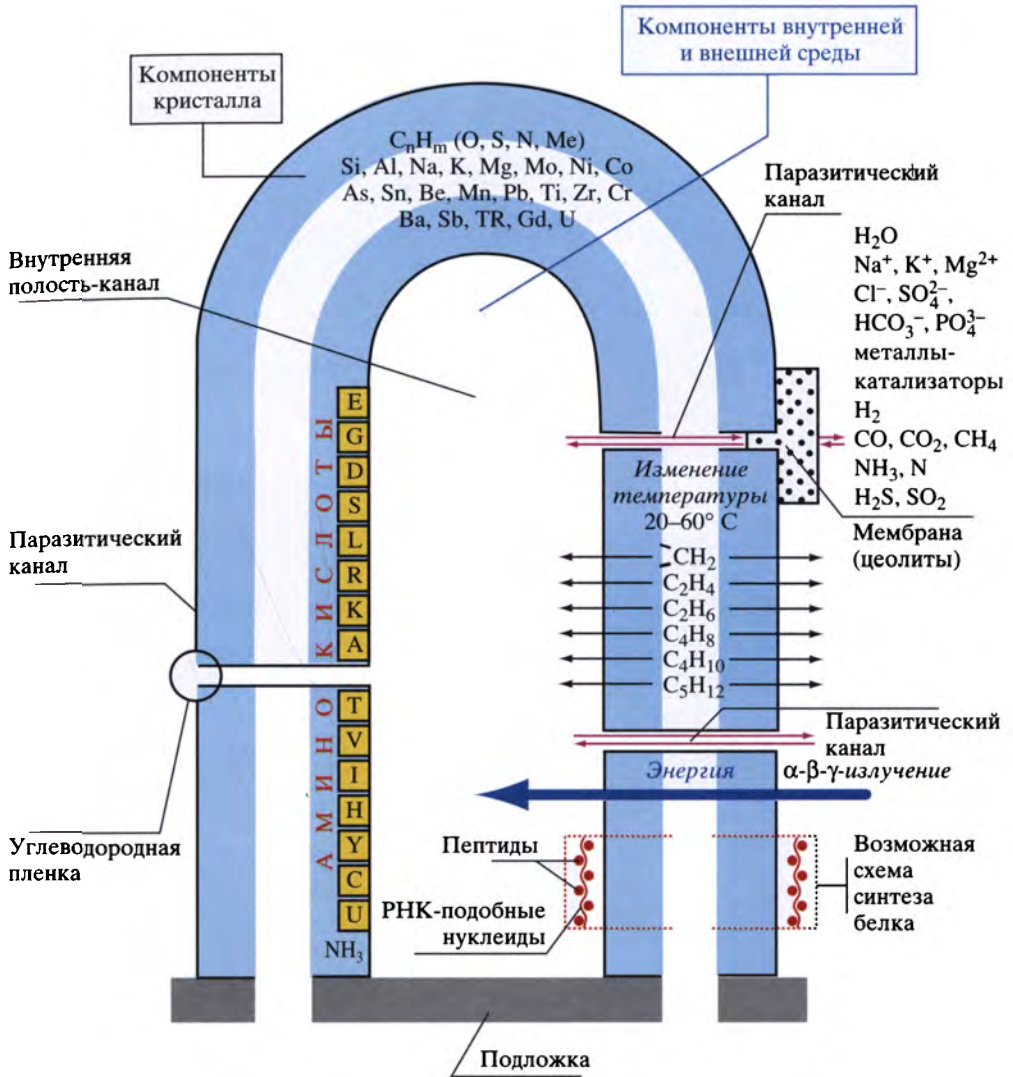


Рис. 2. Реальная экосистема кристалла фиброкерита

**Louis Pasteur** : "La génération spontanée, je la cherche sans la découvrir depuis vingt ans... Qui vous dit que le progrès incessant de la science n'obligera pas les savants qui vivront dans un siècle, dans mille ans, dans dix mille ans... à affirmer que la vie a été de toute éternité et non la matière ?"



# Les chimistes et les origines de la vie

1922. **Alexandre Oparin** propose une théorie selon laquelle les composés organiques qui composent les êtres vivants se seraient formés au cours d'une évolution chimique.

Si la génération spontanée est impossible aujourd'hui, c'est que la vie elle-même a profondément transformé l'environnement terrestre, en particulier en enrichissant l'atmosphère en oxygène.

Pour Oparin, les molécules organiques qui apparaissent dans la soupe primitive s'assemblent rapidement et forment des "coacervats", précurseurs des cellules. A sa suite, d'autres chercheurs pensent que la vie est d'abord définie par l'existence de vésicules indépendantes (voir l'article page 29)



**Autoréplication et monde à ARN**

## La soupe primitive

Les éléments constitutifs de la vie viennent-ils de l'espace ?

1969. La **météorite de Murchison**, tombée en Australie, contenait dix-sept acides aminés et de nombreuses autres molécules organiques : des molécules qui entrent dans la composition du vivant se forment dans l'espace.



1905. **Svante Arrhenius** propose que la vie serait arrivée sur Terre sous forme de "spores" poussées par le rayonnement cosmique.

1960. **Juan Oro** synthétise de l'adénine, l'un des groupements qui entre dans la composition de l'ADN, en laissant simplement réagir du cyanure d'ammonium dans l'eau. Il obtient ensuite de la guanine par des réactions semblables.



1953. **Stanley Miller** teste la théorie d'Oparin.

Il fait passer des éclairs électriques dans une atmosphère composée d'eau, d'ammoniac, de méthane et d'hydrogène. Il observe la formation d'acides aminés, les molécules constitutives des protéines. On sait aujourd'hui que l'atmosphère primitive de la Terre était beaucoup moins réductrice que le mélange utilisé par Miller.



Рис. 4. Создатели учения об абиогенезе (в представлении журнала La Recherche, 2000, N 36, p. 32–33)



**Charles Darwin** : "Mais si (et quel enorme si !) nous pouvions concevoir dans quelque petite mare chaude toutes sortes de sels d'ammonium et de phosphate, de la lumiere, de la chaleur, etc., pour qu'un composé proteique puisse se former par voie chimique, prêt a subir des changements encore plus complexes"

Fin des années 1960. **Leslie Orgel, Francis Crick et Carl Woese** proposent que le génome des premiers organismes vivants était constitué de molécules d'ARN capables de s'auto-repliquer.

Sol Spiegelman étudie l'évolution de l'ARN au fil de ses replications en présence d'une enzyme.

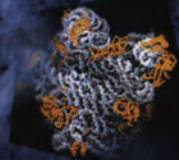
Années 1970 et 1980. **Orgel** étudie l'autoreplication de molécules d'ARN : en présence d'un catalyseur, par exemple un métal, et de nucléotides, une chaîne d'ARN peut se repliquer.



1982. Les équipes de **Thomas Cech** et **Sidney Altman**, découvrent les ribozymes, des ARN qui se comportent comme des enzymes et catalysent des réactions chimiques.



2000. Les équipes de **Thomas Steitz** et **Peter Moore**, d'**Ada Yonath**, et de **V. Ramakrishnan**, publient la structure du ribosome, l'organe cellulaire où sont assemblées les protéines : il est majoritairement composé d'ARN, et c'est l'ARN qui catalyse la formation des protéines. Ceci suggère fortement que l'ARN a bien précédé les protéines dans l'évolution. (voir l'article page 34)



1986. **Walter Gilbert** explicite l'hypothèse qu'un "monde à ARN" a précédé notre "monde à ADN" : toutes les fonctions cellulaires essentielles auraient été réalisées par l'ARN.



1990. **Gerald Joyce**, **Jack Szostak**, et **Larry Gold** inventent une technique pour sélectionner et faire évoluer *in vitro* des molécules d'ARN en partant de populations de plusieurs millions de milliards de molécules. Ils explorent ainsi les capacités des ARN à catalyser des réactions chimiques nouvelles.



## Le métabolisme

1988. **Günter Wächtershäuser** propose une théorie originale selon laquelle la vie serait apparue en quelques microsecondes dans un milieu chaud, dépourvu d'oxygène, mais en présence de sulfure de fer et de sulfure d'hydrogène. L'origine de la vie serait une succession de réactions chimiques simples permettant de former des peptides à partir de monoxyde de carbone. (voir l'entretien page 109)



### A lire

- André Brack, *L'Évolution chimique et l'origine du vivant*, Masson, 1991
- Manfred Eigen, *Steps Toward Life*, Oxford University Press, 1992
- Marie-Christine Maurel, *Les Origines de la vie*, Syros, 1994
- *The Molecular Origins of Life*, édité par André Brack, Cambridge University Press, 1998
- Freeman Dyson, *Origins of Life*, Cambridge University Press, 1999
- John Maynard Smith et Eors Szathmari, *The Origins of Life*, Oxford University Press, 1999



**КОАЦЕРВАТНАЯ ТЕОРИЯ**  
А.И. Опарин (1924, 1975 гг.)



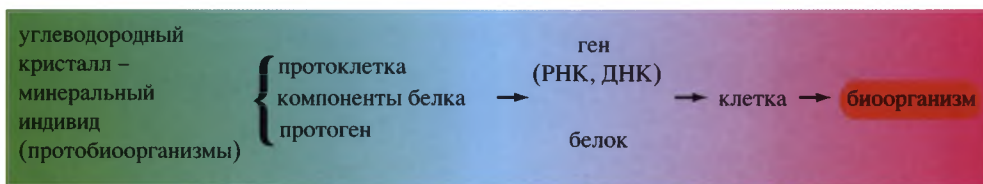
**ТЕОРИЯ ГИПЕРЦИКЛОВ**  
М. Эйген и др. (1981 г.)



**ТЕОРИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОГО ЗАХВАТА**  
А.Дж. Кернс-Смит (1971, 1982 гг.)



**ТЕОРИЯ МИНЕРАЛЬНОГО ОРГАНИЗМОБИОЗА**  
(Углеродная кристаллизация жизни)  
Н.П. Юшкин (1994, 1999, 2000 гг.)



**Рис. 3.** Основные теории абиогенеза

*Коацерватная теория* – работы: [Опарин, 1924; Оparin, 1975]; *теория гиперциклов* – работы: [Eigen et al., 1981]; *теория генетического захвата* – работы: [Carins–Smith, 1971, 1982]; *теория минерального организмобиоза* – работы: [Yushkin, 1994; Юшкин, 1999, 2000]

К статье М.А. Федонкина  
“ИЗМЕНЕНИЕ ДОСТУПНОСТИ МЕТАЛЛОВ...”

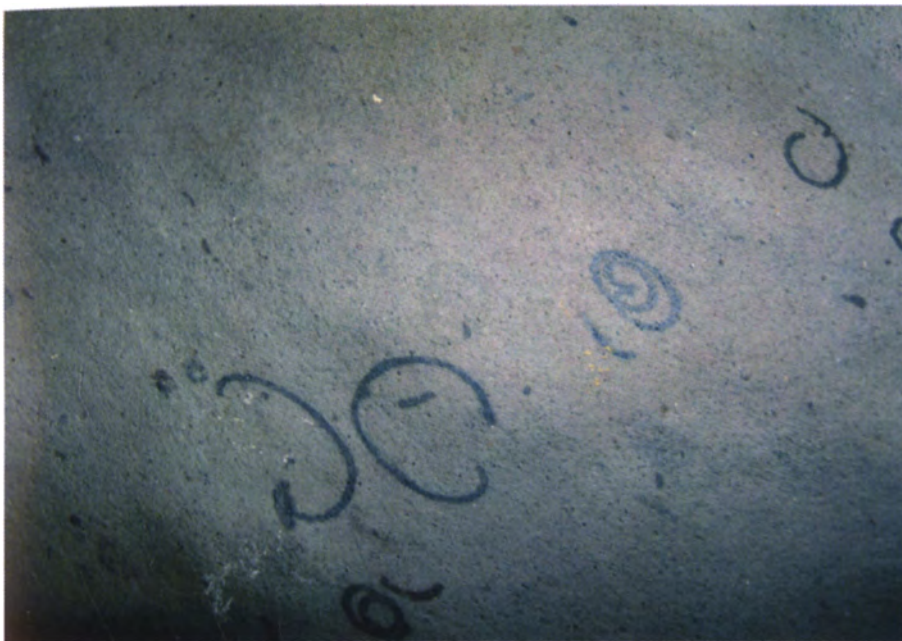


Рис. 2. Макроскопические эвкариотные водоросли *Grypania* (нат. вел.), формация Негони Айрон, Мичиган, возраст 2,1 млрд лет [Nap, Ruppel, 1992], в более поздних работах – 1,9 млрд лет [Knoll, 2003]

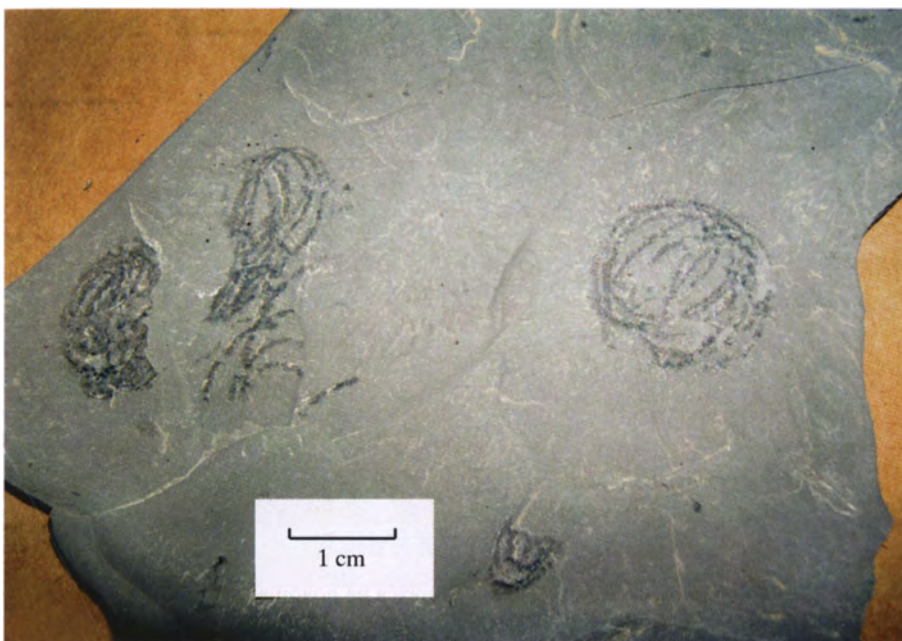


Рис. 3. Макроскопические эвкариотные водоросли *Grypania*, сланцы Грейсон, надсерия Белт, Монтана, возраст 1,3 млрд лет [Walter et al., 1976]





**Рис. 4.** *Horodyskia*, макроскопические формы колониальных эвкариотных организмов тканевой организации, предположительно, животной природы; формация Апикуни, надсерия Белт, возраст 1,5 млрд лет [Fedonkin, Yochelson, 2002]



**Рис. 5.** *Horodyskia*, несколько колоний, сохранившихся на подошве песчаника, подсерия Манганиз, Западная Австралия, возраст 1,4 млрд лет [Grey et al., 2003]

Окаменелости в изобилии обнаружены в узком стратиграфическом интервале и прослежены на расстоянии более 400 км в бассейне Бангемол





**Рис. 8.** *Kimberella*, моллюскоподобный организм [Fedonkin, Waggoner, 1977], отпечаток вентральной стороны тела на подошве песчаника, ергинские слои, венд, Зимний Берег Белого моря



**Рис. 9.** Отпечаток тела *Kimberella*, сохранившийся вместе с характерными следами питания в виде вееровидно ориентированных борозд, оставленных в осадке длинным вворачиваемым хоботком, венд, Белое море





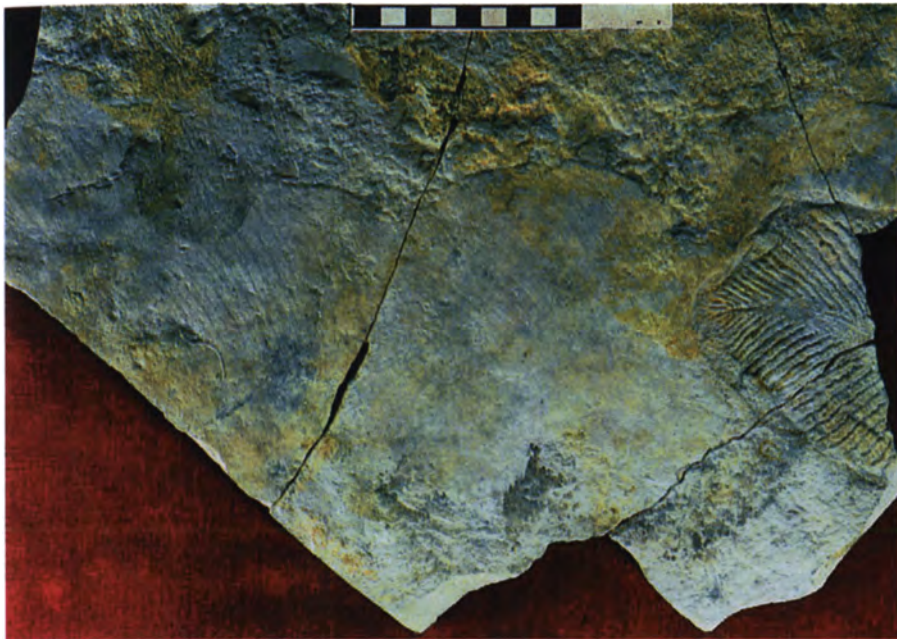
**Рис. 10.** Отпечатки и следы ползания небольших экземпляров *Kimberella*, погребенных тонким слоем песка и пытавшихся выбраться из-под осадка, венд, Белое море



**Рис. 12.** *Yorgia*, крупный билатеральный организм, достигавший 30 см в длину, представитель вымершего типа Proarticulata [Федонкин, 1985]

Слева сохранилась сглаженная поверхность отпечатка вентральной стороны тела, венд, Белое море



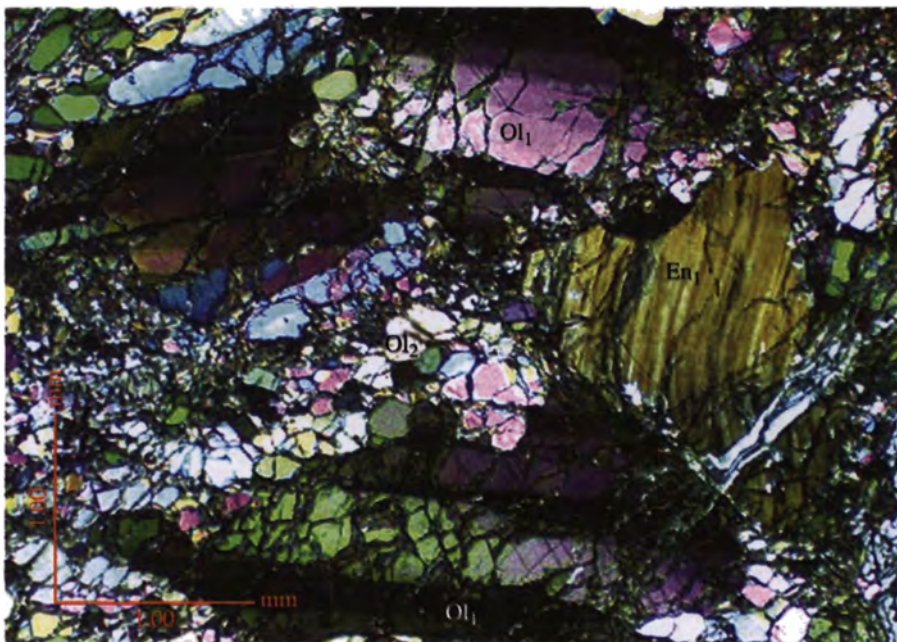


**Рис. 14.** Фрагмент отпечатка тела *Yorgia* и длинный след перемещения животного в виде сглаженной поверхности с характерными поперечными бороздками

След на поверхности донного осадка сохранился благодаря слизи, обильно выделявшейся животным

*К статье Г.Н. Савельевой*

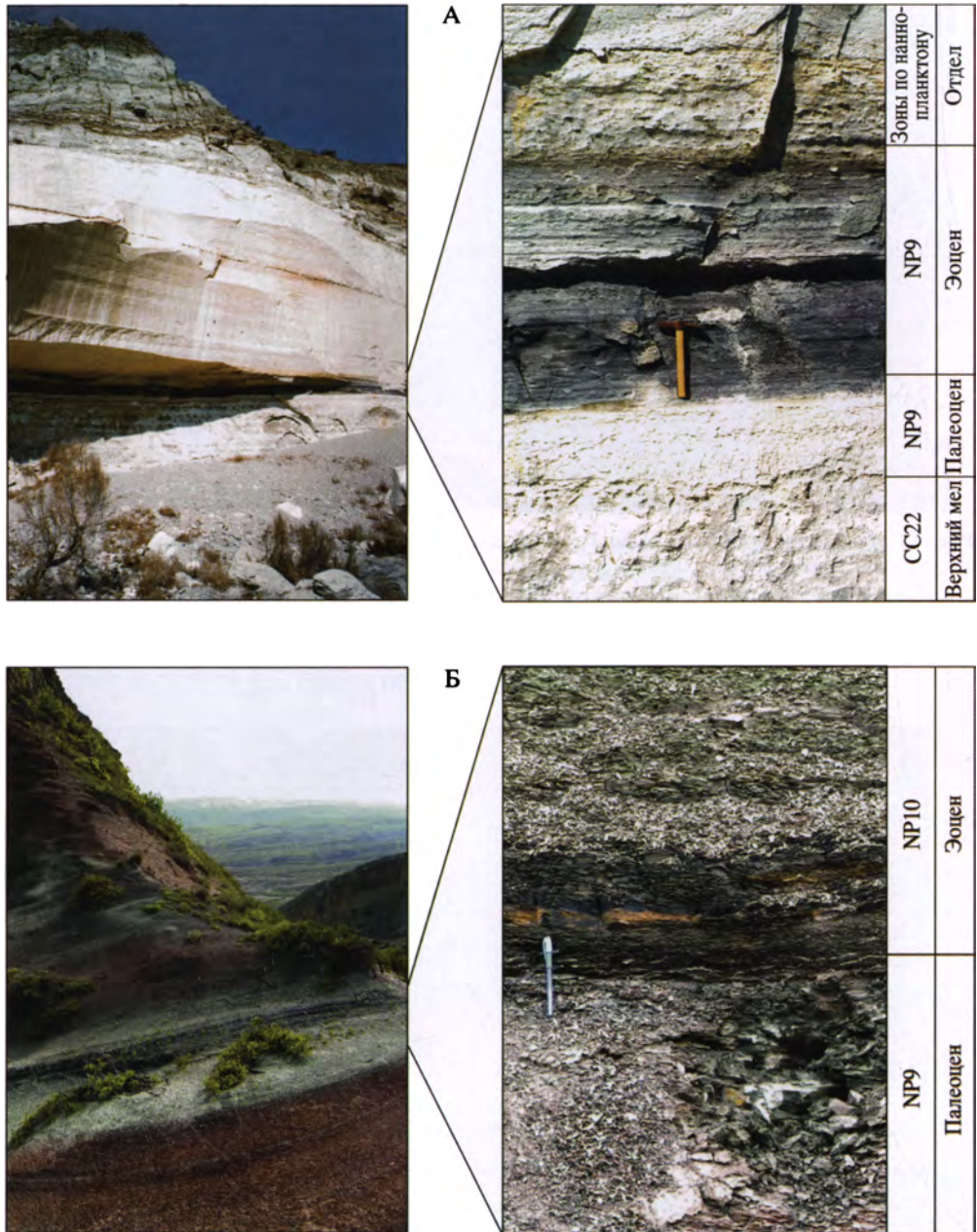
**“ОСТАТОЧНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ...”**



**Рис. 4Г.** Рекристаллизация оливина и энстатита в гарцбургите

Микрофотография, николи скрещены. Крупное зерно прооливина –  $O_1$  – с субпараллельной ориентировкой полос излома рассечено зонами синдеформационных неомест оливина –  $O_2$ ; протоэнстатит –  $En_1$  – деформирован и корродирован по краям неоместами оливина

К статье Ю.О. Гаврилова, Е.А. Щербининой  
 “ГЛОБАЛЬНОЕ БИОСФЕРНОЕ СОБЫТИЕ...”



**Рис. 7.** Сапропелитовый горизонт, отвечающий интервалу ИЕТМ в северо-восточном Перитетисе

А – разрез Актумсук (Западное Приаралье); Б – разрез Сулак (Восточный Кавказ)



ка, которые совершенно не проявлялись при анализе одно- или двухмерного распределения этих параметров.

Особенно ярко большая информативность 3D-геотермических моделей по сравнению с 1D- и 2D-моделями проявляется в мозаичных изометричных структурах, которыми, в большинстве случаев, являются впадины осадочных бассейнов.

В наших работах 1998–2004 гг. [Подгорных, Хуторской, 1998; Подгорных и др., 2001; Хуторской, Подгорных, 2001; Хуторской и др., 2003, 2004] была показана связь температурных аномалий с выявленной нефтегазоносностью недр в Печорском бассейне Баренцева моря, в Южно-Карской впадине, в южной части Моря Лаптевых, в районах Южной Эмбы, Мангышлака и Астраханского свода. Было предложено понятие “термический купол” как визуальное проявление этой связи: локализация месторождений углеводородов была приурочена к термическим куполам – зонам подъема изотерм. Термические купола не выделялись при одно- или двухмерном термическом моделировании, так как подобная постановка задачи не позволяла “заглянуть за линию профиля”.

Таким образом, 3D-геотермические модели обусловили появление дополнительного поискового признака при разведке углеводородов на акваториях и на суше.

Физический смысл связи локализации термических куполов и площади нефтегазоносности заключается в том, что сами купола могут появиться при сосуществовании двух факторов: при наличии контраста теплопроводности внутри слоев осадочного чехла и при отклонении залегания слоев от плоскопараллельного – это так называемые структурно-теплофизические неоднородности. Следовательно, распределение температурного поля фактически отражает локализацию структур-ловушек.

Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований – от всего осадочного бассейна до локальной структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором – как поисково-разведочный. Естественно, мы отдаем себе отчет в том, что эта методика не должна применяться автономно, а только как дополнительный метод в комплексе геолого-геофизических работ на углеводородное сырье.

Реализация термотомографического метода основана на применении комплекса компьютерных программ, часть из которых разработана непосредственно авторами, а часть – адаптирована из готовых фирменных программных продуктов непосредственно для решения задач по объемному геотермическому моделированию.

Вдоль каждого из сейсмических профилей нами проводилось геотермическое моделирование с помощью пакета для расчета нестационарного теплового поля “TERMGRAF” [Хуторской, 1996].

Для решения задачи о распределении температур в разрезе используется численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки. В программе предусматривается сетка  $41 \times 41$  узел (т.е. решается двумерная задача), линейные размеры узла по осям  $X$  и  $Z$  возможно изменять по требованию опе-

ратора. Внутри области моделирования задаются конфигурация контрастных сред и их теплофизические свойства: температуропроводность  $a$  (в  $\text{м}^2/\text{с}$ ), теплопроводность  $k$  (в  $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ) и нормированная плотность тепловых источников  $Q/(c \cdot \rho)$  (в  $\text{К}/\text{с}$ ). В расчетной части комплекса задаются линейные размеры области моделирования ( $L_x$  и  $L_z$ , в км), которые определяют линейные размеры узла ( $L_x/41$  и  $L_z/41$ ), а также временной интервал дискретизации решения (в млн лет). Временной шаг итерационного процесса автоматически выбирается программой и рассчитывается как  $\tau = 10^{-7} \cdot (Z^2/4a)$ , где  $Z$  – толщина области моделирования.

В результате решения уравнения теплопроводности методом конечных элементов:

$$\left( k_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + k_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + A(x, z) = c\rho \frac{\partial T}{\partial \tau}, \quad (1)$$

где  $k$ ,  $c$ ,  $\rho$ , соответственно, – теплопроводность, теплоемкость и плотность слоев литосферы;  $A(x, z)$  – плотность источников тепла в слое;  $\tau$  – время, мы получаем распределение температур и тепловых потоков  $q(z)$  и  $q(x)$  для принятой теплофизической среды в конечный момент временного этапа дискретизации. Полученный файл результатов переименовывается в файл начальных температур и на следующем этапе начинается расчет с конечного момента предыдущего этапа. Возможность дискретизации решения удобна, если есть необходимость изменить теплофизическую среду в связи со структурно-вещественными перестройками геологического разреза, задать распределение новых источников и стоков тепла, а также просмотреть результаты расчета палеотемпературного поля. Если в модели требуется задать теплоперенос, то его можно имитировать установкой граничных температур и/или адиабатического градиента в интервале глубин, на которые распространяется конвекция.

Для каждого профиля при моделировании задаются краевая температура на верхней границе в соответствии с метеорологическими данными, и тепловой поток – на нижней границе ( $q_{\text{гр}}$ ), соответствующий измеренному в ближайших скважинах значению ( $q_{\text{набл}}$ ) за вычетом теплового потока, генерируемого в слое земной коре выше нижней границы области моделирования при спонтанном распаде долгоживущих радиоизотопов ( $q_p$ ), т.е.  $q_{\text{гр}} = q_{\text{набл}} - q_p$ .

Последний рассчитывается на основании сейсмической информации о мощности слоя ( $z_i$ ) и его составе, а также из общепринятых традиционных величин удельной теплогенерации ( $A(x, z)$ ) для соответствующего типа пород:  $(q_p)_i = A(x, z) \cdot z_i$  [Смыслов и др., 1979].

Точность расчетов оценивается по двум критериям: во-первых, – по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, – по совпадению температур на пересечении профилей.

Построение трехмерной региональной геотермической модели производится с помощью пакета трехмерной графики “TEC PLOT v.7.0” (Amtec Engineering Inc.), который позволяет провести объемную интерполяцию на-

блюденного поля (в нашем случае: температуры, теплового потока, а также структурных сейсмических границ) в координатах: “широта–долгота–глубина”. Для подготовки файлов данных в формате “TECPLOT v.7.0” нами была написана специальная программа, которая при задании координат начала и конца профиля, а также интервала разбиения по глубине производит трансформацию текстового файла, содержащего результаты термического моделирования, в формат базы данных “TECPLOT”. Программа “TECPLOT” предусматривает трехмерную интерполяцию по сетке любой конфигурации. В большинстве случаев используется неравномерная сетка, “привязанная” к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур. Таким образом, уравнение (1) дополняется

третьей недостающей производной  $\left(k_y \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right)$  и “превращается” в трех-

мерное уравнение теплопроводности. Результаты расчета температурного поля с помощью интерполяционного приближения будут отличаться от результатов, получаемых с помощью решения прямой задачи для трехмерной среды, только на величину искажений, обусловленных пертурбацией теплового потока вдоль оси  $Y$ . Однако многолетний опыт двухмерного термического моделирования показывает, что эта величина ничтожно мала. Например, для типичной структуры осадочного бассейна (для надсолевого комплекса Прикаспийской впадины) тепловой поток вдоль оси  $Y$  составляет не более  $0,04$  мВт/м<sup>2</sup>, т.е. на три порядка ниже фоновой величины глубинного теплового потока. Следовательно, получение трехмерного распределения температур с помощью объемной интерполяции практически адекватно решению прямой задачи для объемного теплового поля.

Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и теплопроводностей, задавалась на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов.

Для того чтобы перейти к трехмерной модели, все профильные створы помещаются на единый трехмерный плот в координатах: “широта–долгота–глубина”.

Точность расчетов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет  $\pm 150$  м, что при средней глубине расчета температур 30 км дает относительную погрешность 0,5%.

Проанализируем результаты моделирования, полученные для Западно-Арктического и Прикаспийского бассейнов.

В Западно-Арктическом бассейне наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к п-ову Канин, о-ву Колгуев и архипелагу Новая Земля, а также в Южно-Карской впадине. Это естественно вызывает появление темпера-



турных аномалий на глубинных срезах. Величина аномалий температуры относительно фоновых значений изменяется от  $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$  на глубине 3 км (при фоновых температурах  $90\text{--}100\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) до  $+40\text{ }^{\circ}\text{C}$  на глубине 5 км (при фоновых температурах  $125\text{--}140\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Однако эти аномалии связаны не столько с незначительно повышенным глубинным тепловым потоком в этом районе, сколько с относительно пониженной теплопроводностью разреза, так как в сторону континента увеличивается мощность сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Тем не менее, юго-восточная и восточная части Баренцева моря характеризуются подъемом изотермических поверхностей, в том числе и тех, которые контролируют температурный интервал катагенеза углеводородного вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность уже открытых нефтегазовых месторождений именно к “температурному куполу” на юго-востоке и востоке моря, что хорошо иллюстрируется на рис. 6 и 7, см. цв. вкл.

Мы не исключаем возможность нахождения месторождений в других частях Баренцева моря на большей глубине. Пользуясь теми же интерпретационными критериями о приуроченности месторождений к температурному интервалу катагенеза, можно предположить их нахождение на глубинах 6–8 км в юго-западной и западной частях моря и на глубинах 5,5–7 км – в северо-западной части.

По-видимому, сходная ситуация существует и в Карском море – термический купол Южно-Карской впадины пространственно совпадает с локализацией крупнейших месторождений углеводородов – Русановским и Ленинградским месторождениями (см. рис. 6).

Подъем изотерм, формирующих “термический купол”, выявлен и в Море Лаптевых. Пространственно он приурочен к району акватории между о-вом Столбовой и устьем р. Яна. Можно предположить, что южный сектор моря Лаптевых является наиболее перспективным регионом для проведения геолого-разведочных работ на углеводородное сырье.

Особенностью строения осадочного чехла Прикаспийской впадины является присутствие в разрезе эвапоритов кунгурского яруса перми, имеющих форму куполов и штоков вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости. Они представлены в основном каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослоями разной мощности сульфатно-терригенных пород – аргиллитов, песчаников и ангидритов. Углы падения этих пород изменяются от нескольких градусов до  $75^{\circ}$ , что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов.

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она лежит в пределах  $5\text{--}5,5\text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ , значительно превышая теплопроводность вмещающих терригенных пород, которая составляет  $1,6\text{--}2,0\text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ . Такой резкий контраст теплопроводности при крутых углах наклона границ раздела сред обуславливает сильное перераспределение глубинного теплового потока. Как и другие потенциальные поля, он распространяется по пути наименьшего сопротивления, т.е. концентрируется в теле соляных куполов и разряжается в межкупольных зонах.

Таким образом, рефракция теплового потока – эта главная причина неоднородности теплового поля в Прикаспийской впадине. Анализируя эмпи-

рические данные, можно видеть, что положительные аномалии теплового потока над соляными куполами создаются, в основном, за счет структурно-геологических неоднородностей и присутствия “тепловодов” – толщ каменной соли. Другие возможные причины появления аномалий: генерация тепла за счет радиоактивного распада и экзотермических реакций, выделение тепла при трении и за счет тепломассопереноса при галокинезе, как показывают количественные оценки [Хуторской, 1982], не превышают первых процентов от величины влияния структурно-теплофизического фактора.

Основой для построения трехмерной картины распределения температур и других геотермических параметров явились данные о термометрии скважин, проводившиеся как во время производственного термокаротажа, так и в ходе специальных исследований.

Основной объем фактических данных по геотермии региона был собран в период составления Геотермической карты СССР [1972] и находился в архивах лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в виде копий термограмм. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее, явились основой наших исследований. В результате была получена информация о температурах в 115 скважинах региона, в том числе в 16 глубоких (4 км и более).

Трехмерная интерполяция проводилась по сетке произвольной конфигурации. В нашем случае была использована неравномерная сетка, “привязанная” к координатам скважин и к простирающему сейсмическим профилям, вдоль которых выполнялись двухмерные расчеты глубинных температур. Параметры интерполяции задавались таким образом, чтобы избежать необоснованных фактическими данными скачков глубинных температур в межскважинном и межпрофильном пространстве.

Из анализа рис. 8 (см. цв. вкл.) видно явное повышение температуры на глубинных срезах с северо-востока на юго-запад. Так, в восточной части впадины на границе с Мугоджарами, температуры на глубине 2 и 3 км составляют, соответственно, 40–45 и 60–65 °С, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – 55–60 и 70–75 °С. Это в первом приближении согласуется с выводом о снижении теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины, причиной которого являются нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока, проявившиеся на Южном Урале и в Мугоджарах [Хуторской, 1996].

Сходная картина наблюдается и в распределении геотермического градиента в интервале глубин 0–2 км. В том же юго-западном направлении его значения повышаются с 15 до 40–45 мК/м. Кажется, что уже на глубине 3–4 км величина градиента стабилизируется для всего региона на уровне 20–35 мК/м. Это явление можно интерпретировать по-разному. Во-первых, это можно объяснить стабильностью мощностей и теплопроводностей терригенных пород межкупольных впадин и подсолевого комплекса. Во-вторых, можно принять точку зрения некоторых исследователей геотермии Урала [Kukkonen et al., 1997; Шапов и др., 1997], указывающих на повышение геотермических градиентов с глубиной на Южном и Среднем Урале по данным измерений в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4, пробуренной на

западном крыле Тагильского синклиория. Таким образом, величина геотермического градиента в зоне сочленения Мугоджар и Прикаспийской впадины на глубинах более 3 км становится такой же, как и в центральной части впадины.

Другая трехмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0–50 км, включающего всю мощность коры в Прикаспийской впадине (рис. 9, см. цв. вкл.).

Для ее построения мы использовали данные о структуре и пластовых скоростях сейсмических волн вдоль профилей в пределах Прикаспийской впадины [Сейсмические модели..., 1980; Булин, Егоркин, 2000].

В соответствии с сейсмическим разрезом были приняты значения теплофизических свойств пород, которые использовались для расчета значений глубинных температур и теплового потока (табл. 5).

Как видно из таблицы, основными контрастными комплексами в разрезе являются соль и эклогиты, если принять, что последние действительно имеются в низах коры Центрально-Прикаспийской депрессии и ассоциируются с линзой высокоскоростных пород (7,9–8,1 км/с) мощностью до 10 км на глубинах 50–40 км.

При моделировании на нижней границе разреза задавался постоянный тепловой поток, значение которого было адекватно измеренному фоновому значению в глубоких скважинах этого региона за вычетом радиогенной теплогенерации в земной коре (см. табл. 5). Этот редуцированный тепловой поток составлял 23 мВт/м<sup>2</sup>. На верхней границе задавалась постоянная температура – температура “нейтрального слоя”, которая была рассчитана из анализа зависимости забойных температур от глубины скважин (рис. 10). Линейный фитинг данных позволил вывести формулу регрессии, связывающую температуру ( $T$ ) и глубину забоя ( $Z$ ):  $T = (274,86 + Z)/45,80$  [Хуторской и др., 2004]. Если принять  $Z = 0$ , то  $T = 6$  °С. С помощью регрессионной зависимости было также рассчитано значение среднего геотермического градиента в интервале глубин скважинных измерений (21,8 мК/м). На боковых границах в модели соблюдалось условие отсутствия латерального оттока тепла, т.е.  $\partial T/\partial x = 0$ .

Построение трехмерной матрицы температур основано на объемной интерполяции всех полученных численных данных, т.е. измерений по скважинам и расчетных данных по сейсмическим профилям. Как показало сравнение эмпирических и расчетных данных для скважин, лежащих на линии профилей, или для створов пересечений профилей, невязка в определении глубины нахождения одноименных изотерм весьма невелика. Она составляет всего  $\pm 50$  м при глубинах до 5 км или  $\pm 150$  м при глубинах до 40 км. Таким образом, относительная погрешность не превышает 1%.

Температуры в земной коре до глубины 50 км проявляют ту же тенденцию, что и в интервале бурения скважин, т.е. они плавно увеличиваются в юго-западном направлении (см. рис. 9). В восточной части впадины на границе М температура составляет 400 °С, т.е. такая же, как и под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар [Хуторской, 1996], а в Центрально-Прикаспийской депрессии, и особенно в районе Южной Эмбы, на М достигается температура 450–500 °С.

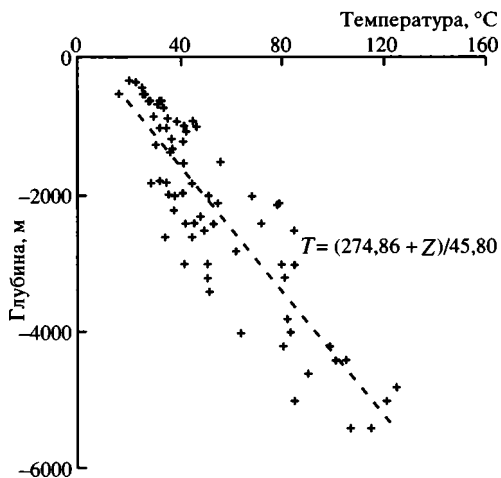
**Таблица 5.** Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность ( $\lambda \cdot 10^{-7}$ ), ( $\text{м}^2/\text{с}$ )	Теплопроводность, $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$	Теплогенерация, $\text{мкВт}/\text{м}^3$
Надсолевой комплекс терригенных пород	5,0	2,1	1,5
Каменная соль	12,0	5,9	0,4
Подсолевой комплекс терригенных пород	7,0	2,3	1,3
Метаморфический комплекс ( $v_{\text{гр}} = 6,6 \text{ км}/\text{с}$ )	8,0	2,5	1,5
Геофизический гранитный слой	6,0	2,5	1,8
Геофизический базальтовый слой	8,0	2,9	0,3
Эклогиты	10,0	3,2	0
Верхняя мантия	10,0	3,4	0

От меридиана Мугоджар в западном направлении изотермы, поднимаясь, образуют купол, вершина которого приурочена к районам Южной Эмбы, со-ра Мертвый Култук и Северного Мангышлака. Заметим, что отмечавшаяся нами пространственная корреляция температурных куполов и зон промышленной нефтегазоносности в Печорском бассейне Баренцева моря и в Южно-Карской впадине проявляется и в данном случае, так как названные районы Республики Казахстан – это районы интенсивной добычи углеводородного сырья.

В целом, анализируя картину распределения геотермического поля в Прикаспийской впадине, мы должны констатировать, что все вариации температур, геотермических градиентов и плотности теплового потока в пределах региона можно объяснить только перераспределением глубинного потока тепла в условиях контраста теплопроводности. Наиболее резкие искажения теплового потока возникают на контакте каменной соли и вмещающих терригенных пород и на контакте эклогитов и смежных пород нижней коры. Исключение, по-видимому, можно сделать только для зоны сочленения восточной части Прикаспийской впадины и Мугоджар, где глубинные шарьяжи складчатого пояса создают зоны пониженного теплового потока, проявляющиеся и в соседних частях осадочного бассейна.

Как видно из рис. 10, во всех скважинах глубиной 1–1,5 км, пробуренных в надсолевом комплексе или в межкупольных зонах, градиент температуры повышен, что обусловлено низкой теплопроводностью терригенных пород. В скважинах более глубокого заложения, углубившихся в толщу эвапоритов, средний градиент заметно меньше. Это качественное наблюдение, основанное на анализе эмпирических данных. Однако с помощью численного моделирования мы можем количественно оценить влияние структурно-теплофи-



**Рис. 10.** Зависимость призабойной температуры от глубины забоя скважин в центральной и восточной частях Прикаспийской впадины

зических неоднородностей как в геологическом прошлом, так и в настоящий момент с помощью упомянутой программы “TERMGRAF”.

Это иллюстрируется широтным профилем теплового потока от района купола Джамбай до купола Кенкияк (рис. 11).

Он включает Центрально-Прикаспийскую депрессию на западе и Актюбинско-Северокаспийскую зону поднятий на востоке.

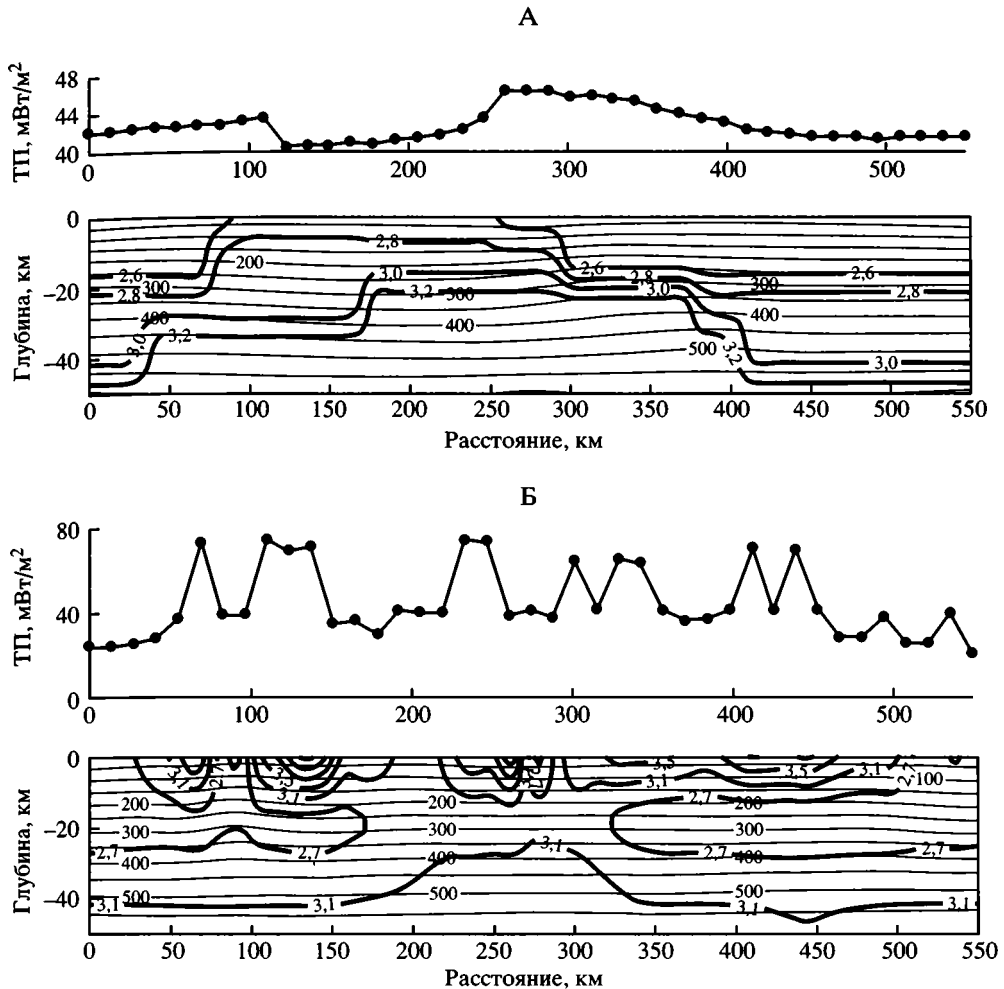
Раздел между этими зонами контролировался пологим глубинным разломом в фундаменте, установленным по данным МОВ. Восточная часть профиля характеризуется сокращением терригенно-эвапоритового комплекса и подъемом скоростной границы 6,2 км/с до глубины 9–12 км, в то время как в западной части профиля эта граница располагается на глубинах 18–22 км. В пределах Центрально-Прикаспийской депрессии в низах коры выделяется высокоскоростной слой – линза эклогитов. В соответствии с сейсмическим разрезом были приняты значения теплофизических свойств пород, которые использовались для расчета глубинных температур и теплового потока (см. табл. 5). Модельный расчет глубинных температур и теплового потока до образования солянокупольных структур (для времени 260 млн лет) показывает отсутствие локальных “высокочастотных” искажений теплового поля.

Основным фактором, деформирующим тепловое поле, является наличие высокотеплопроводных соляных куполов, искажающих фоновый тепловой поток на 70–80%. Влияние линзы эклогитов проявляется в виде латеральной градиентной температурной зоны в низах коры (интервал 250–400 км на рис. 11). Такая конфигурация поля формирует тот “температурный купол”, о котором говорилось выше.

## МЕХАНИЗМЫ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА В НЕДРАХ

### Изотопный состав гелия в подземных флюидах

Как отмечено в первом разделе, возрастной тренд в распределении плотности теплового потока на континентах, как и в океаническом дне, приписывался вторжению в кору мантийных расплавов. Но если в отношении океана это вполне очевидно – подводные извержения вулканов в осевых долинах срединно-океанических хребтов на коре “нулевого” возраста неоднократно

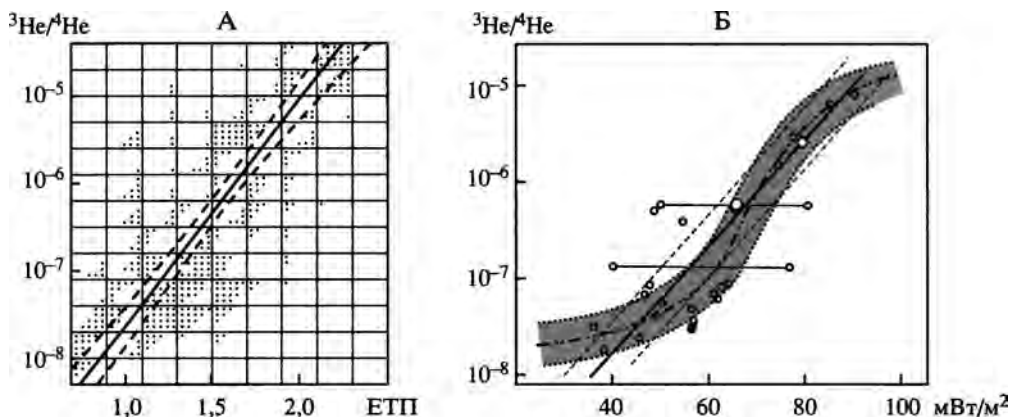


**Рис. 11.** Распределение температур в литосфере и теплового потока по профилю Джамбай–Кенкияк до образования соляных куполов (для времени 260 млн лет) (А) и в настоящий момент (Б)

Утолщенные линии – распределение теплопроводности, Вт/(м · К)

наблюдались непосредственно, то для континентов такое представление оставалось гипотетичным и нуждалось в подтверждении вещественными признаками вторжения мантийного вещества в зонах повышенного теплового потока.

Такие признаки принесло изучение изотопов гелия в подземных флюидах. Эти исследования сначала вскрыли резкое различие величин отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$  в разных геологических объектах. В атмосфере это отношение составляет  $1,4 \cdot 10^{-6}$  [Мамырин и др., 1970]. В базальтах же срединно-океанических хребтов, фумаролах действующих вулканов и других



**Рис. 12.** Корреляция изотопного состава гелия в подземных флюидах и фонового кондуктивного теплового потока

А – индивидуальные значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  на территории бывшего СССР [Поляк и др., 1979]; Б – средние значения обоих параметров в геотектонических элементах Северной Евразии [Поляк, 1988]

мантйных дериватах изотопно-гелиевое отношение лежит в диапазоне  $(1,2-5,0) \cdot 10^{-5}$ , показывая присутствие в Земле остатков первозданного гелия с  $R \sim 1 \cdot 10^{-4}$ , захваченного ею при аккреции. Напротив, в гелии, постоянно образующемся в недрах в результате радиоактивного распада U и Th, при кларковом содержании материнских элементов это отношение  $R \approx 2 \cdot 10^{-8}$ , представляя “каноническое” радиогенное значение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (см. сводки: [Мамырин, Толстихин, 1981; Поляк, 1988] и ссылки в них). Дальнейшие исследования обнаружили в региональных особенностях изотопного состава гелия такую же тектоническую упорядоченность – отрицательную корреляцию величины отношения  $^3\text{He}/^4\text{He} = R$  с возрастом складчатости или повторной тектономагматической активизации, – какая была выявлена ранее в латеральных вариациях плотности фонового кондуктивного теплового потока  $q$ .

Целесообразность совместного анализа данных о тепловом потоке из недр и о гелии, который постоянно выделяется из твердой Земли в атмосферу, диссипируя оттуда в космос, вполне очевидна: радиоактивный распад урана и тория – один из источников внутриземного тепла – постоянно продуцирует гелий, причем почти исключительно один его тяжелый изотоп  $^4\text{He}$ . Поэтому предпринимались попытки увязать геотермический поток с потоками в атмосферу как  $^4\text{He}$ , так и  $^{40}\text{Ar}$  – продукта распада  $^{40}\text{K}$  [Булашевич, 1974, 1975]. Но оказалось, что плотность кондуктивного теплового потока  $q$  положительно коррелирует с относительной концентрацией не тяжелого (радиогенного), а легкого изотопа гелия  $^3\text{He}$ , т.е. с примесью остатков первозданного гелия, до сих пор сохранившихся в мантии.

При одинаковой тектонической упорядоченности  $R$  и  $q$  вполне естественной оказалась положительная корреляция между самими этими параметрами. Она была найдена как в масштабе всего континентального блока Северной Евразии (рис. 12), так и в региональном, а иногда даже локальном мас-

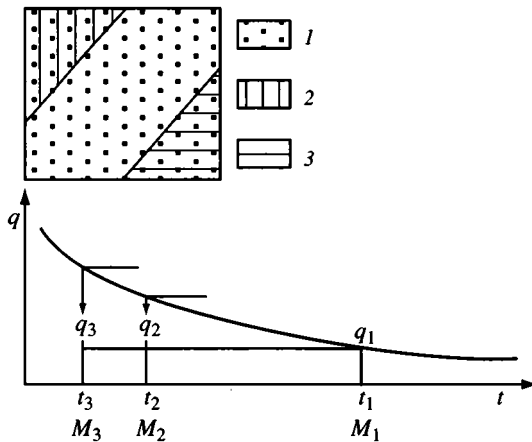
штабе – на Северном Кавказе [Polyak et al., 2000], в Восточных Карпатах [Поляк и др., 1999], в грабене Охрже [Поляк и др., 1982], Байкальской рифтовой зоне [Поляк, 2000], рифтах восточного Китая [Du, 1992], Японии [Sano et al., 1982], Италии [Italiano et al., 2000] и т.д. Тем самым получила подтверждение гипотеза о связи высокого кондуктивного теплопотока из твердой Земли с вторжением в кору (литосферу) мантийного вещества, маркированного гелием с повышенным (по сравнению с радиогенным) содержанием изотопа  $^3\text{He}$ .

Корреляция плотности теплового потока,  $q$ , и отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в геологических объектах выражает естественную парагенетическую связь двух параметров, отражающих действие одной и той же причины – разгрузки теплопотока из недр, которая вызывает тектономагматическую активность. Совместный анализ  $q$  и  $R$  глубоко оправдан потому, что оба параметра обладают важнейшей общей чертой – внутренне обусловленной изменчивостью во времени – из-за остывания недр (источников тепла) и радиогенной генерации  $^4\text{He}$ , соответственно. Эта черта кардинально отличает  $q$  и  $^3\text{He}/^4\text{He}$  от всех остальных количественных геологических, геофизических и геохимических параметров, кроме радиоизотопных, т.е. таких, как  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и т.п. Именно поэтому синтез данных такого рода с данными о тепловом потоке играет ключевую роль в решении проблем геологической эволюции.

Таким образом, установленная тройственная взаимосвязь  $q$ – $t$ – $R$  показала, что величина плотности кондуктивного теплопотока на верхней границе твердой Земли отражает тепловой импульс в недрах, сопровождающийся появлением в подземных флюидах мантийного гелия и проявляющийся в тектономагматической активности. Как показывают геологические наблюдения, в истории практически любого блока континентальной коры такая активность проявлялась неоднократно. Ее многофазность в конкретном геоблоке свидетельствует о последовательном проявлении нескольких тепловых импульсов, каждый из которых, несомненно, оказывал соответствующее воздействие на геотермическое поле. Возраст же той или иной фазы тектономагматической активности отражает только время проявления конкретного импульса, ничего не говоря о его величине. Судя по тому, что характер и масштабы этой активности – как синхронной в разных регионах, так и одновременной в одном и том же участке коры – бывают существенно различными, вызывающие ее тепловые импульсы имели разную величину и, соответственно, разное время релаксации.

Представляется, что это и есть фундаментальная общая причина затухания связи  $q$  и  $t$ . Если в разных районах одного геоблока происходили одновременные и/или разномасштабные тепловые импульсы, маркированные появлением в подземных флюидах мантийного гелия, они должны были привести к различию в этих районах современной плотности кондуктивного теплопотока и соответствующей дисперсии наблюдаемых частных значений  $q$ , которая, естественно, усугубляется всеми перечисленными в первом разделе факторами, искажающими глубинный теплопоток.





**Рис. 13.** Соотношение величин плотности кондуктивного теплопотока ( $q$ ) в геоблоках, подвергшихся повторной тектономагматической активизации [Поляк, 2000]

1 – коровые блоки, сформированные: при импульсе  $M_1$  в течение периода  $t_1$ ; 2, 3 – фрагменты реактивированные: 2 – при импульсе  $M_2$  в течение периода  $t_2$ , 3 – при импульсе  $M_3$  в течение периода  $t_3$

При одноактной тектономагматической активности изменение глубинного теплового потока в истории земной коры должно выражаться зависимостью вида

$$q^{гп} \rightarrow f(t, E),$$

где  $E$  – количество тепловой энергии, привнесенной в кору соответствующим импульсом в момент  $t$ . В случае внедрения мантийного диапира это количество должно быть пропорционально его массе  $M$ , так что справедливо и выражение

$$q^{гп} \rightarrow f(t, M).$$

“Исправленные” (отвечающие глубинным) значения  $q$  должны совпадать во всех геоблоках, сформированных одним синхронным равновеликим импульсом (например,  $M_1$  в момент  $t_1$ ). Но если величина (мощность) такого импульса в разных блоках была разной, этого не будет.

Если такие импульсы в истории данного геоблока происходили неоднократно, то, полагая температуру и теплоемкость вторгающегося в кору мантийного вещества всегда одинаковыми (вряд ли могло быть иначе), в конкретном пункте наблюдений

$$q^{гп} \rightarrow f(t_1, M_1; t_2, M_2; t_3, M_3 \dots).$$

Если бы  $M_1, M_2, M_3 \dots$  были известны, то можно было бы вычислить “средний” возраст тектономагматической активности  $t_{cp}$  в пункте определения  $q$ :

$$t_{cp} = \Sigma t_i M_i / \Sigma M_i.$$

Использование таких формальных оценок “геотермического возраста”, не отвечающих реальной дате любого из серии учитываемых термальных событий, ликвидировало бы дисперсию оценок  $q$ , приписываемых одним и тем же моментам (этапам) геологической истории.

Такой подход может объяснить встречающиеся в одном геоблоке (сформированном импульсом  $M_1$  в эпоху  $t_1$ ) обратные соотношения  $q$  в районах его

разновременной повторной активизации (в моменты  $t_2$  и  $t_3$ ). Наблюдаемые в таких районах значения  $q$  будут больше, чем  $q_1$ . Причем когда  $M_2/M_1 \leq M_3/M_1$ , то  $q_3^{\Gamma_n}$  должно быть больше  $q_2^{\Gamma_n}$ , но если  $M_2/M_1 \geq M_3/M_1$ , то  $q_3^{\Gamma_n} \leq q_2^{\Gamma_n}$  (рис. 13).

К сожалению, не приходится рассчитывать на достоверные оценки разновременных  $M$ : они требуют учета скрытой (плутонической) разгрузки мантийного вещества в кору, по-видимому, намного превышающей открытую (вулканическую), следы которой к тому же в значительной степени уничтожены последующей эрозией. Однако подвергать сомнению существование связи теплового потока с возрастом термальных событий в земной коре из-за дисперсии эмпирических данных нет оснований.

### Материальная природа тепломассопотока из недр

Итак, согласованные пространственно-временные особенности распределения  $R$  и  $q$  показывают, что во время тектономагматической активности в континентальную кору (литосферу) поступает тепломассопоток, маркированный мантийным гелием. Какова же его материальная природа? Он не может состоять из одного такого гелия, так как его поток в атмосферу ничтожен – в удельном выражении не более  $10^{10}$  атомов/м<sup>2</sup> · с [Озима, Подосек, 1987] или еще меньше [O’Nions, Oxburgh, 1988].

Вынос же тепла этим массопотоком определяется превышением кондуктивных теплопотерь в зоне его современной разгрузки над их минимальным уровнем в континентальной коре, отвечающим ее дорифейским блокам (планетарным континентальным фоном). По геотермическим данным, этот избыток в удельном выражении составляет 40–50 мВт/м<sup>2</sup>, а в интегральном – около  $10^{12}$  Вт [Поляк, 1988]. Может ли быть носителем такого количества тепла и мантийного гелия автономный поток других летучих? Если бы он состоял из H<sub>2</sub>O, будучи надкритическим флюидом с теплосодержанием 1000 кал/г  $\approx$  4180 кДж/кг (отвечающим температуре около 900 °С), то для обеспечения избыточного выноса тепла его дебит должен был бы быть не меньше 3 км<sup>3</sup>/год. Такой поток наполнил бы Мировой океан ( $1,37 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup>) всего за ~430 млн лет, т.е. за одно только послеордовикское время или даже еще быстрее.

Поэтому маркированный мантийным гелием избыточный тепломассопоток в зонах тектономагматической активности нельзя отождествить с автономным потоком летучих. Отсюда следует вывод о силикатной природе этого массопотока. Это умозрительное заключение согласуется с представлениями о “богатых водой силикатных расплавах” [Рябчиков, 2000, с. 198], “флюидизированном расплаве” [Летников, 2000, с. 214]. Но, кроме этого, оно подтверждается еще и эмпирическими данными.

Эти данные – корреляция в продуктах новейшей вулканической и гидротермальной деятельности изотопных составов летучего гелия и литофильного стронция. На важность сравнения изотопных характеристик столь сильно различающихся по химическим свойствам и, соответственно, поведению в

природе элементов было указано уже давно [Голстихин и др., 1976]. Вскоре этот подход был реализован при исследованиях геотермальной активности в Италии [Поляк, Прасолов и др., 1979]. Сопоставление состава гелия в газах источников Тосканы, Лациума, Кампани и Сицилии с составом стронция в вулканитах, распространенных в их окрестностях, выявило тесную отрицательную корреляцию величин  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , подтвержденную и последующими работами (рис. 14).

Плиоцен-четвертичный возраст итальянских вулканитов неизмеримо меньше периодов полураспада материнских для  $^{87}\text{Sr}$  и  $^4\text{He}$  радиоактивных элементов. Поэтому полученная линия регрессии (см. рис. 14,А) представляет собой не что иное, как типичный график смешения двух компонентов, один из которых характеризуется мантийным изотопным составом He и Sr, а другой – коровым. Эта корреляция указывает на перенос летучего He и литофильного Sr общим агентом, каковым может быть только силикатное вещество. Доля мантийного компонента растет вдоль Апеннинского полуострова к югу вместе с омоложением вулканических построек. Это показывает, что контаминация мантийного вещества коровым происходила главным образом непосредственно в зоне магмообразования, северная граница которой в плиоцен-четвертичное время смещалась к югу при понижении в том же направлении ее кровли.

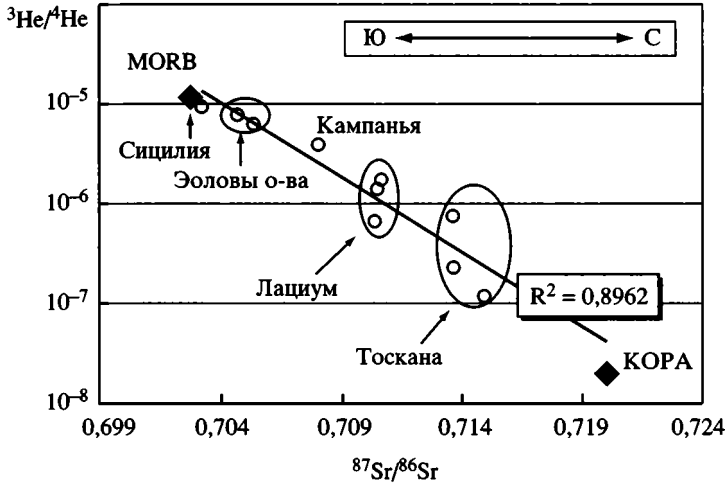
Рост же доли корового компонента к северу согласуется с давно отмеченным в том же направлении возрастанием в молодых базальтах концентрации  $\text{K}_2\text{O}$ , достигающей 8,7 вес. % [Hurley et al., 1966]. Это противоречит представлениям об универсальности прямой связи содержания калия с глубиной генерации магм.

Корреляция величин  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в продуктах геотермальной активности отчетливо проявляется и в других районах мира – в Кавказском сегменте Альпийского пояса [Polyak et al., 2000], на активной окраине Южной Америки [Hilton et al., 1993], в островных дугах Индонезии [Hilton, Craig, 1989]. Это общее явление, которое указывает на перенос летучего He и литофильного Sr из мантии в кору одним агентом – силикатным веществом.

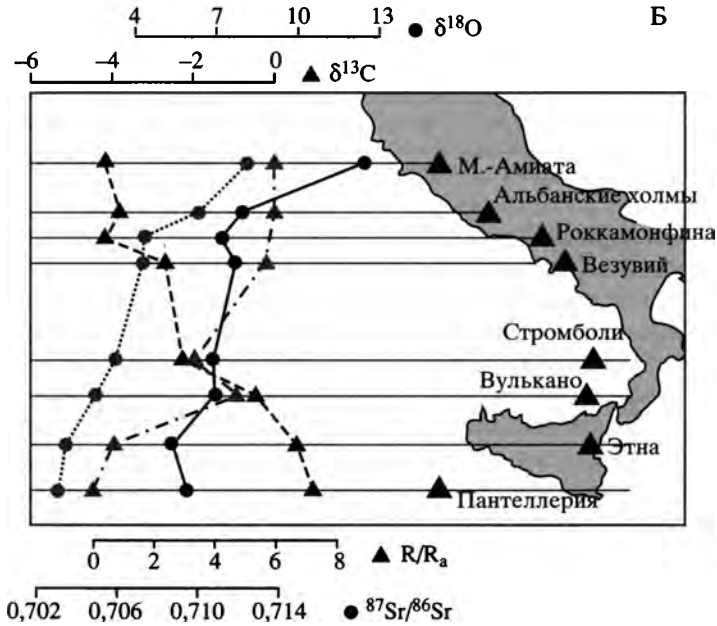
В свете этих данных следует пересмотреть и уточнить представления о газогеохимической зональности современных гидротерм, совершенно очевидной во всех районах повышенной геотермальной активности, отличающей тектонически мобильные пояса. По преобладающим компонентам в свободной газовой фазе гидрохимии давно выделяют разные генетические типы термоминеральных вод: метановые, азотные, углекислые, азотно-углекислые, сероводородно-углекислые, водородные (см.: [Иванов, 1960; Кононов, 1983 и др.]). Возникновение и распространение большинства этих типов вод связано с проявлениями вулканизма, и лишь первые два – метановые и азотные – формируются и вне вулканических областей.

Очень ясно газогидрогеохимическая зональность гидротерм проявляется в Исландии (рис. 15), где она хорошо согласуется с геолого-структурным районированием острова [Кононов, Поляк, 1974; Кононов, Polyak, 1978]. Так, в области развития миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов распространены азотные термы. На п-ове Снайфедльснес, где вулканическая активность, по-

А

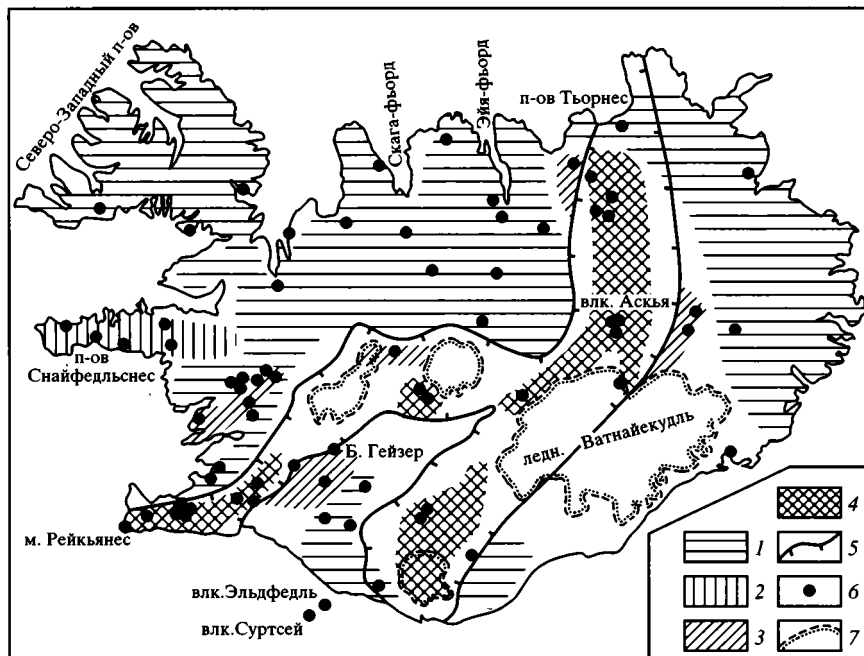


Б



**Рис. 14.** Корреляция изотопных составов гелия в продуктах геотермальной активности Италии

А – по: [Поляк, Прасолов и др., 1979]; Б – по: [Parello et al., 2000]



**Рис. 15.** Схема газовой зональности современных гидротерм Исландии

Зоны распространения флюидов: 1 – азотных, 2 – углекислых, 3 – азотно-углекислых, 4 – водородных, 5 – границы вулканически активных ветвей Срединной зоны, 6 – термопроявления с изученным газовым составом, 7 – границы ледников

видимому, угасает, распространены углекислые воды. На участках плейстоценовой вулканической активности Срединной зоны, и некоторых прилегающих к ним разгружаются азотно-углекислые пароводяные смеси. Наконец, в осевых, самых активных частях всех ветвей Срединной зоны, развиты наиболее высокотемпературные водородные парогидротермальные системы.

*Азотный тип гидротерм* является самым распространенным в мире. Термы этого типа представляют собой метеогенные воды, более или менее нагретые при циркуляции в региональном геотермическом поле. Изначально насыщенные при атмосферном давлении воздушными газами в количествах, отвечающих их растворимостям, эти воды в процессе подземной циркуляции постепенно утрачивают растворенный кислород, расходующийся в реакциях окисления минерального вещества. Если в них при этом не поступают газы иного, неатмогенного происхождения, то в конечном счете они будут содержать только азот и аргон в соотношении, отвечающем водорастворенному воздуху –  $[N_2]/[Ar] \approx 60$  (из-за лучшей растворимости аргона). При полной дегазации таких вод в составе выделившегося газа содержание  $N_2$  составит 98,3 об. %, а при неполной – еще больше. Присутствие же в газовой фазе любого количества других компонентов (кроме кислорода) – сигнал, что в формировании терм участвовали иные источники. Как правило, азотные термы распространены вне районов новейшего вулканизма.

*Метан*, присутствующий в свободной газовой фазе термальных флюидов, в отличие от азота, имеет глубинное происхождение. Он образуется при термокатализе органического вещества, содержащегося в породах. Поэтому воды, содержащие в газовом составе  $\text{CH}_4$  (с той или иной примесью азота и углекислоты), встречаются исключительно в нефтегазоносных районах независимо от их тектонической принадлежности. Обычно тепловые параметры этих вод невысоки, но в Восточно-Африканской рифтовой зоне около оз. Найваша на глубине 1 км вскрыты необычные метановые парогидротермы с температурой 202 °С [Ткаченко и др., 1978]. Их происхождение связано, по-видимому, с внедрением в артезианский бассейн, содержащий метановые воды, магматического тела.

*Углекислые минеральные воды* содержат в газовой фазе до 100 об.%  $\text{CO}_2$ . Считается, что формирование обширных провинций таких вод происходит под воздействием процессов регионального метаморфизма, разрушающих карбонатное вещество горных пород, в то время как внедрение отдельных интрузий во вмещающие толщи может обеспечить лишь их локальные месторождения. При разгрузке сильно газонасыщенных углекислых вод иногда возникают отрицательные термоаномалии из-за кулинг-эффекта, вызванного адиабатическим расширением выделяющегося газа. Последнее явление известно, в частности, у г. Развалка на Кавказских Минеральных Водах. В общем, углекислые воды типичны для районов с затухающей или сравнительно маломощной вулканической активностью. Холодные и теплые углекислые воды особенно широко развиты в альпийских орогенах (Альпы, Карпаты, Балканы, Кавказ, Копетдаг). Встречаются они и в районах новейшей тектономагматической активизации (например, в рифтогенных грабенах Центральной Европы или в Забайкалье). Горячие углекислые источники встречаются на активных окраинах материков и в островных дугах (Курило-Камчатский регион и др.), где они могут быть связаны с не до конца остывшими локальными магматическими очагами.

К *углекислым и азотно-углекислым термам* относятся самые известные мощные высокотемпературные гидротермальные системы, которые от азотных отличаются присутствием в газовой фазе существенного количества  $\text{CO}_2$ , а от типично углекислых – меньшим газовым фактором и намного большим тепловым потенциалом. Они распространены в районах современного вулканизма окраинно-материковых поясов и островных дуг (гидротермальные системы Паужетская; Узон-Гейзерная и другие на Камчатке; Горячий Пляж на о-ве Кунашир; Беппу и Оникобе в Японии; гейзеры Сонома в Калифорнии; термы Тосканы – Лардерелло, Монте Амиата и пр.). Встречаются они и в обстановках рифтогенеза и/или разгрузки мантийных плюмов – в Йеллоустонском парке, Эфиопском рифте, Исландии (знаменитый Большой Гейзер, системы Хвераведлир-Кьолур, Хвераведлир-Рейкьяхверфи и т.п.).

*Сероводородно-углекислые термы* отличаются присутствием в газовой фазе, наряду с господствующей углекислотой и примесями благородных газов и азота, еще и некоторого количества  $\text{H}_2\text{S}$ . Эти термы пространственно и генетически связаны с выходами вулканических газов и наблюдаются в кратерах и на склонах действующих вулканов на суше и островах.

*Водородные термы* – это еще один из выделяемых сегодня типов термальных флюидов. Они представляют собой самую яркую и сугубо специфическую черту современной гидротермальной активности в Исландии. Здесь в газах гидротерм системы Крабла-Намафьядль содержание  $H_2$  достигает 64 об. %, а общий его вынос в атмосферу составляет, по данным К. Рагнарса и др. [Ragnars et al., 1970], 0,1–1,0 м<sup>3</sup>/мин. На дневную поверхность водородные термы разгружаются в виде пароводяных смесей, а в недрах их температура может превосходить 300 °С. В Исландии такие парогидротермы строго локализованы в районах активного вулканизма внутри Срединной зоны. Происхождение в них водорода не вполне ясно. В принципе, возможна близповерхностная генерация  $H_2$  из-за окисления гидросульфид-иона, содержащегося в этих флюидах, или разложения сероводорода при высокой температуре. Однако и  $H_2S$ , и  $HS^-$  – обычные компоненты вулканических парогазовых струй, в том числе и не содержащих свободного водорода. Поэтому кажется более вероятным глубинное происхождение  $H_2$ . Он может экстрагироваться из базальтов в случае воздействия на них высоких температур и высвобождаться при реакциях между водой и железосодержащими минералами в процессе серпентинизации, сопровождаемом высоким экзотермическим эффектом.

Тепловые параметры азотных, метановых и углекислых гидротерм, у которых температура на выходе ниже точки кипения, а вынос тепла в локальных очагах разгрузки составляет  $10^5$ – $10^6$  кал/с (0,4–4,0 МВт), согласуются с моделью нагрева этих вод в фоновом геотемпературном поле в пределах верхних 2–2,5 км геологического разреза. Тепловая мощность высокоэнталийных водородных, сероводородно-углекислых, азотно-углекислых парогидротерм (в их одиночных очагах разгрузки ее тепловая мощность составляет  $10^7$ – $10^8$  кал/с, или 40–400 МВт) не может быть обеспечена только за счет съема подземными водами фонового кондуктивного теплопотока и указывает на дополнительный прогрев системы теплом неглубоко залегающих магматических очагов.

Таким образом, особенности состава газовой фазы термоминеральных вод несут информацию о тепловом режиме недр, дополняющую представления о геодинамической специфике районов распространения различных типов подземных флюидов.

Кроме научной ценности, изучение термоминеральных флюидов имеет и практическую, определяя перспективы использования глубинного тепла, аккумулярованного в этих флюидах. Это направление исследований имеет в Геологическом институте давние традиции. На основании этих исследований были оценены общие гидрогеотермальные ресурсы страны и определены пути и способы их освоения [Термальные воды..., 1963; Макаренко, Кононов, 1973; Кононов, 1992; Кононов et al., 2000; Кононов, 2002; и др.], обращалось внимание правительственных органов на необходимость широкого развития работ по использованию глубинного тепла для выработки электроэнергии и теплоснабжения, представлялись рекомендации постановки таких работ на конкретных объектах, прежде всего, в Курило-Камчатском регионе. В этом последнем особое внимание обращалось на район Мутновского вулкана, где сотрудники ГИНа еще в 60-е годы начали режимные наблюде-

ния за выносом тепла вулканом в межпароксизмальную стадию активности [Поляк, 1965, 1966; Муравьев и др., 1983; Поляк, 1985; Кафтан и др., 1986], а камчатские вулканологи (Е.А. Вакин, В.А. Дроздин, И.Т. Кирсанов, А.В. Кирюхин, Г.Ф. Пилипенко, В.М. Сугробов, Ю.А. Таран, Ф.А. Яновский и др.) детально изучили геотермальную активность в окрестностях вулкана. В результате к настоящему времени здесь построены две геотермальные электростанции: Северо-Мутновская ГеоЭС установленной мощностью 12 МВт, и Мутновская (50 МВт<sub>э</sub>) и ведутся работы по строительству еще одной станции мощностью 100 МВт<sub>э</sub>. Параллельно с освоением Мутновского парогидротермального месторождения решается вопрос теплоснабжения городов Петропавловска-Камчатского и Елизово, а также ряда населенных пунктов в центральной части полуострова.

### НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОТЕРМИИ В XXI в.

Сложившаяся в XX в. структура геотермических исследований сохранится, судя по всему, и в начале следующего.

В области теоретической геотермии самыми важными проблемами останутся происхождение глубинного тепла и механизмы его переноса к поверхности Земли. Должны быть выяснены причины часто проявляющейся, как теперь стало известно, вертикальной изменчивости плотности кондуктивного теплового потока. Как в таком случае следует картировать латеральные вариации теплового потока – привязывать ли их к одной и той же глубине от поверхности Земли, или к единому гипсометрическому уровню, или к общей границе (структурной, стратиграфической, литологической) в геологическом разрезе? Отображать ли эти вариации изолиниями или методом скользящего окна (“лоскутного одеяла”)?

Региональные геотермические исследования в наступившем веке вообще будут базироваться на новой идеологии. Каждое измерение теплового потока должно подвергаться тщательному анализу и количественной оценке влияния всех искажающих факторов. Алгоритмы ввода соответствующих поправок необходимо унифицировать. В глобальные базы геотермических данных следует включать как измеренное, так и скорректированное значение теплового потока, значения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности вскрытых пород, величину радиотеплогенерации вдоль ствола скважин, а также количественную характеристику интенсивности конвективного теплопереноса за счет движения подземных вод. Такая информация покажет, какова “поверхностная” радиотеплогенерация в разновозрастных структурах, насколько глубинный тепловой поток экранируется алохтонными пластинами и быстро накапливающимися осадками, как влияют процессы гидратации и дегидратации на глубинные температуры и тепловой поток – не являются ли именно они причиной повышения геотермических градиентов в нижних частях глубоких скважин? В морской геотермии основным приемом станет полигонный метод измерения теплового потока, так как только такие результаты, в отличие от одиночных измерений,



позволяют корректно интерпретировать геотермическую информацию, полученную на акваториях.

Развитие компьютерных геоинформационных технологий позволит выяснить тонкую структуру температурного поля на различных глубинах и получить представление о конфигурации характерных изотермических поверхностей: точки Кюри, температуры солидуса и др. Объемное моделирование теплового поля вместе с моделированием других геофизических полей и привлечением имеющейся геолого-тектонической информации в конечном счете даст объективную основу для заключений о геодинамическом режиме недр и его вероятной эволюции.

Получение новых эмпирических данных будет опираться на усовершенствованное аппаратно-методическое обеспечение геотермических измерений. В этой области на первое место выйдут методы определения геотермических параметров *in situ*. Это должно решить проблему зависимости реальных теплофизических свойств среды от *PT*-условий, так как измеряемые в лаборатории значения коэффициентов тепло- и теплопроводности пород не отражают влияния термобарических условий, в которых горные породы находятся в естественном залегании. Такой подход уже сейчас реализован в океанических измерительных зондах. По тому же пути рано или поздно пойдет и развитие скважинной техники. Повышение чувствительности термодатчиков и развитие микропроцессорных устройств откроет возможности усовершенствования приборов для измерения плотности теплового потока – тепломеров, которые позволят фиксировать не только аномально высокие, но и фоновые значения теплового потока. Постоянной практикой представления данных о теплофизических свойствах в научных публикациях и производственных отчетах станет указание на анизотропию тепло- и теплопроводности пород.

В области прикладной геотермии совершенствование методов термической разведки в сочетании с моделированием глубинных температур позволит точно прогнозировать глубину нахождения зоны катагенеза в осадочных бассейнах и давать рекомендации по локализации поисков и разведки нефтегазовых залежей. Это должно привести к значительной экономии средств на поисково-разведочные работы, так как терморазведка – самый экономически выгодный метод разведочной геофизики. Наконец, дальнейшее развитие получают геотермические исследования, направленные на выявление и оценку ресурсов глубинного тепла – неисчерпаемого, экологически чистого источника энергии для экономики будущего.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 01-05-64521, 02-05-64016, 02-03-64724 и 03-05-64869).

### *Литература*

- Булашевич Ю.П. О связи выделения гелия и аргона из мантии с термической эволюцией Земли // ДАН СССР. 1974. Т. 216, № 5. С. 1026–1029.
- Булашевич Ю.П. Соотношение между потоками тепла и гелия из литосферы в атмосферу // Ядерно-геофизические исследования. Свердловск, 1975. С. 16–20.

- Булин Н.К., Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: ГЕОН, 2000. 194 с.
- Геотермическая карта СССР. М-б 1:5 000 000 / Под ред. Ф.А. Макаренко. М.; Л.: ГУГК, 1972.
- Гогель Ж.* Геотермия. М.: Мир, 1978. 171 с.
- Городницкий А.М.* Строение океанической литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
- Иванов В.В.* Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР // Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М.: Медгиз, 1960. С. 172–260.
- Кафтан В.И., Поляк Б.Г., Турков В.П.* Связь вертикальных деформаций и температур грунта в северо-восточном кратере вулкана Мутновского (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1986. № 1. С. 91–93.
- Кононов В.И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 216 с.
- Кононов В.И.* Геотермальные ресурсы России и их использование // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 2. С. 115–120.
- Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения // ДАН СССР. 1974. Т. 214, № 1. С. 163–165.
- Кропоткин П.Н.* Основные проблемы энергетики тектонических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 89–104.
- Кропоткин П.Н., Поляк Б.Г.* Энергетический баланс Земли // Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973. С. 7–24.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В.* Тепловое поле Карпат и некоторые вопросы геотермии // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 75–80 (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).
- Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–224.
- Люстих Е.Н.* О роли вулканов и терм в выносе тепла из недр Земли // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 31–36.
- Макаренко Ф.А., Кононов В.И.* Гидротермальные районы СССР и перспективы их освоения // Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973. С. 74–84.
- Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М.* Конвективное перераспределение глубинного тепла в пределах земной коры // Тепловой режим недр СССР М.: Наука, 1970. С. 57–69.
- Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л., Толстихин И.Н.* Определение изотопного состава гелия в атмосфере // Геохимия. 1970. № 6. С. 721–730.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
- Муравьев А.В., Поляк Б.Г., Турков В.П., Козловцева С.В.* Повторная оценка тепловой мощности фумарольной деятельности на вулкане Мутновский (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 51–63.
- Озима М., Подосек Ф.* Геохимия благородных газов. Л.: Недра, 1987. 343 с.
- Пейве А.В., Савельев А.А.* Структуры и движения в литосфере // Геотектоника. 1982. № 6. С. 5–24.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 12. С. 7–25.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Погребицкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И.* Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе // Сов. геология. 1990. № 3. С. 8–22.
- Подгорных Л.В.* Тепловой поток в восточной части Анголо-Бразильского геотраверса // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта (Результаты исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе). Л.: Севморгеология, 1986. С. 93–101.

- Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Термическая эволюция литосферы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевоморской плиты // *Физика Земли*. 1998. № 3. С. 56–65.
- Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана // *Геотектоника*. 1999. № 3. С. 21–42.
- Подгорных Л.В., Хуторской М.Д., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г.* Трехмерная геотермическая модель Карского шельфа и прогноз нефтегазоносности // *ДАН*. 2001. Т. 380, № 2. С. 228–232.
- Поляк Б.Г.* Тепловая мощность межпароксизмальной стадии активности Мутновского вулкана // *ДАН СССР*. 1965. Т. 165, № 3. С. 643–646.
- Поляк Б.Г.* Геотермические особенности области современного вулканизма. М.: Наука, 1966. 180 с.
- Поляк Б.Г.* Продуктивность вулканизма в разной тектонической обстановке // *Вулканизм и связанные с ним процессы: Тез. докл. на VI Всесоюз. вулканол. совещ. Вып. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР*, 1985. С. 50–51.
- Поляк Б.Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
- Поляк Б.Г.* Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальской рифтовой зоны (к геодинاميке континентального рифтогенеза) // *Рос. журн. наук о Земле*. 2000а. Т. 2, № 2. С. 109–133.
- Поляк Б.Г.* Тепловой поток и “средний возраст” термальных событий в земной коре // *Тепловое поле Земли и методы его изучения*. М.: Изд-во РУДН, 2000б. С. 5–12.
- Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л.* и др. Изотопы гелия в подземных флюидах Восточных Карпат // *ДАН*. 1999. Т. 367, № 2. С. 244–249.
- Поляк Б.Г., Кононов В.И., Гавлина Г.Б.* Взаимосвязь современной геотермальной и тектонической активности территории СССР // *Современная тектоническая активность территории СССР*. М.: Наука, 1984. С. 66–73.
- Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А.* Основные проблемы геоэнергетики // *Энергетика геологических и геофизических процессов*. М.: Наука, 1972. С. 7–6 (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И.* и др. Изотопный состав He и Ar в термальных флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом // *ДАН СССР*. 1979. Т. 247, № 4. С. 1220–1225.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Чермак В.* Мантийный гелий в “ювенильных” флюидах и природа геотермической аномалии Рудных гор // *ДАН СССР*. 1982. Т. 263, № 3. С. 701–705.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Тепловой поток на континентах // *ДАН СССР*, 1966. Т. 168, № 1, 170–172.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // *Геотектоника*. 1968. № 4. С. 3–19.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // *Геотектоника*. 1979. № 5. С. 3–23.
- Романов В.А.* Тектоника Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1985. 112 с.
- Рябчиков И.Д.* Флюидный режим мантии Земли // *Проблемы глобальной геодинамики*. М.: ГЕОС, 2000. С. 195–203.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР*. М.: Наука, 1980. 183 с.
- Смирнов Я.Б.* Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления // *ДАН СССР*. 1967. Т. 177, № 2. С. 325–328.
- Смирнов Я.Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали // *Энергетика геологических и геофизических процессов*. М.: Наука, 1972. С. 52–74. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).
- Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР. М.: ГУГК, 1980. 150 с.
- Смирнов Я.Б.* Новые принципы анализа данных теплового потока на территории СССР и некоторые аспекты изучения тектонической активности // *Современная тектоническая активность территории СССР*. М.: Наука, 1984. С. 50–65.

- Смирнов Я.Б. Геотермическая карта Северной Евразии и методы анализа термической структуры литосферы (пояснительная записка). М.: ГИН АН СССР, 1986. 111 с.
- Смирнов Я.Б., Кононов В.И. Геотермические исследования и сверхглубокое бурение // Сов. геология. 1991. № 8. С. 25–37.
- Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой поток и радиоактивность Земли. М.: Недра, 1979. 211 с.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы / Под ред. А.В. Пейве, С.Д. Соколова. М.: Наука, 1980. 215 с.
- Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования / Под ред. Ф.А. Макаренко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 292 с.
- Ткаченко Р.И., Флерова Л.И., Маринов Н.А. Минеральные и термальные подземные воды // Гидрогеология Африки. М.: Недра, 1978. С. 288–331.
- Толстихин И.Н., Друбецкой Е.Р., Эрлих Э.Н., Мамырин Б.А. К вопросу о происхождении кислых вулканических пород Камчатки // Геохимия. 1976. № 5. С. 682–695.
- Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. 2: Континентальная литосфера. М.:ВИНИТИ, 1979. Т. 4. 221 с.
- Хуторской М.Д. Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982. 79 с.
- Хуторской М.Д. Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана // Геотектоника. 1985. № 3. С. 77–88.
- Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 289 с.
- Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. № 1. 2004. С. 63–73.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В. Объемная модель геотермического поля Баренцевоморского региона // ДАН. 2001. Т. 377, № 1. С. 265–269.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. № 3. С. 79–96.
- Шапов В.А., Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Николаев В.В. Геотермические исследования Уральской сверхглубокой скважины // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН, 1997. С. 195–198.
- Anderson R.N., Langseth M.G., Sclater J.G. The mechanism of heat transfer through the floor of the Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N 23. P. 3391–3408.
- Birch F. The present state of geothermal investigation // Geophysics. 1954. Vol. 19, N 4. 645–659.
- Budanov V.G., Ermakov B.V., Podgornykh L.V. Geophysical asymmetry of the wings of mid-Atlantic ridge(mar): gravity, magnetic fields, heat flow // European Geophysical Society, Annales Geophysical. Pt I: Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Supplement I to SE27 Tectonic evolution and thermal structure at mid-ocean ridges. 1997. Vol. 15. P. 161.
- Čermak V. Heat flow investigation in Czechoslovakia // Geoelectric and Geothermal Studies” (KAPG Geophys. Monogr., A. Adam, ed.). Budapest: Akad. Kiado, 1976. P. 414–424.
- Chapman D., Furlong K. Continental heat flow–age relationships // Trans. Amer. Geophys. Union. 1977. Vol. 58. P. 1240–1251.
- Chapman D., Pollack H. Global heat flow: a new look // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 28, N 1. P. 23–32.
- Chapman D., Pollack H. Global heat flow: spherical harmonic representation // Trans. Amer. Geophys. Union. (EOS). 1980. Vol. 61. P. 383.
- Du J.  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios and heat flow in the continental rift-valley // Works of gas geochemistry / Ed. Y. Xu. Lanzhou: Gansu Science and Technol. Press, 1992. P. 165–171.
- Foster S.E., Simmons G., Lamb W. Heat flow near a north Atlantic fracture zone // Geothermics. 1974. Vol. 3, N 1. P. 3–16.
- Hamza V.M., Verma R.K. The relationship of heat flow with the age of basement rocks // Bull. Volcanol. 1969. Vol. 33, N 1. P. 123–152.
- Hilton D.R., Craig H. A helium isotope transect along the Indonesian archipelago // Nature. 1989. Vol. 342. P. 906–908.

- Hilton D.R., Hammerschmid K., Teufel S., Friedrichsen H. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 120. P. 265–282.
- Hooker P.J., Bertrami P.J., Lombardi S. et al. Helium-3 anomalies and crust-mantle interaction in Italy // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. Vol. 49, N 12. P. 2505–2513.
- Hurley P.M., Fairbairn H.W., Pinson W.R. (Jr.) Rb-Sr isotope evidence in origin of potash-rich lavas of Western Italy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1966. Vol. 5. P. 301–306.
- Iriyama J. Energy balance of the earth's interior // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 41, N 1/3. P. 165–197.
- Italiano F., Martelli M., Martinelli G., Nuccio P.M. Geochemical evidence of melt intrusions along lithospheric faults of the Southern Apennines? Italy: geodynamic and seismogenic implications // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105, N B6. P. 13569–13578.
- Kappelmeyer O., Haenel R. Geothermics and special references to application (Geoexplor. Monogr. Ser., N 4 / Eds. O. Rosenbach, C. Morelli) Berlin; Stuttgart: Gebruder borntraeger, 1974. 234 p.
- Kononov V.I. Utilisation of geothermal energy in Russia // *Geothermics.* 1992. Vol. 21, N 5/6. P. 617–622.
- Kononov V.I., Polyak B.G. Geothermal activity of Iceland as a reflection of its geological structure // *Tectonophysics.* 1978. Vol. 46. P. 135–157.
- Kononov V.I., Polyak B.G., Kozlov B.M. Geothermal development in Russia: country update report 1995–1999 // *Proceed. of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu – Tohoku, Japan.* May 28 – June 10, 2000. P. 221–226.
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V. et al. Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // *Tectonophysics.* 1997. Vol. 276. P. 63–85.
- Kuo B.-Y., Forsyth D.W. Gravity anomalies of the ridge transform system in the South Atlantic between 31 and 34,5 °S. Upwelling centers and variation in crustal thickness. // *Marine Geophys. Res.* 1988. Vol. 10. P. 205–232.
- Kutas R.J., Lubimova E.A., Smirnov Ya. B. Heat flow map of the European part of the USSR and its geological and geophysical interpretation // *Geoelectric and Geothermal Studies (KAPG Geophys. Monogr., A. Adam, ed.)*. Budapest: Akad. Kiado, 1976. P. 443–449.
- Lachenbruch A.Y. Implication of linear heat flow relation // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 76. 3852–3860.
- Lee W.H.K. Heat flow data analysis // *Rev. Geophys.* 1963. Vol. 1, N 3. P. 449–479.
- Lee W.H.R., Macdonald J.G.F. The global variation of terrestrial heat flow // *J. Geophys. Res.* 1963. Vol. 68, N 5. P. 1036–1049.
- Lee W.H.R., Uyeda S. Review of heat flow data // *Terrestrial heat flow (AGU monograph N 8, W.H.R. Lee, ed.)*, Washington, 1965. P. 87–190.
- Lotze F. Di Joly'she Radioactivithypotese zur Erklarungder Gebirgsbildungen // *Nahr. Ges. Wiss. Math.-Phys. Kl., Göttingen*, 1927. S. 75–114.
- O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium, volatile fluxes and the development of continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 90, N 1. P. 331–347.
- Parello F., Allard P., D'Alessandro W. et al. // Isotope geochemistry of the Panterlleria volcanic fluids, Sicily Channel rift: a vantage volatile end-member for volcanism in southern Europe // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 180. P. 325–339.
- Parsons B., Sclater I.C. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82, N 5. P. 883–890.
- Piskarev A.L., Astafurova E.G., Beljaev I.V. et al. Long-term and local changes of the magnetic properties in basalts // *On magnetization of the Ocean Crust. Proceed. of Conf. Seattle*, 1996. P. 132–134.
- Pollack H. The heat flow from the Earth: a review // *Mechanisms of continental drift and plate tectonics (P.A. Davies, S.K. Runcorn, Eds.)* N.Y.; L.; Amsterdam: Acad. Press, 1980. P. 183–192.
- Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Kamenskii I.N. et al. Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. Vol. 64, N 11. P. 1925–1944.
- Popov Yu.A., Pribnow D., Sass J. et al. Characterisation of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning // *Geothermics.* 1999. Vol. 28. P. 253–276.
- Ragnars K., Saemundssokn K., Benediktsson S., Einarsson S.S. Development of the Namafiall area – Northern Iceland. // *Geothermics. Spec. issue 2.* 1970. Vol. 2, pt. 1. P. 925–935.
- Rao R.U.M., Rao G.V., Reddy G.K. A dependence of continental heat flow – fantasy and facts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, N 2. P. 288–302.

- Roy R.F., Blackwell D.D., Birch F. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1968. Vol. 5. P. 1–12.
- Sano Y., Tominaga T., Nakamura Y., Wakita H.  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in methane-rich gases in Japan // *Geochem. J.* 1982. Vol. 16. P. 237–245.
- Sclater J., Francheteau J. The implication of terrestrial heat flow observations on current tectonics and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1970. Vol. 20, N 5. P. 509–542.
- Sclater J., Jaupart C., Galson D. The heat flow through the oceanic and continental crust and the heat losses by the Earth // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1980. Vol. 18. P. 269–311.
- Sclater J., Parsons B., Jaupart C. The heat flow through oceanic and continental crust and heat losses from the Earth // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 11535–11552.
- Turcotte D.L., Burke K. Global sea-level changes and the thermal structure of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41, N 3. P. 341–346.
- Turcotte D.L., Schubert G. Frictional heating of the descending lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78. P. 5876–5878.
- Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.G., Hay W.W. Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years // *J. Geology.* 1977. Vol. 85, N 6. P. 651–698.
- Verhoogen J., Volcanic heat // *Amer. J. Sci.* 1946. Vol. 244, N 11. P. 745–771.
- Vitarello I., Pollack H. On the variation of continental heat flow with age and thermal evolution of continents // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. P. 983–995.
- Williams D.L., von Herzen R.P. Heat loss from the Earth: New estimate // *Geology.* 1974. Vol. 2. P. 324–342.

## ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ФИЗИКЕ ОЧАГА И ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

### ВВЕДЕНИЕ

В 70-х годах XX столетия на Гармском прогностическом полигоне Института физики Земли были получены обнадеживающие результаты по выявлению предвестников землетрясений. Некоторые из них были подтверждены американскими учеными. Это породило волну надежд на быстрое решение проблемы прогноза землетрясений. Энтузиазм усилился после успешного предсказания в реальном времени катастрофического землетрясения в Хайченге, Китай в 1975 г. В течение 20 последующих лет как снежный ком нарастало число публикаций о зарегистрированных предвестниках землетрясений в разных странах. Были созданы модели подготовки землетрясений, претендующие на объяснение природы предвестников, наиболее популярными из которых стали *дилатантно-диффузная* и *лавинно-неустойчивого трещинообразования*.

Быстро наращивались системы прогностических наблюдений, прежде всего в таких странах, как США, Япония, Китай и СССР. Основными их особенностями были охват больших площадей и многодисциплинарность. Большое развитие получили методы регистрации вариаций наклонов и деформаций земной поверхности, подземных вод, электросопротивления, магнитных и электрических полей, геохимических параметров. Комплексность и широта наблюдений позволили выявить ранее малоизвестные особенности аномальных изменений геофизических полей, интерпретируемых как предвестники. Главными из них являются: мозаичность проявления аномалий по площади, размеры которой во много раз превышают длину разрыва от соответствующего землетрясения; разнообразие формы проявления аномалий от места к месту и от землетрясения к землетрясению. Среди исследователей постепенно сформировалось обоснованное мнение, что большинство аномалий не порождено в очаге будущего землетрясения. Особенно это относится к краткосрочным предвестникам, появляющимся за несколько суток или часов до землетрясения. Неудачи предсказаний землетрясений в США и Японии, несмотря на широкую сеть наблюдений, привели к развитию пессимистического взгляда на проблему прогноза и дискуссии по этому вопросу.

Сторонники невозможности предсказания указывают на хаотичность сейсмического процесса в сложно построенной земной коре, высокую вероятность динамического развития любой трещины до разрыва большого землетрясения, трудно учитываемое триггерное влияние малых внешних возмущений, которые могут привести или не привести к макронеустойчивости сейсмоактивного района, находящегося в метастабильном состоянии. Более оптими-

стично настроенные исследователи основываются на ряде экспериментально установленных фактов возникновения предвестников в очаге будущего землетрясения, а также на возможности вероятностного прогноза катастрофы в условиях детерминированного хаоса. Тем не менее, все согласны с тем, что дальнейший прогресс возможен при накоплении новых, более глубоких знаний о многообразных физических процессах, ведущих к землетрясению.

Кратко описанные в настоящей статье результаты исследований в области лабораторного и натурного эксперимента в какой-то степени раскрывают некоторые достижения и проблемы в данной области исследований. Более подробное изложение дано в книге: [Соболев, Пономарев, 2003]. Рассмотрены процессы подготовки тектонического землетрясения, возникающего вследствие накопления и последующей релаксации упругих напряжений в пределах земной коры. Очаг землетрясения представлен в форме макроразрыва сдвигового типа. В такой постановке существует аналогия между формированием макроразрывов разного масштабного уровня и правомерно использование результатов лабораторных экспериментов. Последние позволяют вести многократные опыты при известных и контролируемых параметрах, что необходимо для получения воспроизводимых результатов и исследования закономерностей при целенаправленных вариациях параметров. Этой возможности лишен сейсмолог, изучающий естественную сейсмичность, так как землетрясения практически не воспроизводятся в одних и тех же тектонических условиях, а основные параметры окружающей среды – напряжение, деформации, температура, внутрисредовое давление неизвестны. В то же время, в лабораторных опытах не учитывается все многообразие естественных процессов. Поэтому необходима проверка полученных в лаборатории закономерностей на материалах полевых наблюдений. Представленные результаты натурных исследований получены исключительно на основе сейсмологического материала. Следующим шагом должно явиться привлечение геологических данных, что позволило бы прояснить особенности проявления предвестниковых аномалий и улучшить прогнозные оценки.

### **СТАДИИ ПОДГОТОВКИ МАКРОРАЗРЫВА**

Исследование очага макроразрушения в лабораторном эксперименте с применением обычных гидравлических прессов затруднено тем, что интервал времени от зарождения очага до полного разрушения образца измеряется секундами. В исследованиях [Lockner et al., 1992; Ponomarev et al., 1997] была применена оригинальная схема нагружения. Скорость нагружения уменьшалась при возрастании акустической активности вследствие включенной обратной связи между приемником акустических сигналов и управляющим устройством пресса с сервоконтролем. Проанализируем динамику акустической эмиссии в одном из типичных экспериментов [Соболев, Пономарев, 1999].

Образец цилиндрической формы диаметром 76,2 мм и длиной 190,5 мм, приготовленный из мелкозернистого гранита Вестерли, деформировался одноосной нагрузкой в условиях всестороннего постоянного сжатия 50 МПа. Шесть



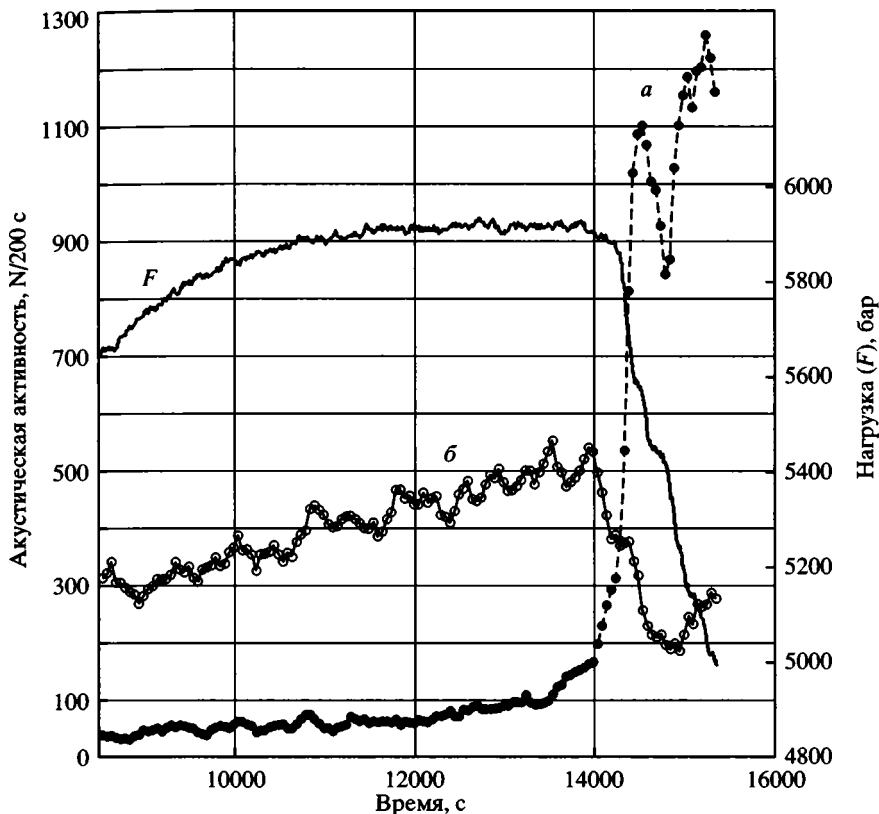
идентичных резонансных (около 0,5 МГц) пьезоэлектрических датчиков для приема акустических сигналов монтировались на поверхности образца по винтовой схеме. Один из датчиков, расположенный в средней части образца, использовался в качестве управляющего для организации обратной связи, с помощью которой изменялась скорость нагружения в зависимости от текущей акустической активности. Пороговое значение скорости акустической эмиссии (АЭ) для использования в цепи обратной связи устанавливалось на уровне нескольких событий в секунду и поддерживалось постоянным на протяжении всего опыта. Система сбора акустических событий обеспечивала запись в цифровом виде времен первых вступлений и амплитуд первых максимумов сигналов для каждого из шести пьезодатчиков. Разрешение цифрового канала при определении времени вступления составляло 0,05 мкс. Для локации источников АЭ применялся алгоритм, использующий времена прихода первых вступлений продольных волн на датчики и минимизирующий невязки времен пробега. Скорость упругих волн определялась в течение эксперимента при разных уровнях нагрузки с помощью четырех дополнительных пьезодатчиков, что позволяло вычислить изменения скорости по мере нагружения в различных направлениях для последующего уточнения координат источников АЭ. Погрешность определения координат – 1–3 мм, в зависимости от величины акустического события.

Рассмотрим динамику акустической активности в обр. АЕ42 в тот период, когда нагрузка на него  $F$  приближалась к предельной, а также на запредельной стадии деформирования до момента искусственной разгрузки образца (рис. 1). За это время было зарегистрировано 26 504 акустических сигналов, гипоцентры которых удалось определить с точностью лучше 3 мм. Их амплитуда  $A$  менялась от 5 до 146 мВ, что при пересчете на условную энергетическую характеристику по формуле  $K = \lg E = 2 \lg A$  составляло диапазон  $K$  от 1,4 до 4,33. Величина  $K = 1,4$  является представительной энергетической оценкой, полученной из анализа закона повторяемости для используемого каталога акустических событий. Прямые микроскопические измерения показали, что преобладающие длины трещин в окрестности образующегося разрыва составляют около 100–200 мкм. На этапе формирования макроразрыва характерный размер дефектов увеличивается на порядок и более. Допустим, что можно воспользоваться соотношением, выведенным в сейсмологии для сопоставления энергии землетрясений  $E$  с размером разрыва  $L$ , а именно:

$$\lg R = a \cdot \lg E + b. \quad (1)$$

Коэффициент  $a$  близок к 0,25 [Ризниченко, 1976]. Это означает, что изменение величины  $E$  на порядок приводит почти к удвоению длины разрыва  $L$ . Зарегистрированные в анализируемом эксперименте акустические сигналы были разделены на три условных энергетических класса  $K_1 = 1,4\text{--}2,43$ ;  $K_2 = 2,44\text{--}3,43$  и  $K_3 \geq 3,44$ , что соответствует при вышеназванном допущении соответствующему удвоению размеров трещин. Количество сигналов  $N$  по этим трем классам составило:  $N_1 = 23\,395$ ,  $N_2 = 2812$ ,  $N_3 = 297$ , соответственно.

Замедленное формирование разрыва и высокая точность локации гипоцентров акустических сигналов давали возможность проследить динамику акустической эмиссии в области формирующегося макроразрыва и вне ее.



**Рис. 1.** Изменение активности АЭ всех энергетических классов внутри (а) и вне (б) зоны разрушения

По ходу эксперимента после 14 200 с большинство гипоцентров локализовалось в узкой полосе толщиной до 5 мм (см. рис. 1). Этот интервал совпадает с самопроизвольным падением приложенной к образцу главной сжимающей нагрузки  $F$ , что характерно для процесса развития неустойчивой деформации.

Каталог акустической эмиссии был пересчитан в такой системе прямоугольных координат, чтобы одна из осей была перпендикулярна плоскости максимального сгущения гипоцентров (ось  $Z$ ); при этом ось  $Y$  лежала в этой плоскости, а ось  $X$  составляла с ними угол  $90^\circ$ . Начало новой системы координат находилось на оси образца. Далее каталог был разделен на три части в соответствии с величиной координаты  $Z$  гипоцентров акустических сигналов: внутреннюю  $Z \leq +3$  мм; промежуточную  $3 \text{ мм} < Z \leq 6$  мм и внешнюю  $Z > 6$  мм. На рис. 1 показаны графики акустической активности для внутренней и внешней зон. Точки представляют собой количество сигналов всех энергетических классов в окне 200 с с шагом 50 с. Отчетливо видно, что в интервале от 14 000 с до 15 000 с, т.е. при формировании макроразрыва, наблюдаются противофазные вариации акустической активности. Активность во внешней

по отношению к формирующемуся макроразрыву зоне падает (затишье), в то время как во внутренней зоне она возрастает (форшоковая активизация).

Формирование очага происходит, очевидно, на том этапе нагружения, когда материал в области будущего макроразрыва достигает метастабильного состояния. В этих условиях возникновение очередной трещины с повышенной вероятностью вызывает образование новых или удлинение существующих, особенно в близлежащей области. Следствие – повышенная вероятность возникновения кластеров акустических сигналов.

Мы исследовали этот эффект следующим образом. Считалось, что кластером является появление двух или более акустических сигналов, если местоположение их гипоцентров, разница во времени появления и энергия удовлетворяют следующим условиям. Расстояние между гипоцентрами должно быть меньше критического, вычисляемого по формуле

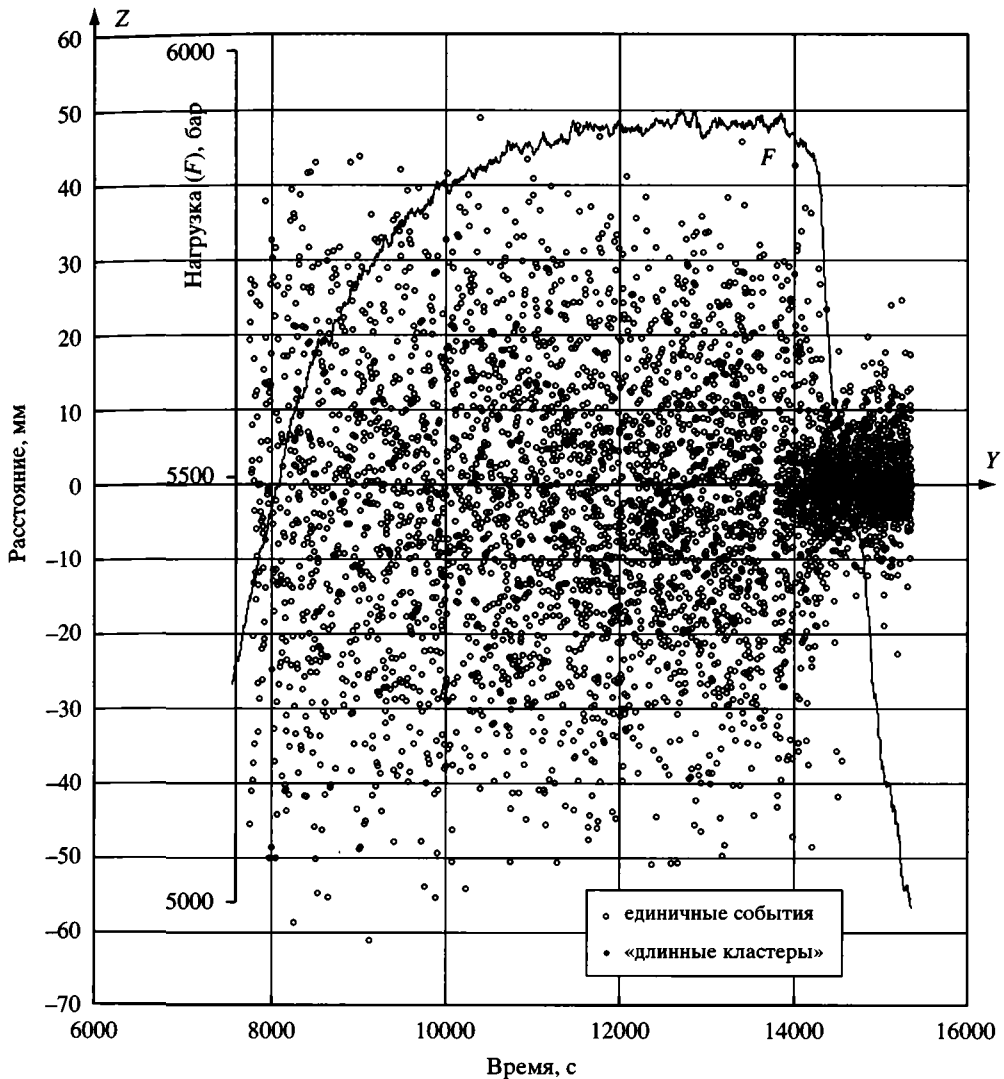
$$R_{cr} = 3 \cdot R + \varepsilon. \quad (2)$$

Здесь  $R$  представляет собой размер трещины, вычисляемый по формуле (1). Коэффициент 3 соответствует концентрационному критерию разрушения [Куксенко, 1986], который указывает на то, что перед макроразрушением твердого тела в его объеме накапливается критическая плотность трещин, расположенных на утроенном расстоянии их размеров. Коэффициент  $a$ , определяющий связь размера трещины с энергией, был выбран по аналогии с сейсмологическими данными равным 0,244 [Ризниченко, 1976], а коэффициент  $b$  был подобран опытным путем, исходя из предположения, что размеры ответственных за акустическую эмиссию трещин соизмеримы с размерами зерен (порядка 100 мк); использовано значение  $b = -1,3416$ . Коэффициент  $\varepsilon$  был введен для учета ошибок в определении гипоцентров и равнялся 1,5 мм. Величина  $R_{cr}$  для зарегистрированных акустических событий всех энергий изменялась от 1,8 мм до 3 мм. Время между двумя событиями должно быть меньше критического, вычисляемого по формуле

$$T_{cr} = \alpha \cdot 10^{\beta(K_i - K_0)}. \quad (3)$$

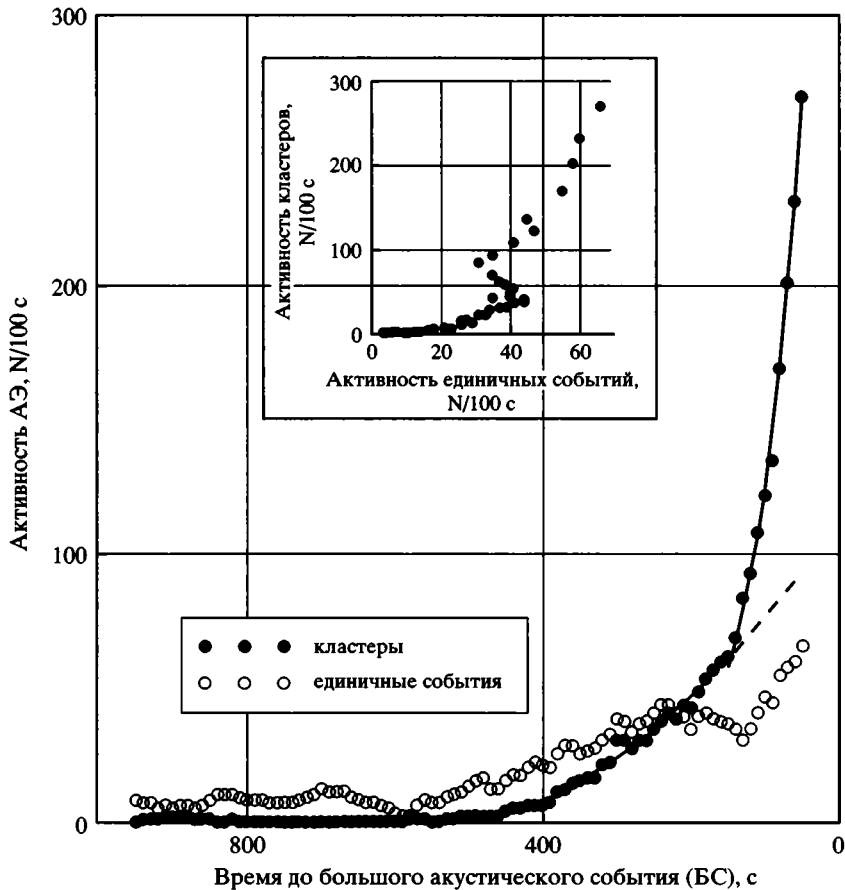
где  $K_0$  – минимальный используемый в эксперименте энергетический класс. Коэффициент  $\beta$  был выбран равным 0,5, что соответствовало относительно уменьшению числа сигналов более высоких энергий в соответствии с законом повторяемости. Коэффициент  $\alpha$  подбирался эмпирически и был равен 10. Соответственно, длительность  $T_{cr}$  изменялась в пределах от 10 до 300 с. Кроме соблюдения указанных условий по  $R_{cr}$  и  $T_{cr}$ , к кластерам относились только те группы, в которых предыдущий акустический сигнал был меньше последующего. Таким образом, исключались афтершоки. Это было сделано с учетом того, что применявшаяся схема нагружения с обратной связью подавляла часть афтершоков, но количественно влияние данного фактора не было определено. В результате в описываемом эксперименте АЕ42 было найдено 4313 кластеров, что составило 16,3% от общего числа зарегистрированных акустических сигналов.

Рассмотрим последовательность возникновения и местоположение кластеров по ходу эксперимента. На рис. 2 показано распределение относи-



**Рис. 2.** Пространственно-временное распределение единичных акустических событий и кластеров в плоскости  $YZ$  в эксперименте АЕ42

тельно плоскости  $ZY$  гипоцентров одиночных событий, а также событий, инициирующих кластеры. Видны следующие особенности. В интервале от 7 553 до 14 200 с большинство гипоцентров одиночных событий распределены в широкой полосе размером примерно в 100 мм; их явная локализация до полосы шириной 40 мм совпадает с падением нагрузки  $F$ , характеризующим формирование очага макроразрушения на стадии нестойчивой деформации. Кластеры распределены в более узкой полосе, которая постепенно сужается до 20 мм. Отметим, что после формирования очага (14 200 с) наблюдает-



**Рис. 3.** Изменение активности единичных акустических событий и событий, инициирующих кластеры перед крупными акустическими сигналами в эксперименте АЕ42

Сплошные линии – регрессионные функции, пунктир – прогнозируемый по первой стадии ход акустического режима. На врезке – активность кластеров как функция активности единичных событий

ся постепенное смещение центра сгущения кластеров относительно оси  $Z$ , от  $Z = 0$  до  $Z = -2$  мм. Это означает отклонение поверхности макроразрыва от плоскости.

Рассмотрим теперь, как проявлялось явление кластеризации при подготовке отдельных больших акустических событий. Для этого была применена следующая процедура. Среди всех импульсов наибольшего энергетического класса  $K_3$  были отобраны те, области вокруг гипоцентров которых размером  $R_{cr} = 3 \cdot R + 1,5$  мм не перекрывались. Величина  $R$ , как было указано выше, вычислялась по формуле (1). В эксперименте АЕ42 было найдено 26 таких событий класса  $K_3$ . Они лежали в интервале времен от 13 804 до 14 430 с (см. рис. 2). Их энергетические классы варьировали от 3,46 до 3,85, а радиусы соответствующих сфер  $R_{cr}$  – от 2,45 до 2,69 мм. Затем были найдены все одиночные им-

пульсы и кластеры классов  $K_1$  и  $K_2$ , которые возникли в соответствующих сферах за время от начала анализа (7 553 с) до отобранного события класса  $K_3$ . Статистика одиночных событий и кластеров внутри этих сфер составила 192 и 241, соответственно. На рис. 3 даны результаты суммарного анализа распределения по времени одиночных событий и кластеров перед 26 событиями класса  $K_3$ . Графики получены методом наложения эпох, причем времена возникновения всех 26 событий класса  $K_3$  приняты за 0. По оси ординат показано число событий в окне 100 с с шагом в 10 с, и точки на графиках отнесены к середине окна. Приведены результаты за последние 910 с, так как статистика за более удаленные времена настолько мала, что обе кривые лежат практически на нулевом уровне значений акустической активности.

Из рис. 3 следует значительная разница в ходе графиков для одиночных событий и кластеров, особенно по мере приближения момента сильного события. Примерно за 200 с до сильного события в его очаговой области начинается уменьшение активности одиночных событий, достигающее локального минимума за 120 с до события класса  $K_3$ . В это время отмечается также заметное усиление активности кластеров.

Аналогичные результаты были получены при исследовании других образцов [Соболев, Пономарев, 2003]. Это дало возможность выделить три главных признака подготовки макроразрыва: акустическое затишье во внешней зоне, форшоковая активизация во внутренней зоне, увеличение доли кластеризованных событий.

### СТАДИИ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Выявленные в результате лабораторных работ стадии подготовки макроразрыва были проверены при анализе сейсмических каталогов ряда сейсмоактивных регионов.

Поиск стадий сейсмического затишья и последующей форшоковой активизации основан на алгоритме  $RTL$  [Соболев, Тюпкин, 1996]. Этот параметр представляет собой произведение трех функций:  $RTL = R \cdot T \cdot L$ , где

$$\begin{aligned}
 R(x, y, z, t) &= \left[ \sum_i \exp\left(-\frac{r_i}{r_0}\right) \right] - R_s, \\
 T(x, y, z, t) &= \left[ \sum_i \exp\left(-\frac{t_i}{r_0}\right) \right] - T_s, \\
 L(x, y, z, t) &= \left[ \sum_i \exp\left(-\frac{l_i}{r_i}\right) \right] - L_s.
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

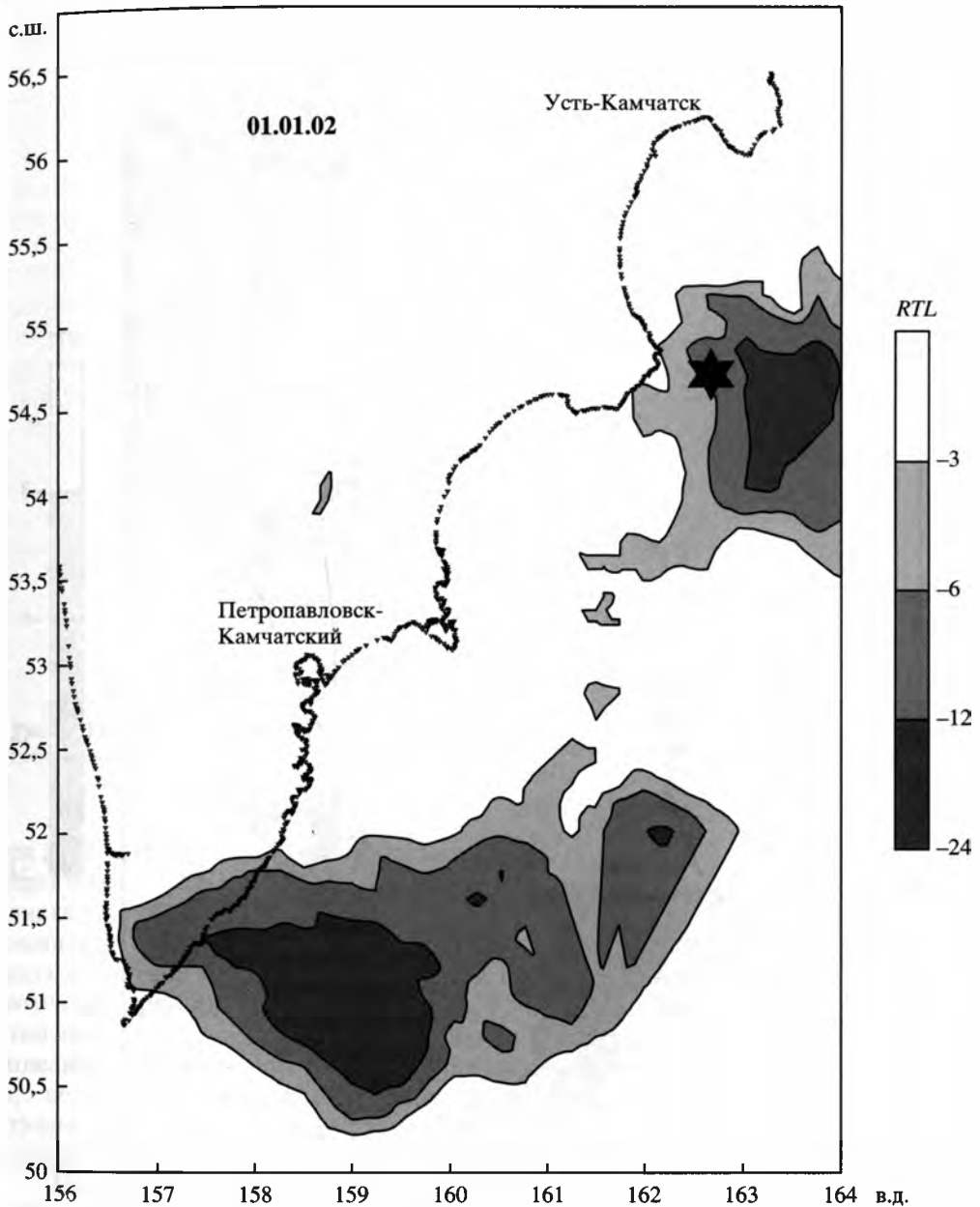
Здесь  $x, y, z, t$  – координаты и время анализируемого сильного землетрясения;  $r_i, t_i$  – эпицентральные расстояния и времена текущих землетрясений энергетических классов  $K_i$  относительно эпицентра и времени сильного зем-

летрясения;  $l_i$  – размер очага текущего землетрясения, вычисляемой по формуле (1);  $r_0$  – коэффициент, характеризующий функцию влияния произошедшего текущего землетрясения в зависимости от его удаленности от эпицентра сильного землетрясения;  $t_0$  – коэффициент, характеризующий функцию влияния произошедшего текущего землетрясения в зависимости от его удаленности по времени от момента сильного землетрясения;  $p = 1$ , т.е., вклад функции  $L$  возрастает пропорционально размеру разрыва в очагах землетрясений. Расчеты велись во временном окне 1 год с шагом 10 дней. Поправки  $R_s$ ,  $T_s$ ,  $L_s$  исключали линейные тренды соответствующих функций. Ввиду обнаруженных ранее различий в поведении мелкой и глубокой сейсмичности Камчатки [Соболев Тюпкин, 1996] для расчетов использовались только те текущие землетрясения, глубина гипоцентров которых составила  $20 \leq H \leq 100$  км. При анализе сейсмичности использовался региональный каталог, составляемый Камчатской опытно-методической сейсмологической партией (КОМСП) Геофизической службы (ГС) РАН.

В течение 90-х годов у берегов Камчатки в зоне представительности каталога на уровне  $K_i \geq 8,5$  произошло четыре сильных землетрясения: 2 марта 1992 г. [ $52,92^\circ$  с.ш.,  $159,83^\circ$  в.д., глубина гипоцентра  $H = 40$  км],  $M = 7,1$ ; 8 июня 1993 г. [ $51,25^\circ$  с.ш.,  $157,77^\circ$  в.д.,  $H = 82$  км], 13 ноября 1993 г., [ $51,79^\circ$  с.ш.,  $158,83^\circ$  в.д.,  $H = 40$  км],  $M = 7,1$  и 5 декабря 1997 г. [ $54,69^\circ$  с.ш.,  $162,55^\circ$  в.д.,  $H = 10$  км],  $M = 7,7$ . Перед всеми этими землетрясениями были обнаружены стадии затишья и последующей активизации [Соболев, 1999]. Перед землетрясением 2 марта 1992 г. затишье началось за 2,2 года и продолжалось 1,7 года. Перед землетрясением 8 июня 1993 г. оно началось за 3 года и длилось 2 года. Перед землетрясением 13 ноября 1993 г. эта стадия составляла, соответственно, 3 года и 1,2 года. Перед землетрясением 5 декабря 1997 г. начало затишья отмечено за 3,7 года и его длительность оценивается в 1,7 года. Соответствующие стадии форшоковой активизации составляли для указанных четырех землетрясений 0,5; 1,0; 1,8 и 1,7 лет. Величины отклонений от фона во всех случаях в несколько раз превышали уровень многолетних значений  $\sigma$ . Амплитуда аномалий колебалась от  $-10$  до  $-6 \sigma$ . При анализе 2 тыс. случайных каталогов было установлено, что вероятность случайного появления такой аномалии в последние три года перед землетрясением составляет около 1%. Эпицентры четырех рассмотренных землетрясений с  $M \geq 7$  располагались на краю зон затишья и в центральной части зон активизации.

С 1996 г. данные Камчатской ОМСП начали оперативно поступать по каналам ИНТЕРНЕТ, что позволило следить за развитием сейсмологической ситуации на Камчатке в реальном времени. Обнаруженные стадии сейсмического затишья и последующей активизации позволили дать 7 августа 1996 г., т.е. за 16 месяцев до Кроноцкого землетрясения, среднесрочный прогноз, направленный с соответствующими графическими материалами в Экспертный совет по прогнозу землетрясений при МЧС России.

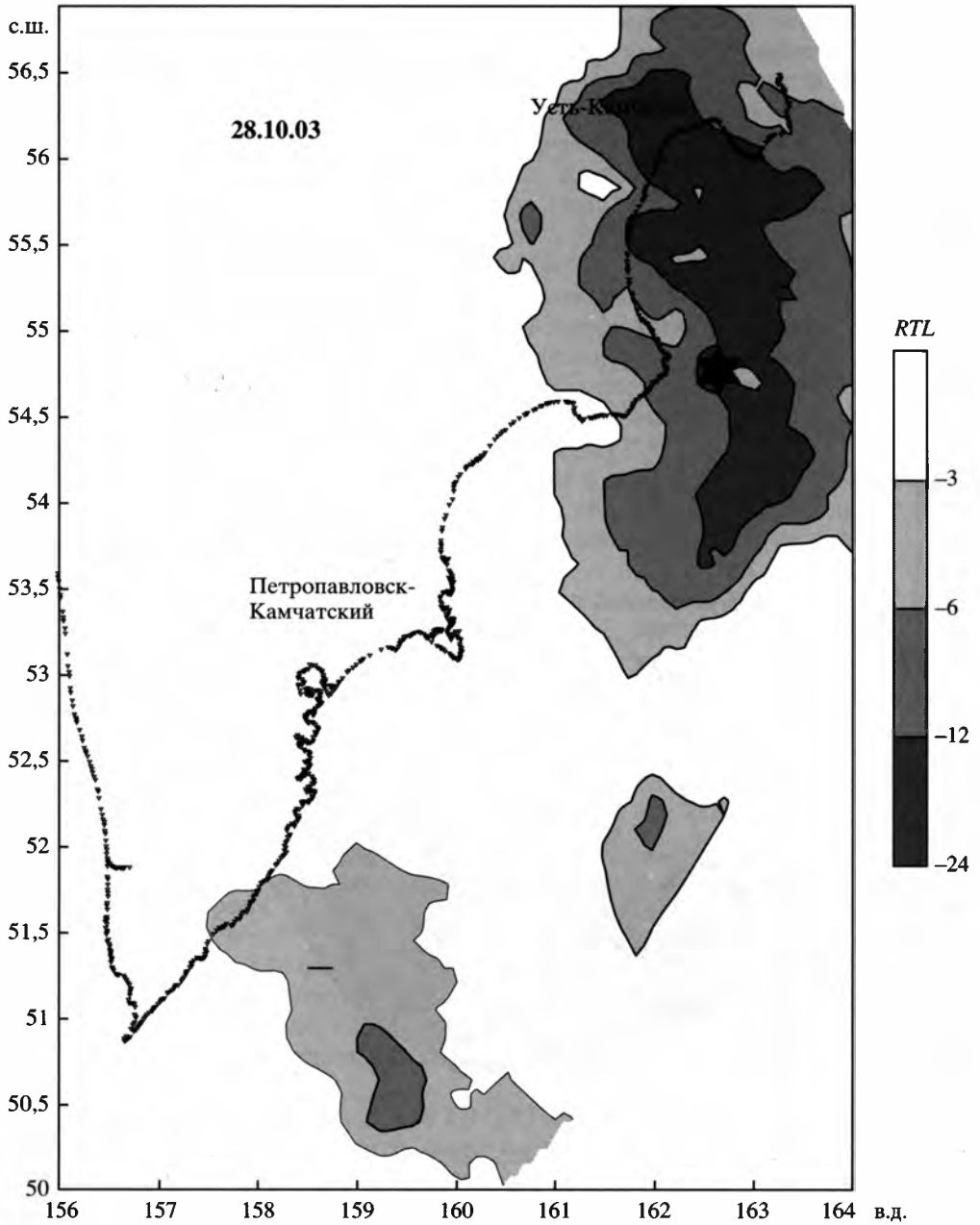
В 2000 г. на юге Камчатской сейсмоактивной зоны была обнаружена новая аномалия сейсмического затишья. В течение двух последующих лет она возрастала по величине. На рис. 4 показана карта параметра  $RTL$  на 1 янва-



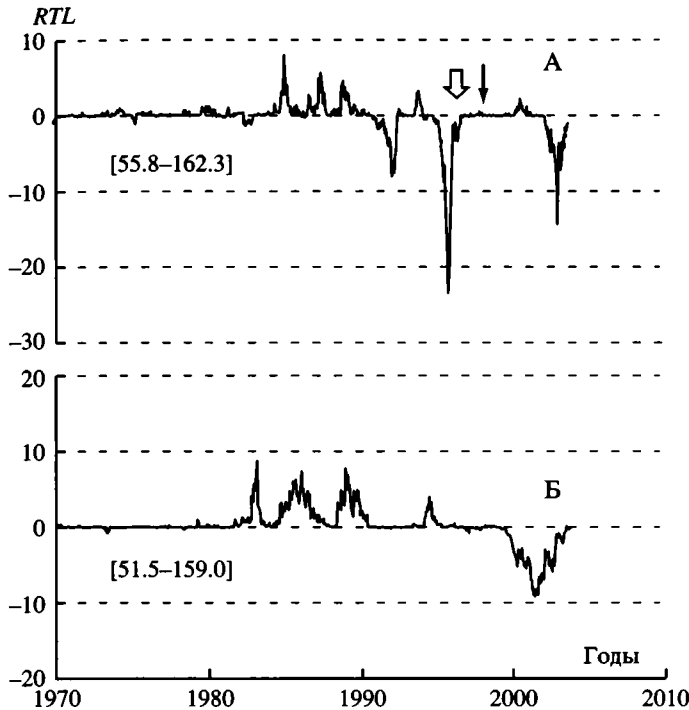
**Рис. 4.** Расположение аномалий сейсмического затишья на период до 1 января 2002 г.

Шкала справа соответствует величине изолинии в долях стандартного отклонения параметра *RTL* от многолетнего фона. Звездочка обозначают местоположение эпицентра Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г.





**Рис. 5.** Расположение аномалий сейсмического затишья на период до 28 октября 2003 г.  
Условные обозначения см. на рис. 4

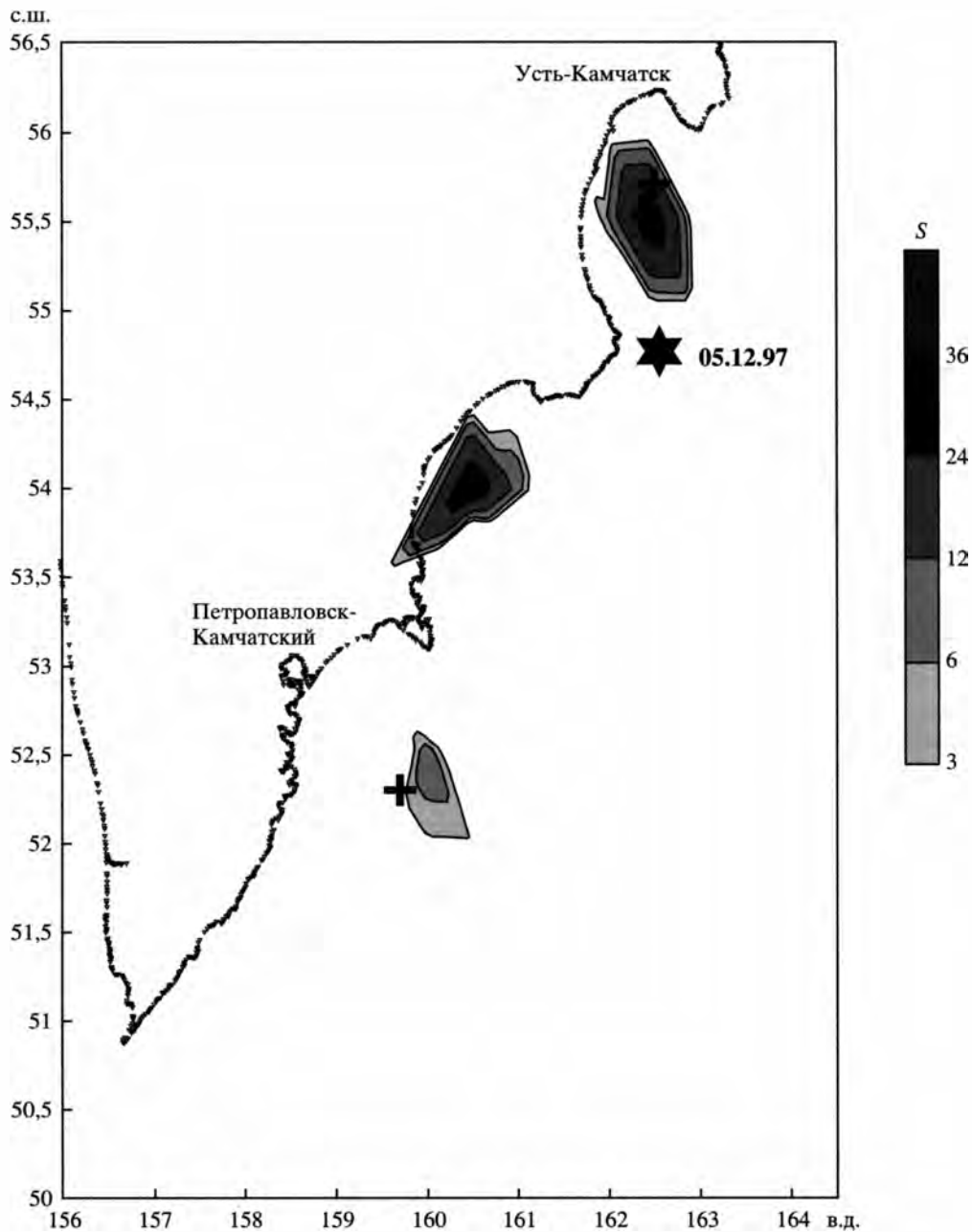


**Рис. 6.** Графики параметра *RTL* в районе аномалий на севере (А) и на юге (Б) Камчатской сейсмоактивной зоны

Пояснение см. в тексте

ря 2002 г., показывающая пространственное положение аномалий затишья за предыдущий 2001 г. Кроме аномалии, на юге отмечена также аномалия в области уже произошедшего Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г. Его эпицентр показан звездочкой. Не исключено, что появление этой аномалии есть следствие землетрясения, так как при расчете параметра *RTL* исключаются афтершоки. Последующий рис. 5 позволяет судить о динамике развития аномалий за последующий период до 28 октября 2003 г., т.е. на время написания настоящей статьи. Аномалия на юге Камчатки сильно уменьшилась по величине и площади, что говорит о процессе активизации. Аномалия затишья на севере мигрирует в сторону г. Усть-Камчатска и не может далее рассматриваться как затишье в эпицентре Кроноцкого землетрясения.

На рис. 6 даны графики *RTL* для районов севера и юга Камчатки. Из них следует, что аномалия на юге вышла на уровень многолетнего фона, что свидетельствует о форшоковой активизации и последней стадии подготовки сильного землетрясения. Активизация на севере еще не завершена. Белая стрелка на графике А обозначает время вышеуказанного прогностического сообщения перед Кроноцким землетрясением и черная стрелка – момент этого землетрясения, эпицентр которого отстоял на 100 км от точки, для которой построен график А на рис. 6.



**Рис. 7.** Расположение аномалий накопленных площадей сейсмогенных разрывов на период 28 октября 2003 г.

Шкала справа соответствует величине изолинии в долях стандартного отклонения от многолетнего фона. Звездочка обозначает местоположение эпицентра Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г.; Крестиками отмечены кластеры 12-го энергетического класса, возникшие в 2003 г.

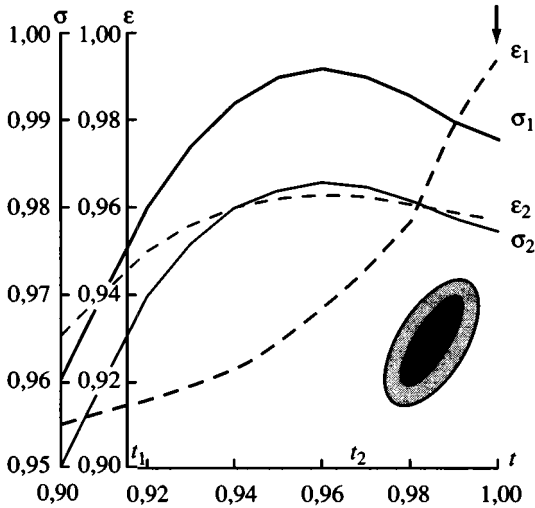
Форшоковая активизация, судя по ее физическому смыслу и данным лабораторных экспериментов, должна наблюдаться в непосредственной близости от очага будущего сильного землетрясения. Практика показала, что информативным является вычисление параметра  $S$  [Соболев, 1999]. Соответствующий алгоритм заключается в следующем. Вычисляется разница  $\Delta S$  между накопленной площадью сейсмогенных разрывов за последний перед сильным землетрясением год и средним ежегодным многолетним значением по площадкам географической сетки.

$$\Delta S = \sum_i \left( 10^{\frac{2}{3}(K_i - K_0)} \right). \quad (5)$$

На рис. 7 показана карта параметра  $\Delta S$  за годичный интервал времени до 28 октября 2003 г. Здесь же крестиками нанесены произошедшие в 2003 г. кластеры сейсмических событий 12-го энергетического класса, являющиеся, судя по вышеприведенным данным лабораторных экспериментов, признаками неустойчивости сейсмактивной зоны. Для их вычисления использовался тот же подход, что и при анализе лабораторных экспериментов. Считалось, что кластером является появление двух или более землетрясений, если местоположение их гипоцентров, разница во времени появления и энергия удовлетворяют формулам (2) и (3). Поправка за неточность определения гипоцентров  $\epsilon$  была принята равной 10 км. Величина  $R_{cr}$  в диапазоне землетрясений энергетических классов  $8,5 \leq K \leq 14$  с учетом величины  $\epsilon$  менялась от 19 до 52 км. В расчетах опробовались различные значения коэффициента  $\beta$  в диапазоне от 0,3 до 0,5 и была установлена устойчивость выходных результатов. Коэффициент  $a$  был подобран эмпирически равным 0,01. Величина  $T_{cr}$  для землетрясений  $8,5 \leq K \leq 14$  при  $\beta = 0,4$  изменялась в диапазоне от 3,6 суток до 1,6 года.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из вышеописанных материалов лабораторных и полевых наблюдений, а также из детального исследования хода сейсмичности нескольких землетрясений Камчатки [Соболев, 2003] вытекают две главные особенности хода сейсмичности в приразрывной и соседних с ней областях. Во-первых, во время развития стадии затишья в приразрывной области оно не наблюдается в боковых областях. И, наоборот, при развитии стадии форшоковой активизации в приразрывной области отмечается наступление затишья в боковых областях. Эти результаты не дают возможности прояснить причину сейсмического затишья, возникающего в приразрывной области. Вторая же особенность, а именно: наступление затишья в соседних к приразрывной областях во время развития в первой стадии форшоковой активизации допускает следующее объяснение. Измерения напряжений и деформаций в процессе лабораторного эксперимента свидетельствуют, что разрыв сдвигового типа (микроземлетрясение) формируется на стадии неустойчивой деформации,



**Рис. 8.** Схема изменения напряжения и скорости деформации в приразрывной области ( $\sigma_1, \epsilon_1$ ) и в прилегающей зоне ( $\sigma_2, \epsilon_2$ )

когда ее ускорение в области разрыва сопровождается падением приложенных к образцу напряжений (см. рис. 1).

Предположим, что заключительная стадия подготовки землетрясения (форшоковая активизация) также протекает во время развития в приразрывной области процесса неустойчивой деформации. Последний обусловлен тем, что в некотором блоке литосферы, включающем очаг будущего землетрясения, накопилась потенциальная энергия, достаточная для начала ускоряющегося процесса разрушения в очаге. Расходование этой энергии приводит по мере развития неустойчивой деформации к понижению напряжений.

Схематически такой процесс можно представить на рис. 8. Пусть в приразрывной области напряжения  $\sigma_1$  в некоторый момент времени  $t_1$  достигли уровня 96% от максимально возможных в данном блоке. При дальнейшем росте напряжений они в момент времени  $t_2$  достигают уровня, достаточного для развития неустойчивой деформации, что сопровождается ростом скорости деформации  $\epsilon_1$  в приразломной области и одновременным падением уровня напряжений  $\sigma_1$ . Ускорение деформации при условии хрупкого разрушения пород проявляется и в усилении сейсмической активности. Предположим также, что в соседней области уровень напряжений  $\sigma_2$  в момент  $t_1$  составлял 95%. Их возрастание к моменту времени  $t_2$  недостаточно для развития неустойчивости в этой области. Трата накопленной энергии для поддержания процесса неустойчивой деформации в приразрывной области и соответствующее падение напряжений  $\sigma_1$  приведут к некоторому падению напряжений в блоке, включая соседнюю область. Это будет сопровождаться в условиях квазиупругого состояния пород в этой области понижением скорости деформации  $\epsilon_2$  и уменьшением сейсмической активности (затишьем).

Исходя из данной схемы можно сделать вывод, что эпицентр будущего землетрясения на юге Камчатки может находиться в краевой части области затишья (см. рис. 5), в том числе в пределах области активизации и выделенного кластера (см. рис. 7). Но не исключено появление новых очагов активизации и кластеров, что позволило бы уточнить местоположение эпицентра.

Судя по длительности развития аномалии на юге Камчатки (более трех лет) и с учетом четырех предыдущих случаев, можно ожидать, что магнитуда будущего землетрясения превысит значение 7,5. В работе [Соболев, Тюпкин, 2000] была предложена модель вычисления энергии будущего земле-

трясения, основанная на представлениях о самоорганизованной сейсмической критичности. Ускорение кумулятивной деформации по Беньоффу  $Q(t)$ , равной корню квадратному из накопленной за анализируемый интервал времени выделенной сейсмической энергии  $E$ , описывается уравнением.

$$Q(t) = Q(t_1) + A_1 - A_2(t_f - t)^m \left[ 1 + c \times \cos \left( 2\pi \frac{\log(t_f - t)}{p} - \phi \right) \right], \quad (6)$$

где  $t$  – текущее время;  $t_1$  – время момента прогноза;  $t_f$  – время будущего землетрясения.

Величина свободных параметров  $A_2$  и  $m$  оценивается на основе анализа вышеприведенных в начале настоящей статьи лабораторных экспериментов, а включающий  $\log$ -периодическую добавку множитель близок по величине к 1. Тогда, при известной к моменту прогноза величине  $Q(t_1)$  именно параметр  $A_1$  определяет энергию ожидаемого сильного землетрясения. Любезно проведенные Ю.С. Тюпкиным расчеты показывают, что если землетрясение с эпицентром [52,26–159,75] на юге Камчатки произойдет в начале 2004 г., то его энергия может составить 15,5 Дж, что примерно соответствует  $M = 7,5$ .

## ВЫВОДЫ

В результате лабораторных экспериментов были выделены три предвестниковые стадии подготовки макроразрыва: акустическое затишье, форшоковая активизация и кластеризация гипоцентров. Акустическое затишье отмечалось в боковых по отношению к поверхности последующего макроразрыва зонах; форшоковая активизация и появление кластеров наиболее интенсивно проявлялись вблизи поверхности формирующегося макроразрыва.

Указанные стадии были обнаружены методом *RTL* при подготовке сильных землетрясений, причем их эпицентры располагались на краях областей затишья, но в центре областей активизации; кластеры сейсмических событий служили дополнительным признаком определения места и времени будущих сильных землетрясений.

На основе накопленного опыта ретроспективного прогноза и одного случая прогноза в реальном времени землетрясений с магнитудой больше 7 выявлено местоположение двух ожидаемых землетрясений на Камчатке. Землетрясение на юге Камчатки с магнитудой больше 7,5 может произойти в течение 1,5 ближайших лет.

## Литература

- Куксенко В.С. Модель перехода от микро- к макроразрушению твердых тел // Сб. докл. 1-й Всесоюз. шк.-семинара “Физика прочности и пластичности”. Л.: Наука, 1986. С. 36–41.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.

- Соболев Г.А.* Стадии подготовки сильных камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4/5. С. 63–72.
- Соболев Г.А.* Сейсмические свойства внутренней и внешней зоны очага землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2003. № 2. С. 3–12.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Акустическая эмиссия и стадии подготовки разрушения в лабораторном эксперименте // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4/5. С. 50–62.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. С. 270.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С.* Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1996. № 4. С. 64–74.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С.* Анализ процесса выделения энергии при формировании магистрального разрыва в лабораторных исследованиях по разрушению горных пород и перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2000. № 2. С. 44–55.
- Lockner D.A., Byerlee J.D., Kuksenko V. et al.* Observations of Quasistatic Fault Growth from Acoustic Emissions // Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks. / Eds. B. Evans, T.-F. Wong. L.: Academic Press, 1992. P. 3–31.
- Ponomarev A.V., Zavyalov A.D., Smirnov V.B., Lockner D.A.* Physical modelling of the formation and evolution of seismically active fault zones // Tectonophysics. 1997. Vol. 277. P. 57–81.

## ГЛОБАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Адекватное описание геологического развития Земли можно выполнить, пользуясь сравнительно простой физической (энергетической) моделью глобальных процессов. В основе теории лежат предположения, что планета Земля образовалась за счет гомогенной аккреции холодного протопланетного облака [Шмидт, 1949; Сафонов, 1969] и что земное ядро состоит из сплава железа с его оксидом [Сорохтин, 1971]. Оба эти предположения на сегодня являются наиболее обоснованными и принимаются большинством геофизиков. Оказывается, что этих двух предположений достаточно для построения самосогласованной теории, поскольку в них содержится вся необходимая информация о начальном строении Земли (однородная и холодная планета) и о запасах ее внутренней энергии, зависящей от массы планеты и состава земного вещества. Зная по экспериментальным данным уравнение состояния этого вещества с привлечением геологических данных в качестве краевых (граничных) условий уже можно построить модель эволюции Земли.

Используя приведенную гипотезу о составе земного ядра и мысленно смешивая известные составы мантии и земной коры с гипотетическим составом ядра, а также учитывая экспериментальные данные о температуре плавления и плотности эвтектических сплавов железа с его окисью при высоких давлениях, удастся с большой долей вероятности утверждать, что *внешняя (жидкая) часть земного ядра состоит из расплава окиси одновалентной фазы железа  $Fe_2O$  или из эквивалентного этому соединению эвтектического сплава  $Fe \cdot FeO$ , устойчивых только при высоких давлениях. Внутреннее же ядро вероятнее всего состоит из железоникелевого сплава  $Fe_{0,9} \cdot Ni_{0,1}$ . Состав переходного слоя F между внешним и внутренним ядром естественно всего считать сульфидным  $FeS$ . Выяснив составы отдельных геосфер, можно рассчитать и приведенный в таблице средний состав Земли.*

Несмотря на недоступность недр Земли для непосредственных исследований, распределение плотности вещества в мантии и земном ядре удастся определить достаточно надежно по данным о скоростях распространения в этих геосферах сейсмических волн от землетрясений. Расчет распределения плотности в первичной Земле проводился по ее химическому составу, приведенному в таблице и данным ударного сжатия химических соединений [Наймарк, Сорохтин, 1977].

Развитие молодой Земли и ее “раскручивание” вокруг оси собственного вращения существенно зависело от приливного взаимодействия нашей планеты с Луной, поэтому попутно пришлось рассмотреть и новую модель ее про-



Состав современной Земли и первичного земного вещества, %

Компонент	Состав континентальной коры [Ронов, Ярошевский, 1978]	Модельный состав		Состав первичного вещества Земли (расчет)	Средний состав хондритов [Urey, Craig, 1953]	Состав углистых хондритов
		мантии Земли*	ядра Земли			
SiO <sub>2</sub>	59,3	45,5	–	30,78	38,04	33,0
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,6	–	0,41	0,11	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,0	3,67	–	2,52	2,50	2,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,4	4,15	–	–	–	–
FeO	5,6	4,37	49,34	22,76	12,45	22,0
MnO	0,1	0,13	–	0,09	0,25	0,24
MgO	4,9	38,35	–	25,77	23,84	23,0
CaO	7,2	2,28	–	1,56	1,95	2,32
Na <sub>2</sub> O	2,5	0,43	–	0,3	0,95	0,72
K <sub>2</sub> O	2,1	0,012	–	0,016	0,17	–
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0,41	–	0,28	0,36	0,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	–	–	–	–	0,38
NiO	–	0,1	–	0,07	–	–
FeS	–	–	6,69	2,17	5,76	13,6
Fe	–	–	43,41	13,1	11,76	–
Ni	–	–	0,56	0,18	1,34	–

\* Наша модель с использованием данных Л.В. Дмитриева [1973] и А. Рингвуда [Ringwod, 1966].

исхождения [Сорохтин, 1988]. В основу модели положен физический принцип, согласно которому наибольший вклад в развитие нашей планеты вносили те энергетические процессы, которые в максимальной степени снижали потенциальную энергию планетарной системы, состоящей из Земли и ее массивного спутника – Луны. В качестве краевых условий задачи принимались их современное строение и состав, а также вся геологическая летопись развития Земли и Луны. Термодинамический подход к решению задачи определяет и ранжирует главные энергетические источники развития Земли, а также объясняет необратимость процесса ее эволюции.

В настоящее время влияние Луны на развитие тектонических процессов Земли ничтожно мало и по энергии не превышает 1%. Но на ранних стадиях существования планет, когда Луна вращалась вблизи от Земли, это влияние было огромно и доминировало над всеми другими источниками внутренней энергии. Именно поэтому адекватное рассмотрение глобальной эволюции Земли невозможно проводить без учета истории ее взаимодействия с Луной.

Луна играла определяющую роль на стадии формирования Земли и на самых ранних этапах ее существования. По-видимому, Луна образовалась благодаря разрушению на пределе Роша некой более массивной планеты (с массой около 3–4 лунных масс), названной нами Протолуной. Эта планета сформировалась, скорее всего, вблизи Земли или, что вероятнее, была захвачена растущей Землей с близкой орбиты. Мы исходили из того, что *вероят-*

ность захвата растущей планетой спутников с соседних орбит возможна. При этом учитывалось, что приливные деформации “захватываемой” планеты, при ее сближениях с центральной и более массивной планетой, приводили к выделению тепловой энергии и, тем самым, к снижению кинетической энергии ее движения, т.е. к сближению планет. Благодаря приливному взаимодействию центральной планеты со спутником расстояние между ними вначале должно было стремительно уменьшаться, что привело к разогреву и перегреву Протолуны. В результате она расплавилась и прошла практически полную гравитационную дифференциацию, о чем однозначно свидетельствуют изотопно-свинцовые отношения в лунных и земных породах: на Луне отношения радиогенных изотопов свинца к первичному достигают 100–220, тогда как в земных породах они находятся в пределах от 15 до 39.

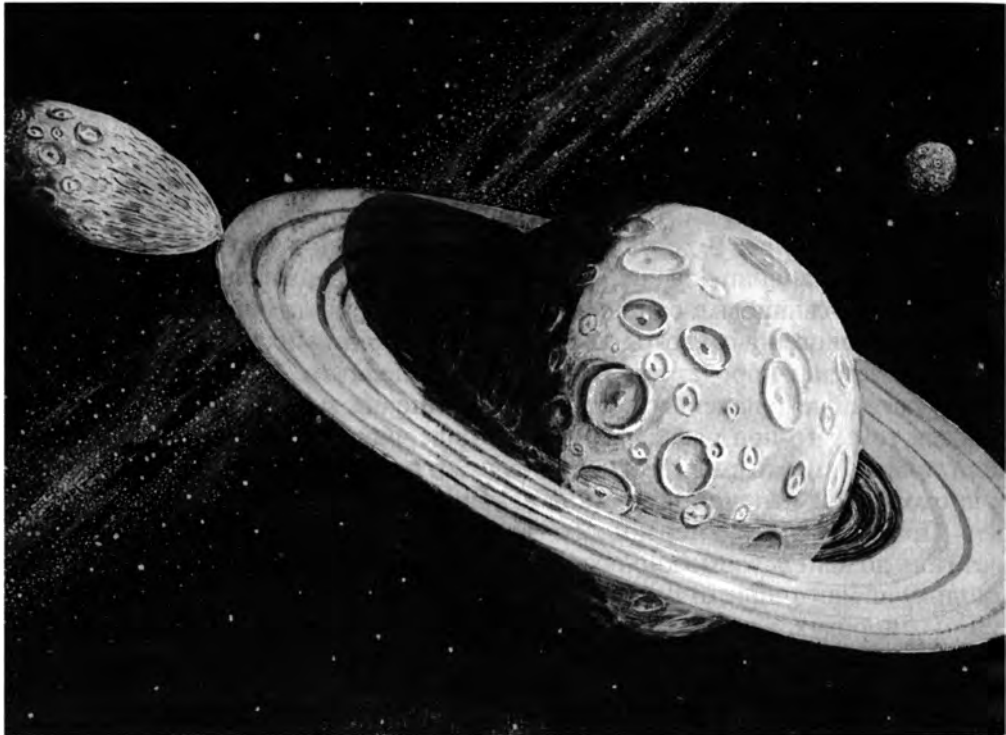
“Ураганные” значения изотопных отношений в лунных породах объясняются тем, что при расплавлении и дифференциации Протолуны первичный свинец (вместе с железом) практически полностью перешел в ее ядро, а в протолунной мантии и коре стал накапливаться только радиогенный свинец. При этом потерю первичного свинца еще на стадии формирования планет (или до нее) невозможно объяснить повышенной летучестью свинца, поскольку аналогичные отношения изотопов свинца тогда бы наблюдались и в земных породах, а этого нет.

При захвате Протолуны Земля тоже несколько разогрелась, но из-за существенно большей массы этот дополнительный прогрев не был значительным, зато Земля около 4,6 млрд лет назад раскрутилась в прямом направлении с периодом вращения (длиной суток) около 6 ч. После вхождения Протолуны в сферу Роша Земли массивный спутник стал разрушаться (рис. 1). Напомним, что на пределе Роша притяжение центральной планеты становится равным самогравитации спутника и поэтому сила тяжести на поверхности спутника, обращенной к планете, становится равной нулю. В результате расплавленный спутник теряет устойчивость и начинает разрушаться. Именно такая ситуация сложилась в системе Земля – Протолуна около 4,6 млрд лет назад, и тогда же на поверхность Земли выпала большая часть вещества Протолуны, в том числе и расплавленное железо ее ядра (этим, в частности, объясняется и резкий дефицит железа в Луне). Сама же Луна сформировалась из обедненного железом силикатного вещества внешнего приливного горба разрушенной протопланеты.

О таком сценарии происхождения Луны, в частности, говорит и тот факт, что современный суммарный момент количества вращения системы Земля–Луна почти в точности равен моменту этой же системы, но при нахождении Луны на пределе Роша от Земли. Действительно, момент количества вращения системы Земля–Луна  $K$ , в приближении коллинеарности моментов их вращения, равен

$$K = I_e \cdot \Omega + \frac{M \cdot m}{M + m} \cdot L^2 \cdot \omega = \text{const}, \quad (1)$$

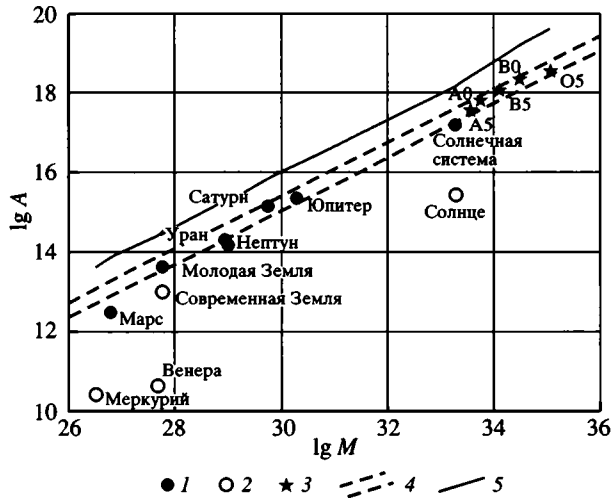
где  $I_e$  – экваториальный момент инерции Земли;  $\Omega$  – угловая скорость ее вращения вокруг собственной оси;  $M$  – масса Земли;  $m$  – масса Луны;  $L$  – рассто-



**Рис. 1.** Картина разрушения Протолуны и образования Луны на пределе Роша Земли около 4,6 млрд лет назад

яние между центрами тяжести Земли и Луны;  $\omega$  – угловая скорость орбитального движения Луны вокруг Земли. Современные значения приведенных параметров равны:  $I_e = 8,036 \cdot 10^{44} \text{ г} \cdot \text{см}^2$ ,  $\Omega = 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ ,  $M = 5,977 \cdot 10^{27} \text{ г}$ ;  $m = 7,35 \cdot 10^{25} \text{ г}$ ;  $L = 3,844 \cdot 10^{10} \text{ см}$  (384,4 тыс. км),  $\omega = 2,672 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$ . Откуда находим, что современное значение момента количества вращения системы равно  $K = 3,451 \cdot 10^{41} \text{ г} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ . Расчет надо вести из предположения  $K = \text{const}$  и находить параметры системы на пределе Роша.

При нахождении Луны на пределе Роша Земли, расстояние между ними сокращалось до  $L_0 = 1,715 \cdot 10^9 \text{ см}$  (17,15 тыс. км), а скорость вращения Земли и обращения Луны вокруг нее становились равными и, наоборот, увеличивались до  $\Omega_0 = \omega_0 = 2,8284 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ , что соответствовало продолжительности суток и “месяцев” около 6 ч. Из-за большой скорости вращения Земли, ее экваториальный радиус тогда возрастал до  $R_0 = 6,716 \cdot 10^8 \text{ см}$  (при современной величине этого радиуса  $R = 6,378 \cdot 10^8 \text{ см}$ ). Кроме того, у молодой Земли еще отсутствовало плотное ядро, поэтому ее безразмерный момент тогда приблизительно равнялся  $J_0 = 0,373$  (при его современном значении  $J = 0,3305$ ). В этом случае экваториальный момент инерции Земли оказывается равным  $I_{e0} = 1,005 \cdot 10^{45} \text{ г} \cdot \text{см}^2$ . Подставляя теперь в выражение (1) приведенные параметры молодой Земли и Луны в момент их сближения на пре-



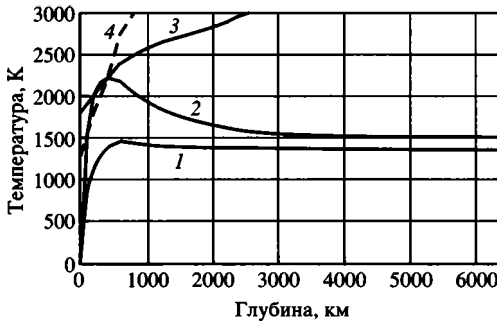
**Рис. 2.** Зависимость удельного момента осевого вращения планет Солнечной системы и некоторых классов быстровращающихся звезд от их массы

1, 2 – объекты: 1 – незаторможенные объекты; 2 – заторможенные; 3 – звезды; 4 – значения удельного момента  $A$  при раскручивании планет и звезд до угловой скорости вращения спутников на пределе Роша в зависимости от значения безразмерного момента инерции планеты (звезды), ее плотности и плотности разрушаемых на пределе Роша спутников; 5 – предельные значения момента  $A$  для случая ротационной неустойчивости тех же самых планет и звезд

деле Роша, найдем  $K_0 = 3,447 \cdot 10^{41} \text{ г} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ , что очень близко соответствует найденному выше значению момента количества вращения современной системы Земля–Луна  $K = 3,451 \cdot 10^{41} \text{ г} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ .

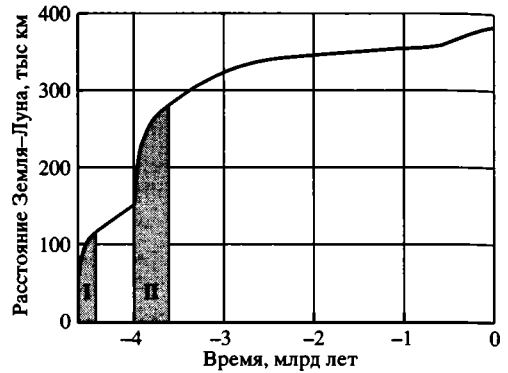
Вряд ли такое совпадение может быть случайным. Скорее всего, оно убедительно свидетельствует о рождении Луны на пределе Роша Земли. При этом *Протолуна раскрутила приливными взаимодействиями Землю до предельной угловой скорости вращения спутника на пределе Роша* (один оборот тогда происходил приблизительно за 6 ч). После же образования Луны и перехода ее на стационарную орбиту с периодом обращения, равным периоду собственного вращения Земли, приливное взаимодействие с Землей перешло в квазиустойчивое состояние, при котором силы приливного притяжения снизились до нуля. Однако под влиянием солнечных возмущений, тормозивших обращение Луны вокруг Земли в большей степени, чем собственное вращение самой Земли, приливные взаимодействия спутника с центральной планетой изменили свой знак на обратный, и Луна стала стремительно удаляться от Земли. Это спасло Луну от полного разрушения, а собственное вращение Земли начало постепенно замедляться.

По-видимому, механизм раскручивания планет путем разрушения их спутников в сферах Роша и выпадения на центральные планеты осколков таких спутников достаточно распространен во Вселенной, о чем свидетельствует закономерность распределения удельных моментов вращения незаторможенных планет, самой Солнечной системы и некоторых классов быстро вращающихся звезд (рис. 2).



**Рис. 3.** Температурные режимы молодой Земли

1, 2 – температура Земли: 1 – при ее образовании около 4,6 млрд лет назад, 2 – на рубеже катархея и архея около 4,0 млрд лет назад; 3 – температура плавления железа [Boehler, 1993]; 4 – температура плавления силикатов мантии [Жарков, 1983; Zeng, Boehler, 1993]



**Рис. 4.** Эволюция расстояния Луны от Земли и эпохи лунного магматизма, связанные с “выметанием” Луной из околоземного пространства более мелких спутников

Наиболее ранний период ускоренного отодвигания Луны от Земли (4,6–4,4 млрд лет назад) породил анортозитовый магматизм (I); второй импульс отодвигания Луны от Земли (4,0–3,6 млрд лет назад) привел к выпадению на лунную поверхность наиболее крупных тел первичного околоземного спутникового роя, что и привело к возникновению базальтового магматизма (II) и возникновению так называемых “лунных морей”

Учет приливной энергии, “накачанной” в Землю ее гравитационным взаимодействием с Луной, показывает, что тектоническое развитие Земли было ускорено этим влиянием, по крайней мере, на 2,5–3 млрд лет. Если бы у Земли не было массивного спутника, то сейчас на Земле господствовали бы условия архейской эры с плотной и жаркой углекислотной атмосферой, а ее поверхность населялась бы только примитивной бактериальной жизнью.

Если не считать приливных землетрясений, то *первые 600 млн лет существования молодая Земля характеризовались практически полной тектономагматической пассивностью и холодным климатом со средними температурами около  $-5 \div -10$  °C*, а земная поверхность представляла собой луноподобную безжизненную пустыню.

*Первые изверженные породы и первая вода на Земле появились только около 4,0–3,9 млрд лет назад, т.е. только через 600–700 млн лет после ее образования.* До этого же времени (т.е. в интервале возрастов 4,6–3,9 млрд лет) в геологической летописи Земли наблюдается полный “провал памяти”. Объясняется это тем, что на этой догеологической (катархейской) стадии Земля была относительно холодной планетой и еще только разогревалась под влиянием мощных приливных взаимодействий с Луной и благодаря распаду радиоактивных элементов [Сорохтин, Ушаков, 2002] (рис. 3).

Как только температура верхней мантии Земли около 4 млрд лет назад поднялась до уровня плавления силикатов и началась ее дегазация, приливное взаимодействие Земли с Луной опять резко возросло. Это, в свою очередь, привело к столь же резкому ускорению отодвигания Луны от Земли

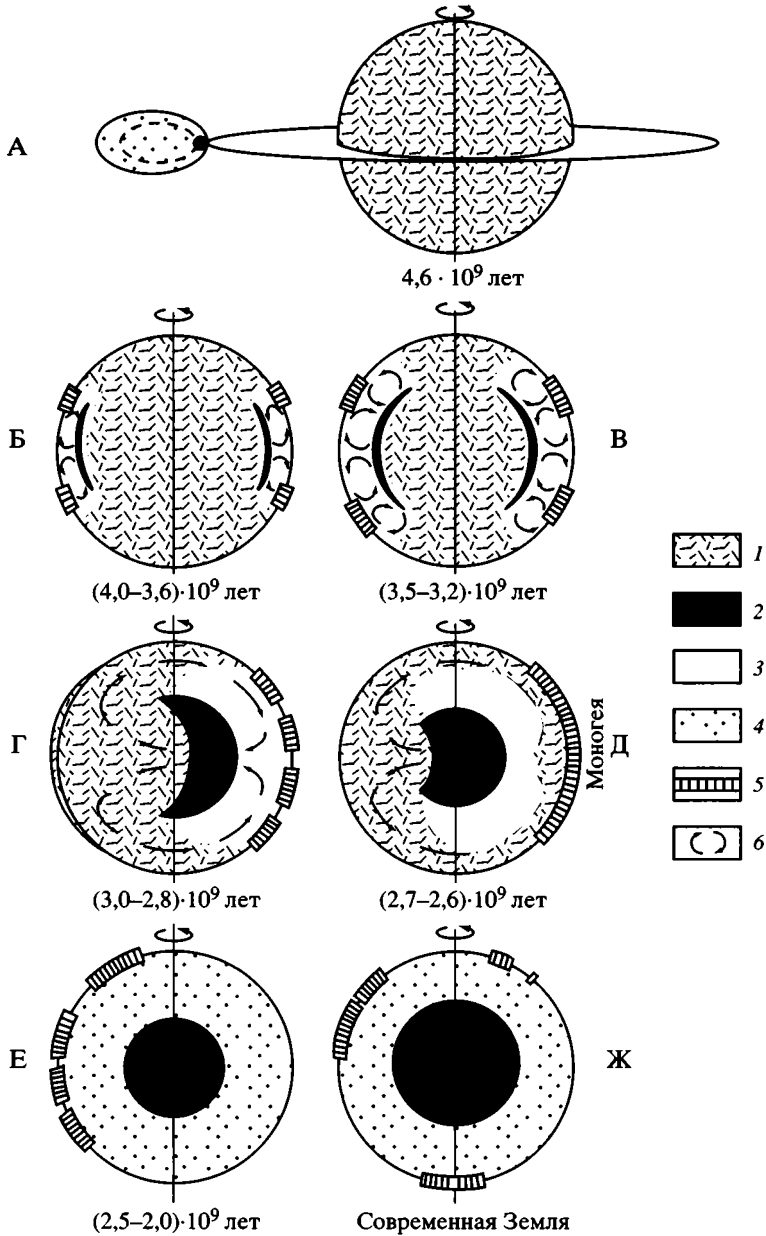
(рис. 4). В результате Луна начала “выметать” из околоземного пространства еще сохранявшиеся тогда более мелкие спутники и микролуны. Выпадая на поверхность молодой Луны (но не на Землю!), эти спутники пробивали ее анортозитовую кору и открывали доступ на лунную поверхность подкоровым базальтовым расплавам, образовавшим так называемые “лунные моря”. Благодаря этому лунный базальтовый магматизм точно маркирует начало тектонической активности Земли. Кроме того, усиление приливного взаимодействия Земли с Луной привело к дополнительной “накачке” приливной энергии в образовавшуюся астеносферу, ускоряя тем самым разогрев и расплавление верхней мантии в экваториальной зоне Земли.

В первичном земном веществе содержалось около 13–14% металлического железа и до 24% его двухвалентной окиси. Поэтому расплавление верхней мантии Земли в раннем архее возбудило в этой геосфере процесс плотностной дифференциации земного вещества с сепарацией жидких расплавов металлического железа от силикатного вещества. Первоначально, в раннем архее, такая дифференциация возникла только в экваториальном поясе Земли, где приливные деформации достигали максимума. В дальнейшем дифференциация земного вещества постепенно расширялась, охватив собой и более высокие широты, а к концу архея она распространилась и на всю Землю. В архее дифференциация земного вещества происходила по механизму зонной плавки, рассмотренному в работах А.П. Виноградова и А.А. Ярошевского [1965, 1967], за тем лишь исключением, что питалась она не радиогенной, а значительно более мощной гравитационной энергией и распространялась не снизу вверх, а, наоборот, сверху вниз (рис. 5). Выделяемая энергия при этом расходовалась как на поддержание теплового режима самого процесса дифференциации, так и на разогрев нижележащего сравнительно холодного вещества глубинных недр молодой Земли.

Зонная дифференциация Земли в архее создала ситуацию резкой гравитационной неустойчивости земных недр, поскольку под слоем тяжелых расплавов железа и его окислов в первичной “сердцевине” Земли тогда располагалось менее плотное (еще не прошедшее дифференциации) первозданное земное вещество. В конце концов, возникшая гравитационная неустойчивость разрешилась катастрофическим процессом сравнительно быстрого опускания железных и окисно-железных расплавов к центру планеты. Таким образом, образование плотного земного ядра произошло в самом конце архея, около 2,6 млрд лет назад. Процесс этот сопровождался генерацией в мантии интенсивных конвективных течений, сгруппировавших все образовавшиеся до этого континентальные массивы в единый суперконтинент – *Монгею*. Тогда же впервые возникло и дипольное геомагнитное поле современного типа.

Процесс зонной дифференциации железа и его окислов в архее привел к существенному перегреву верхней мантии и к массовым излияниям тогда высокотемпературных коматитовых лав (рис. 6).

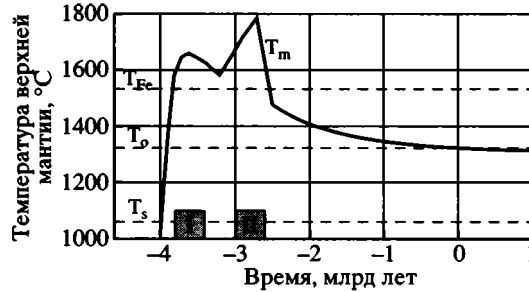
После образования на рубеже архея и протерозоя земного ядра, в котором тогда концентрировалось до 63% его современной массы, дальнейший рост ядра происходил по более спокойному сценарию механизма бародиффузионной дифференциации мантийного вещества [Монин, Сорохтин,



**Рис. 5.** Эволюция строения Земли

А – молодая Земля и образование Луны; Б–Е – последовательные этапы выделения и формирования земного ядра; Ж – современная Земля

1 – первичное земное вещество; 2 – расплавы железа и его окислов; 3 – архейская деплетированная мантия, обедненная железом, его окислами и сидерофильными элементами; 4 – мантия современного типа; 5 – континентальные массивы; 6 – направление мантийных течений



**Рис. 6.** Приведенная к поверхности температура верхней мантии

$T_s = 1060^\circ$  – температура солидуса мантийного вещества;  $T_0 = 1320^\circ$  – приведенная к поверхности температура современной мантии;  $T_{Fe} = 1530^\circ$  – температура плавления железа при нормальных условиях; I и II – главные эпохи выплавления перегретых коматитовых лав [Коваленко и др., 1987]

1981]. С этого момента, т.е. *после архея, тектоническое развитие Земли пошло по законам тектоники литосферных плит.*

Интересно отметить, что поступление в конвектирующую мантию на рубеже архея и протерозоя первичного вещества из бывшей сердцевины Земли с первозданными концентрациями в нем рудных элементов (см. рис. 5, Д), привело к возникновению уникальных рудных месторождений в раннем протерозое (около 2,3–1,9 млрд лет назад). Это, прежде всего, крупнейшие в мире запасы железа, хрома, кобальта, никеля, золота, меди, платины и платиноидов и некоторых других рудных элементов. Кроме того, благодаря затягиванию по древним зонам субдукции тяжелых железистых осадков на большие глубины под архейские континенты, тогда же возникли и глубинные расплавы кимберлитовых и лампроитовых магм, с которыми теперь, после их подъема на земную поверхность, связаны все коренные месторождения алмазов [Сорохтин, Ушаков, 2002].

*В первичном земном веществе содержалось около 13% металлического железа и около 24% его окиси. Сейчас все железо и большая часть его окиси, а также сидерофильных и халькофильных элементов перешло в земное ядро. В противоположность этому, за время геологического развития Земли большинство летучих элементов и соединений дегазировалось из мантии в гидросферу и атмосферу, а многие из литофильных элементов переместились в континентальную земную кору. Концентрация же остальных петрогенных соединений в мантии Земли должна была соответственно повыситься.*

В протерозое и фанерозое состав мантии менялся уже более плавным путем за счет постепенного перехода в земное ядро остатков металлического железа и его окиси, а воды и других летучих соединений – в гидросферу и атмосферу (рис. 7).

Рассматриваемая физическая модель развития Земли позволяет аналитически определить ее энергетический баланс (рис. 8). Согласно такому балансу, генерируемая в гравитационном поле Земли энергия расходуется на ее разогрев, дополнительное сжатие земного вещества и на теплотери.



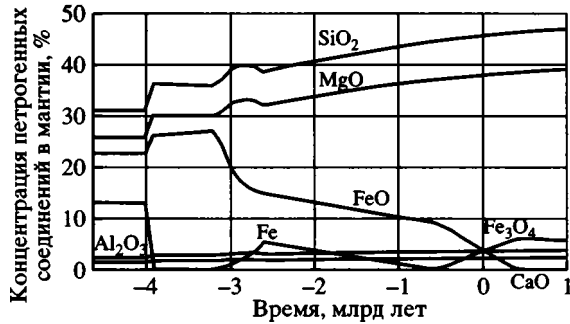


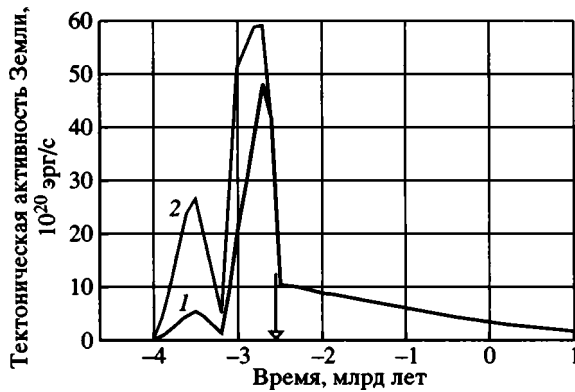
Рис. 7. Эволюция химического состава конвектирующей мантии по главным петрогенным элементам и соединениям



Рис. 8. Энергетический баланс Земли

1 – суммарная энергия (гравитационная, радиогенная и приливная), выделившаяся в Земле; 2 – то же, выделившаяся в мантии Земли; 3 – тепловой запас Земли; 4 – суммарные теплотери Земли; 5 – теплотери мантии

Тектоническая активность Земли, как известно, связана с движениями земных масс и плавлением земного вещества. Проявляется эта активность в магматических внедрениях глубинного вещества в земную кору (например, в океанических рифтовых зонах Земли), в деформациях земной коры (например, при горообразовании), во вторичном переплавлении коровых пород (например, в зонах поддвига плит или при образовании гранитных плутонов), при землетрясениях и во многих других случаях движения земного вещества. Однако, в конце концов, все эти перемещения земных масс приводят к преобразованию кинетической энергии движения вещества в тепло, которое с течением времени теряется Землей, излучается в космос и рассеивается в окружающем пространстве. Поэтому тектоническую активность Земли количественно следует измерять величиной суммарного теплового потока, поступающего из ее глубинных недр. Используя этот критерий и приведенный выше энергетический баланс Земли, удалось определить и ее тектоническую активность (рис. 9).



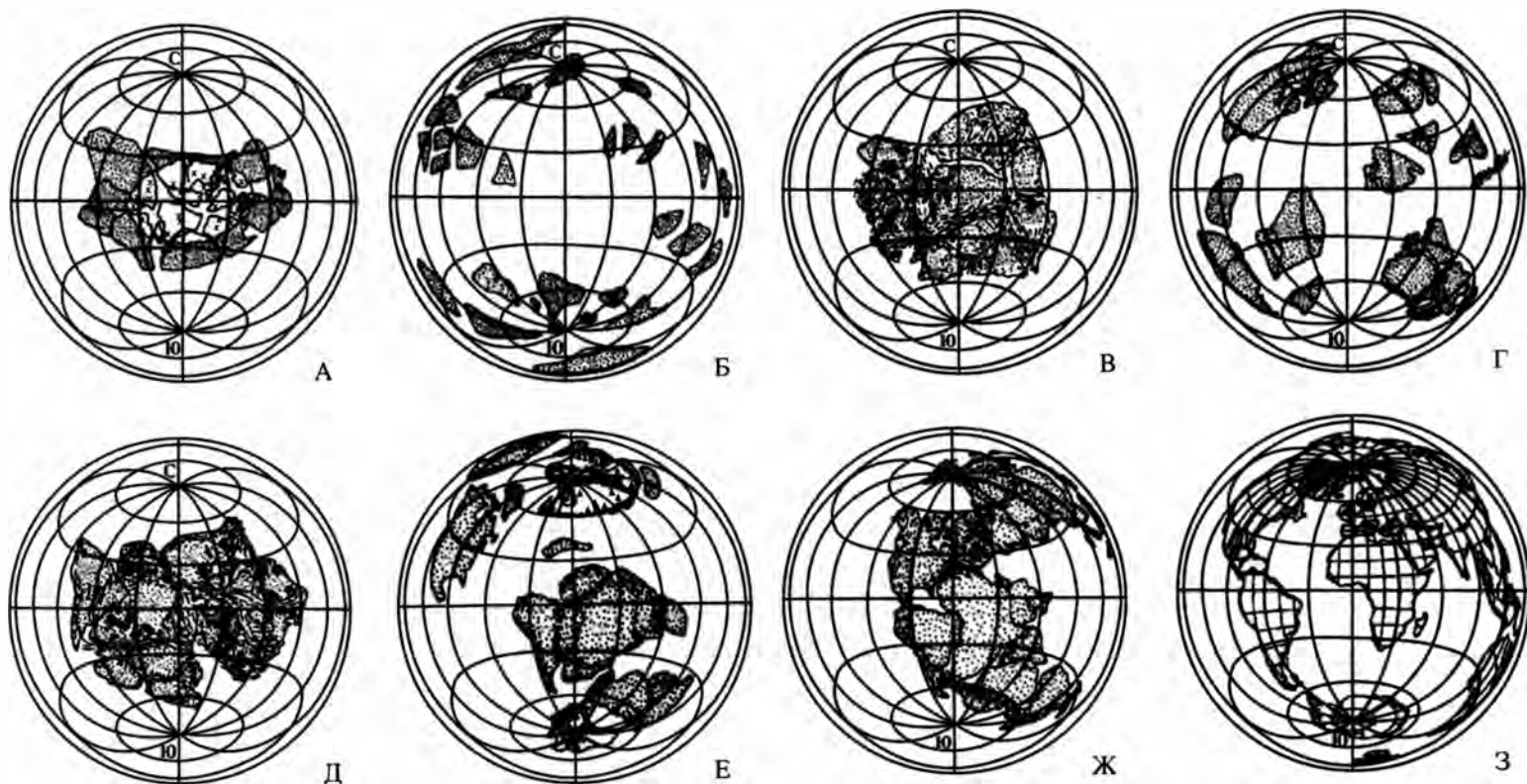
**Рис. 9.** Тектоническая активность Земли

1 – средняя тектоническая активность Земли, определяемая суммарным глубинным тепловым потоком, пронизывающим земную поверхность; 2 – тектоническая активность экваториального пояса Земли в архее, определяемая по среднему тепловому потоку, пронизывавшему в архее этот пояс; стрелкой отмечен момент образования земного ядра

Как видно из рисунка, тектоническая активность Земли достигала своего максимума в позднем архее около 2,7 млрд лет назад. Глубинный тепловой поток тогда превышал его современный уровень приблизительно в 14 раз, а средняя скорость движения литосферных плит достигала почти 4 м/год. В протерозое и особенно в фанерозое активность Земли стала существенно меньшей. Будет она уменьшаться и в дальнейшем.

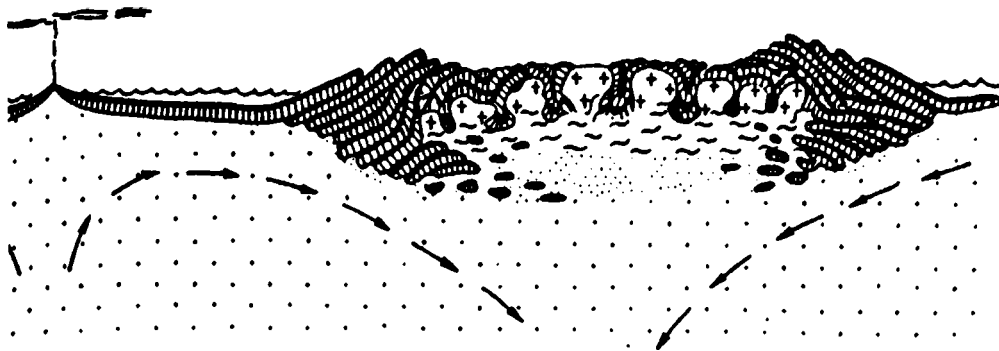
Численное моделирование конвективных процессов в мантии показывает, что на фоне отмеченных эволюционных изменений тектонической активности Земли наблюдались отдельные ее всплески, связанные с перестройками конвективных структур в мантии. Наибольшие всплески тектонической активности Земли связаны с возникновением в мантии одноячеистых конвективных структур, во время функционирования которых все разрозненные прежде континенты собирались вместе, образуя единые континентальные массивы – суперконтиненты. Одноячеистые конвективные структуры в земной мантии формировались только четыре раза: около 2,6; 1,84; 1,04 и 0,23 млрд лет назад. Соответственно, за геологическую историю Земли четыре раза возникали и единые суперконтиненты: *Моногея*, *Мегагея*, *Мезогея* (*Родиния*) и *Пангея*. В промежуточные эпохи, в связи с перестройками структур конвективных течений в мантии, происходили расколы и дробления суперконтинентов с центробежными раздвижениями образовавшихся фрагментов – материков в стороны от бывшего центра суперконтинента. Возможные реконструкции суперконтинентов и их фрагментов, построенные по геологическим и палеоклиматическим данным, приведены на рис. 10. В далеком будущем, приблизительно через 1,6–1,8 млрд лет, возможно формирование последнего суперконтинента – *Гипергеи*. Однако примерно в это же время прогнозируется и начало тектонического умирания Земли.

Таким образом, на геологическом этапе развития Земли (позже 4,0 млрд лет назад) главным и планетарным энергетическим процессом



**Рис. 10.** Палеорекострукции положения континентов и океанов в проекции Ламберта

А – Могогея, 2,6 млрд лет назад (белое пространство на континентах – ледниковый покров; крестики – тиллиты и тиллоиды, по Н.М. Чумакову [1978]);  
 Б – распад Могогеи около 2,1 млрд лет назад; В – Мегатея Штилле, 1,8 млрд лет назад (волнистая штриховка – складчатые пояса; темная штриховка – красцветные толщи, по А.И. Анатольевой [1978]); Г – распад Мегатеи около 1,6 млрд лет назад; Д – Мезогея, 1,0 млрд лет назад; Е – раскол Мезогеи на Лавразию и Гондвану, 750 млн лет назад (белое пространство на континентах – ледниковые покровы; мелкие треугольники – тиллиты и тиллоиды, по Н.М. Чумакову [1978]);  
 Ж – Пангея Вегенера, 200 млн лет назад; З – современное расположение континентов и океанов



**Рис. 11.** Картина формирования континентальной коры в архее над нисходящими мантийными течениями

Океаническая кора и зеленокаменные пояса выделены мелкой штриховкой; гранитогнейсовые купола отмечены крестиками; коровая астеносфера и слой мигматизированного вещества – мелким крапом и волнистой штриховкой; конвектирующая мантия – крупным крапом; стрелками показаны конвективные течения

становится процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества и формирования у Земли плотного ядра. Этот процесс около 2,6 млрд лет назад привел к выделению в центре планеты плотного окисно-железного ядра. Этот же процесс генерирует в остаточной силикатной оболочке – в земной мантии – конвективные течения, являющиеся непосредственной причиной тектонической активности Земли и дрейфа континентов.

Энергетические оценки показывают, что тектоническое развитие Земли на 70,2% питалось энергией гравитационной дифференциации земного вещества, на 17,3 – энергией распада радиоактивных элементов и только на 12,5% – энергией приливного торможения Земли. В настоящее время 89% эндогенной энергии Земли генерируется процессом плотностной дифференциации мантийного вещества и продолжающимся ростом земного ядра, 10% добавляется радиогенной энергией, а на диссипацию энергии приливных деформаций в “твердой” Земле приходится всего около 1%.

Описанная здесь физическая модель глобальной эволюции Земли, основанная на анализе ее энергетического баланса, позволила количественно оценить основные закономерности формирования континентальной земной коры. Так, из-за высокой тектонической активности и перегрева верхней мантии в архее не могло существовать зон поддвига литосферных плит, а вместо них в областях сжатия литосферной оболочки возникали зоны торошения и скучивания тонких океанических пластин базальтового состава (рис. 11). При этом переплавление водонасыщенных базальтовых пластин приводило к формированию более кислых гранитоидов, сформировавших затем гранитогнейсовые купола архейских континентальных массивов, тогда как опоясывающие их зеленокаменные пояса представляют собой ни что иное, как остатки древней океанической коры архейского возраста.

После снижения тектонической активности Земли в протерозое и фанерозое стали формироваться более массивные и плотные океанические лито-

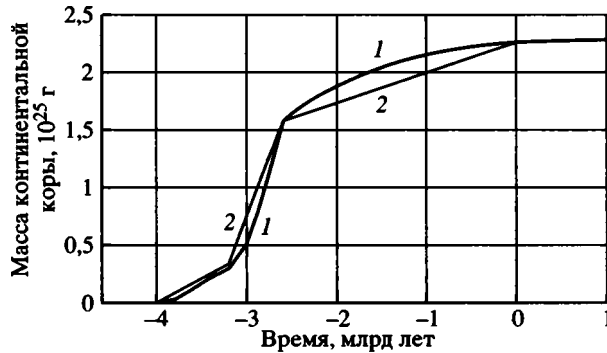
сферные плиты, в состав которых, кроме базальтов и осадков, входили уже тяжелые ультраосновные породы; верхняя часть последних оказывалась гидратированной, образуя серпентинитовый слой океанической коры. В результате такие литосферные плиты могли только погружаться в мантию по зонам поддвига плит или субдукции. При трении плит в зонах субдукции происходила их дегидратация и переплавление, легкие продукты которых, в виде интрузий и вулканических извержений, внедрялись в надвигаемую плиту, постепенно формируя в ее верхней части континентальную кору. Именно таким путем в самом начале протерозоя начал действовать механизм тектоники литосферных плит.

Учитывая приведенные особенности формирования континентальной коры в архее и в послепермское время, удалось количественно рассчитать скорость образования и накопление массы континентальной коры (рис. 12). Как видно из приведенных графиков, с максимальной скоростью континентальная кора формировалась в позднем архее около 2,8–2,6 млрд лет назад. Именно в архее сформировалось около 70% массы континентальной коры, о чем свидетельствуют и независимые геологические данные [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Поскольку в раннем архее гравитационная дифференциация Земли началась в ее экваториальном поясе, то молодые океаны и первые континентальные зародыши также возникли на экваторе. Остальная же поверхность Земли тогда еще оставалась сложенной первичным земным веществом, перекрытым сверху первозданным и пористым реголитом, содержащим до 13% металлического железа и около 24% двухвалентной окиси железа. В дальнейшем площадь океанов и континентов постепенно увеличивалась, а площадь реголита, наоборот, сокращалась. К концу архея первичный реголит уже полностью исчез и вся поверхность Земли оказалась перекрытой океанической и континентальной корой (рис. 13).

Разработанная теория глобальной эволюции Земли, основанная на анализе ее энергетического баланса, позволила количественно оценить скорость дегазации земных недр и на этой основе построить модель накопления воды в гидросфере, а также эволюцию состава и давления земной атмосферы. В процессе роста Земли практически все химически активные газы должны были сорбироваться ее пористым грунтом – реголитом и постепенно погребаться в земных недрах под слоями вновь выпадавшего вещества. В катархее, 4,6–4,0 млрд лет назад, из-за тектонической пассивности Земли дегазация практически не происходила. Поэтому земная атмосфера тогда состояла в основном из химически малоактивного азота и благородных газов с общим давлением, не превышавшем 0,5–0,6 бар, а средняя температура на ее поверхности не поднималась выше –5 °С. Гидросфера тогда и вовсе отсутствовала.

*Дегазация воды и атмосферных газов, в основном углекислого газа, началась лишь приблизительно через 600 млн лет после образования нашей планеты, т.е. около 4 млрд лет назад.* При этом дегазация воды в архее происходила сравнительно медленно по двум причинам: во-первых, большая часть дегазируемой воды тогда диссоциировала на горячих расплавах желе-



**Рис. 12.** Накопление массы континентальной коры

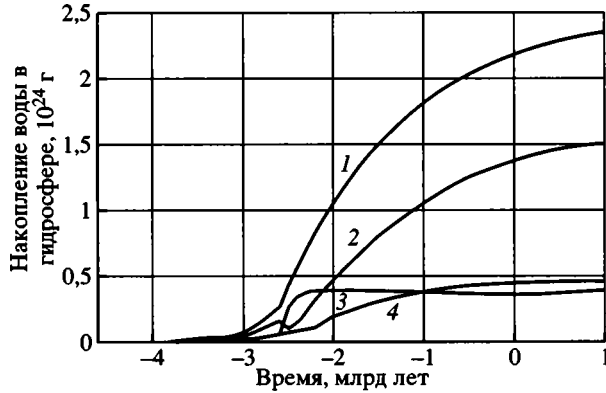
1 – рассматриваемая энергетическая модель; 2 – модель Тейлора – Мак-Леннана [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]



**Рис. 13.** Изменения площадей развития выходов на поверхность Земли ее первичного вещества, океанической и континентальной коры

за в зонах дифференциации земного вещества и, во-вторых, объемы конвектирующей мантии в архее были существенно меньшими, чем в последующие эпохи. Именно поэтому скорость дегазации воды во время функционирования механизма зонной дифференциации земного вещества, особенно в раннем архее, и была чрезвычайно низкой. Лишь после выделения земного ядра на рубеже архея и протерозоя и перехода к бародиффузионному механизму дифференциации мантийного вещества, скорость дегазации воды резко возросла.

Тем не менее, в раннем архее уже появились первые мелководные изолированные морские бассейны, но срединно-океанические хребты еще не были перекрыты поверхностью их вод. Первые, правда, еще очень мелкие океаны, но уже перекрывшие собой гребни срединно-океанических хребтов, появились лишь около 3,5 и 3,1–3,0 млрд лет назад. К концу архея средние глубины Мирового океана несколько возросли, достигнув приблизительно 400 м. В раннем протерозое в связи с переходом к бародиффузионному ме-



**Рис. 14.** Накопление воды в гидросфере Земли

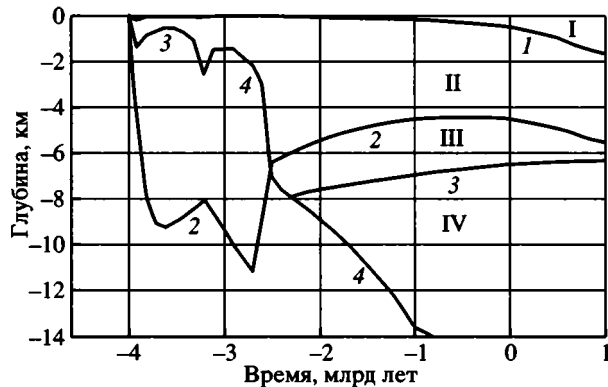
1 – суммарная масса дегазированной из мантии воды; 2 – масса воды в океане; 3 – масса воды, связанная в океанической коре; 4 – масса воды, связанная в континентальной коре

ханизму дифференциации земного вещества, как уже отмечалось, скорость дегазации воды из мантии резко увеличилась (почти в 12 раз). Следом за этим и масса воды в гидросфере стала быстро возрастать (рис. 14).

На рубеже архея и протерозоя резко изменились строение и состав океанической коры, поскольку тогда возник и стал насыщаться водой серпентинитовый слой океанической коры (рис. 15), а это самым радикальным образом сказалось на режиме формирования земной атмосферы, океана и континентальной коры. Связано это было с тем, что процесс серпентинизации ультраосновных пород в присутствии углекислого газа сопровождается его удалением из гидросферы и атмосферы с образованием карбонатов.

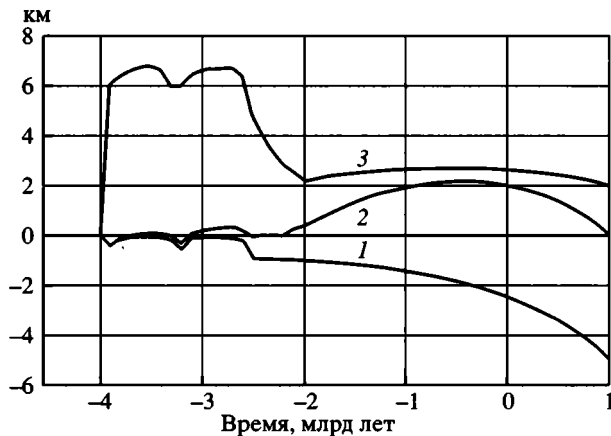
Используя приведенную выше закономерность эволюции тектонической активности Земли (см. рис. 9) и кривую перегрева верхней мантии в архее (см. рис. 6), удалось определить средние глубины древних океанов и высоту стояния архейских и протерозойских континентов, а также эволюцию положения среднего уровня океанов (рис. 16).

Как видно из рисунка, в раннем архее глубины океанических впадин (по отношению к уровню стояния гребней срединно-океанических хребтов) были еще очень мелкими – от 80 до 200 м, но и воды в океанах было совсем мало. В начале и середине архея настоящих океанов еще не было, а существовали лишь многочисленные изолированные между собой мелководные бассейны морского типа. Над уровнями этих морей тогда возвышались гребни срединно-океанических хребтов и особенно зоны торожения литосферных пластин, в центре которых тогда лишь зарождались ядра будущих континентальных массивов, высота воздымания которых достигала 6 км! Столь высокое стояние континентов в архее определялось перегревом верхней мантии и высокими тепловыми потоками того времени. В результате под архейскими континентальными щитами не могли формироваться мощные и тяжелые литосферные плиты, а сама кора как “легкая пробка” возвышалась высоко над средней поверхностью мантии.



**Рис. 15.** Эволюция строения океанической коры

I – осадочный слой океанической коры; II – слой океанической коры, сложенный базальтами и габбро; III – серпентинитовый слой океанической коры; IV – подкорковая мантия. 1–3 – подошва: 1 – осадочного слоя, 2 – слоя габбро, 3 – океанической коры (граница Мохоровичича); 4 – изотерма критической температуры воды 374 °С, ниже которой океаническая вода не может проникать (в архее эта граница совпадала с подошвой океанической коры)



**Рис. 16.** Эволюционные изменения средних глубин океанических впадин (1), уровня океанов (2) и среднего уровня стояния континентов (3) по отношению к среднему уровню гребней срединно-океанических хребтов, принятому за начало отсчета (0 км)

Высокое стояние континентальных щитов в архее приводило, естественно, к интенсивной физической эрозии поверхности. Это видно и в современном строении многих архейских щитов, на поверхности которых сейчас обнажаются амфиболитовые и гранулитовые фации глубинного метаморфизма, сформировавшиеся в свое время на глубинах 5–10 км. Есть примеры и глубокого метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации осадочных толщ позднего архея, например в Кейвском блоке Кольского полуострова. Но все-таки куда же девались огромные массы осадочных пород, которые при вы-



соком стоянии континентальных блоков обязательно должны были отлагаться в архее?

Относительно незначительные объемы осадочных пород архея скорее всего являются только кажущимися. Действительно, отлагавшиеся у подножий архейских континентальных блоков осадки, преимущественно конгломерато-брекчии и аркозо-грауваковые песчаники, попадая на океанические базальтовые плиты (пластины), могли накапливаться там только за промежутки времени, порядка средней продолжительности жизни самих пластин. Но благодаря высокой тектонической активности архея время их жизни было всего от 0,1 до 1–2 млн лет, после чего океанические базальтовые пластины вместе с отложившимися на них осадками надвигались на краевые зоны континентальных массивов. За такой малый промежуток времени на океаническом дне успевало накопиться не более 20–50 м осадков. После же попадания в зоны скупивания океанических пластин и их погружения в горячую мантию (под тяжестью вновь надвигаемых пластин) осадки вместе с гидратированными базальтами переплавлялись, порождая тем самым гранитоидные интрузии, обнажающиеся и сейчас в гранит-зеленокаменных поясах архейских щитов. Таким образом, огромные массы терригенных осадочных пород архея благодаря интенсивным процессам рециклинга вновь причленились к континентальным щитам, но уже в составе гранитоидных интрузий, масса которых также огромна.

Рассмотренная здесь общая теория глобального развития Земли сумела дать естественное объяснение разноплановым событиям и процессам. Так, были объяснены:

1) “провал памяти” в геологической летописи молодой Земли на ранних этапах ее развития, продолжительностью около 600 млн лет (от 4,6 до 4,0 млрд лет назад);

2) происхождение Луны и количественно определена эволюция системы Земля–Луна, включая дефицит железа и сидерофильных элементов на Луне и скорость осевого вращения Земли;

3) аномально высокие отношения радиогенных изотопов свинца к его стабильному изотопу в лунных породах и умеренные значения аналогичных отношений в земных породах;

4) совпадение возраста базальтового магматизма на Луне с началом тектономагматического развития Земли около 4,0–3,8 млрд лет назад;

5) механизм дифференциации земного вещества и количественно рассчитан процесс выделения земного ядра;

6) природа химико-плотностной конвекции в мантии – непосредственной причины тектономагматической активности Земли;

7) эволюция химического состава мантии Земли;

8) количественная эволюция энергетического баланса Земли;

9) перегрев верхней мантии в архее;

10) повышенная тектономагматическая активность Земли в архее и спад такой активности в протерозое–фанерозое;

11) происхождение океанической и континентальной земной коры и количественно рассчитан процесс накопления массы континентальной коры.

Кроме того, рассматриваемая здесь общая концепция глобального развития Земли включила в себя и современную геологическую теорию – тектонику литосферных плит. Это важный результат, показывающий не только преемственность новой теории, но и ее органическую связь со всем объемом геологических данных по строению и эволюции земной коры.

Из приведенного описания общей теории следует, что путь развития Земли был предопределен как местом Земли в Солнечной системе, ее массой, спецификой химического состава, так и существованием у Земли массивного спутника – Луны. *Если бы у Земли не было массивного спутника, то она, скорее всего, очень медленно вращалась бы вокруг своей оси (может быть даже, как и Венера, в обратную сторону), на Земле сейчас господствовали бы условия архея с плотной углекислотной атмосферой и высокими температурами, а вместо современной высокоорганизованной жизни ее населяли бы только примитивные бактериальные формы.*

### Литература

- Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с.
- Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли // Геохимия. 1965. № 7.
- Виноградов А.П., Ярошевский А.А. Динамика зонного плавления и некоторые геохимические следствия // Геохимия. 1967. № 12.
- Галимов Э.М. Феномен жизни: между равновесием и линейностью: Происхождение и принципы эволюции. М.: Едиториал УРСС, 2001. 256 с.
- Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГЕОХИ, 1973. 300 с.
- Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 415 с.
- Коваленко В.И., Богатиков О.А., Дмитриев Ю.И., Кононова В.А. Общие закономерности эволюции магматизма в истории Земли // Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. С. 332–348.
- Леш А.Ю., Глуценко Н.Н., Осипов Г.А. и др. Биомаркеры сульфидных руд современных и древних “черных курильщиков” // ДАН. 1998. Т. 359, № 4. С. 525–528.
- Леш А.Ю., Пересыпкин В.И., Симонейт К.Т. Происхождение углеводородов в гидротермальных сульфидных рудах (Срединно-Атлантический хребет) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 5. С. 451–462.
- Монин А.С., Сорохтин О.Г. Об объемной гравитационной дифференциации Земли // ДАН СССР. 1981. Т. 259, № 5. С. 1076–1079.
- Наймарк Л.М., Сорохтин О.Г. Распределение плотности в модели Земли с лерцолитовым составом мантии и окисно-железным ядром // Тектоника литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1977. С. 28–41.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химический состав земной коры и ее оболочек // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 376–402.
- Руденко А.П., Кулакова И.И. Физико-химическая модель абиогенного синтеза углеводородов в природных условиях // Журн. Всесоюз. хим. о-ва им. Менделеева. 1986. Т. 31, № 5. С. 518–526.
- Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н. и др. Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2,3–2,06 млрд лет назад // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 3–27.

- Сорохтин О.Г.* Возможные физико-химические процессы образования ядра Земли // ДАН СССР. 1971. Т. 198, № 6. С. 1327–1330.
- Сорохтин О.Г.* Происхождение Луны и начальные этапы развития Земли // Жизнь Земли. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 5–24.
- Сорохтин О.Г.* Парниковый эффект: миф и реальность // Вестн. РАЕН. 2001. Т. 1, № 1. С. 8–21.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М: Наука, 1978. 202 с.
- Шмидт О.Ю.* Четыре лекции о теории происхождения Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 72 с.
- Эттенборо Д.* Жизнь на Земле. М.: Мир, 1984. 176 с.
- Boehler R.* Temperatures in the Earth's core from melting-point measurements of iron at high static pressures // Nature. 1993. Vol. 363. 10 June. P. 534–536.
- Fedonkin M.A.* The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record // Paleontol. Res. 2003. Vol. 7, N 1. P. 9–41.
- Ringwood A.E.* The chemical composition and origin of the Earth // Advances in Earth Sciences. Cambridge: M.I.T. Pres, 1966. P. 276–356.
- Urey H., Craig H.* The composition of the stone meteorites and the origin of meteorites // Geochim. Acta. 1953. Vol. 4. P. 36–82.
- Schidlowski M.* Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1987. Vol. 15. P. 47–72.
- Zerr A., Boehler R.* Melting of (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub> perovskite to 625 kilobars indication of a high temperature in the lower mantle // Science. 1993. Vol. 262. 22 October. P. 553–555.

## **АНИЗОТРОПИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**

### **ВВЕДЕНИЕ**

Под внутриплитными деформациями в океане нами будут пониматься все пликвативные и дезъюнктивные нарушения, вне зависимости от их генезиса, расположенные вне границ плит. Этой проблеме посвящен ряд работ [Peter, Westbrook, 1976; Chamot-rooke, Lallemand, 1991; Мазарович и др., 1991; Bull, Scrutton, 1992; Мазарович, 1993; Панаев, Митулов, 1993; Пилипенко, 1995; Пущаровский и др., 1995; Мазарович, Соколов, 1997; Вержбицкий, 2000; Krishna et al., 2002; и др.]. Вместе с тем, до настоящего времени не проведены классификация типов деформаций и оценка масштабов процессов постспредингового структурообразования и не определены временные рубежи их формирования.

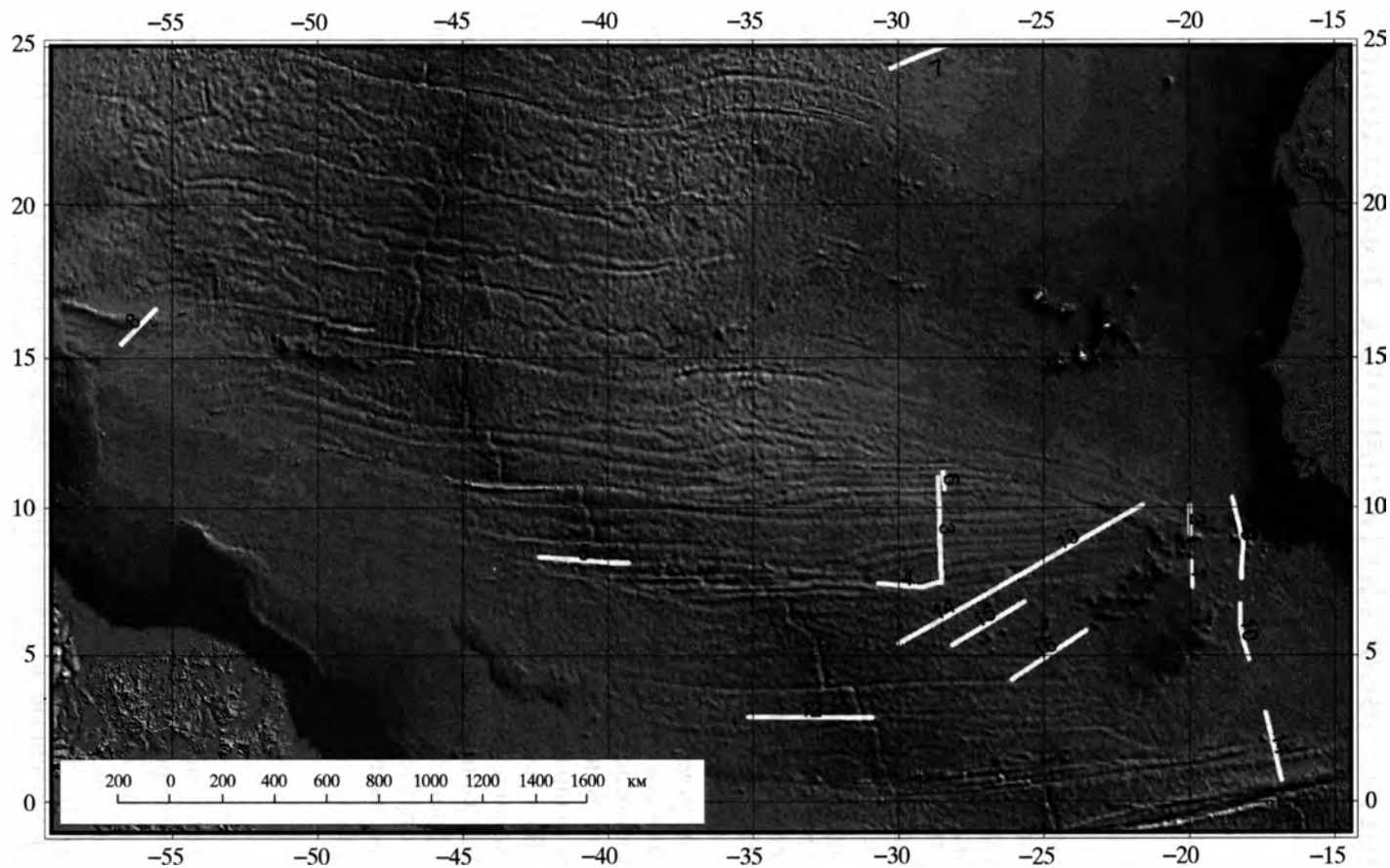
Комплексный анализ оригинальных данных многолучевого эхолотирования (МЭ), непрерывного сейсмического профилирования (НСП), спутниковой альтиметрии, а также обширного литературного материала, позволяет авторам утверждать, что океаническая кора Атлантики представляет собой подвижное образование, которое подвержено серьезной структурной эволюции после ее образования.

Под термином “анизотропия” принято понимать зависимость свойств среды от направления, вдоль которого проводится пробный промер этих свойств. В случае внутриплитных деформаций под анизотропией будет пониматься наличие выделенных направлений, вдоль которых деформации наиболее выражены на сейсмических профилях. Можно также говорить об ориентации фронтов деформации, которые будут приблизительно перпендикулярны направлениям с максимальной деформированностью.

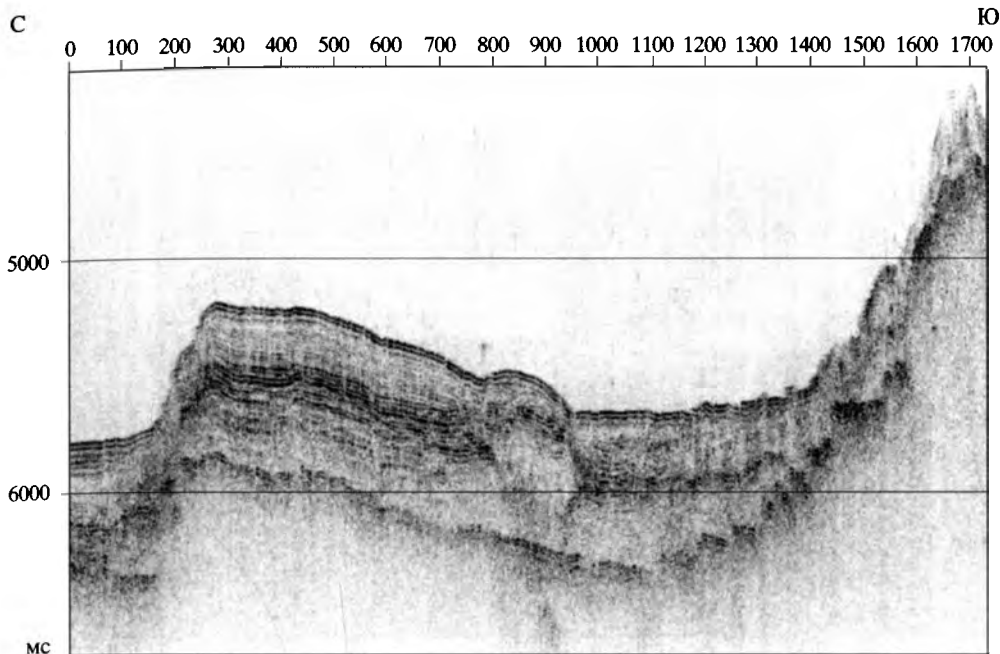
Целью настоящей работы представляется доказательство подвижности океанической литосферы Атлантического океана.

### **ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ**

В основу работы положены сейсмические данные, полученные в лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН во время 7-, 9-, 16- и 22-го рейсов НИС “Академик Николай Страхов” в Центральной Атлантике. Начальниками отрядов НСП в разное время были с.н.с. В.Н. Ефимов и В.М. Побержин. Кроме того, в работе использованы данные, полученные в рейсах НИС “Академик Борис Петров” (ГЕОХИ РАН, 12-й рейс, 1989 г.), “Академик Курчатов” (ИО РАН, 20-й рейс, 1975 г.), “Иван Киреев” (ИФЗ РАН, 2-й рейс, 1979 г.). На рис. 1 приведена схема рас-



**Рис. 1.** Схема расположения фрагментов сейсмических профилей в Центральной Атлантике  
Топографическая основа – данные спутниковой альтиметрии [Sandwell, Smith, 1997]



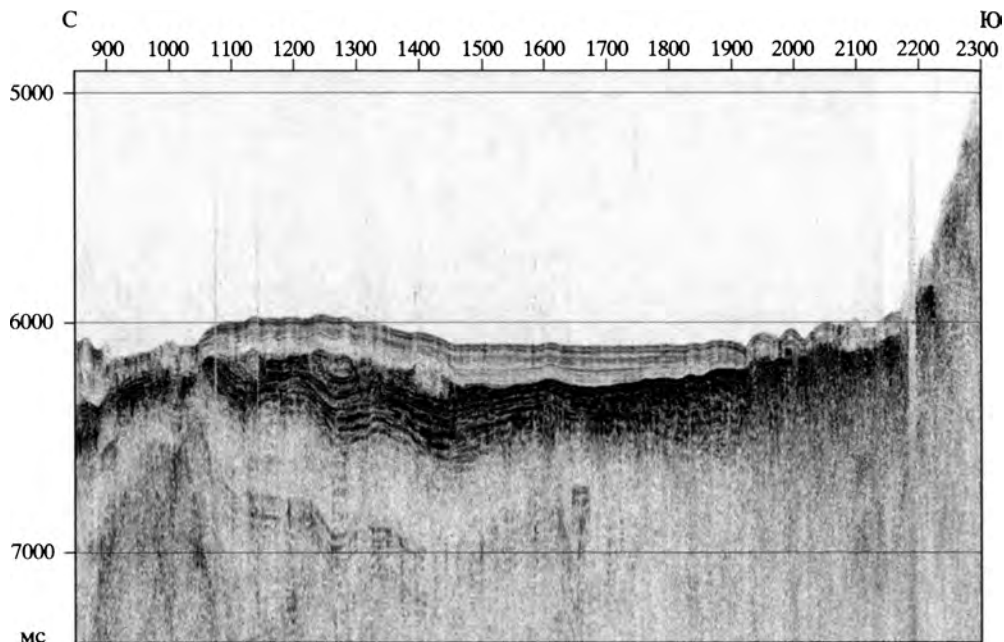
**Рис. 2.** Фрагмент 1 сейсмических данных 16-го рейса НИС “Академик Николай Стрехов” (1993 г.)

1 пикет – 50 м

положения использованных в работе фрагментов сейсмических профилей в Центральной Атлантике. На рис. 2–17 приведены фрагменты сейсмических профилей с внутриплитными деформациями или без деформаций.

### ПРИЗНАКИ ДЕФОРМАЦИЙ

Наличие деформаций осадочного чехла по сейсмическим данным устанавливается благодаря специфическим конфигурациям фаз отраженного сигнала. Пликативным деформациям соответствуют волнообразные (см. рис. 3) или флексуобразные (см. рис. 2) изгибы, охватывающие два или более отражающих горизонта, форма которых подобна. Дизъюнктивным дислокациям соответствуют нарушения ранее сформированной среды [Мушин и др., 2001] по системе трещиноватости, которая выявляется либо по разрыву и смещению фаз одного или нескольких отражающих горизонтов, либо, в случае малоамплитудного смещения по плоскости разрыва, амплитудными аномалиями сейсмического сигнала в местах касания горизонтов и плоскостей сместителя. При этом взаимная конфигурация смещенных блоков образует разнообразные кинематические типы нарушений (сброс, взброс, надвиг и т.д.) Хорошим примером дизъюнктивных дислокаций является нарушение акустического фундамента на рис. 2, сформированное скорее всего в услови-

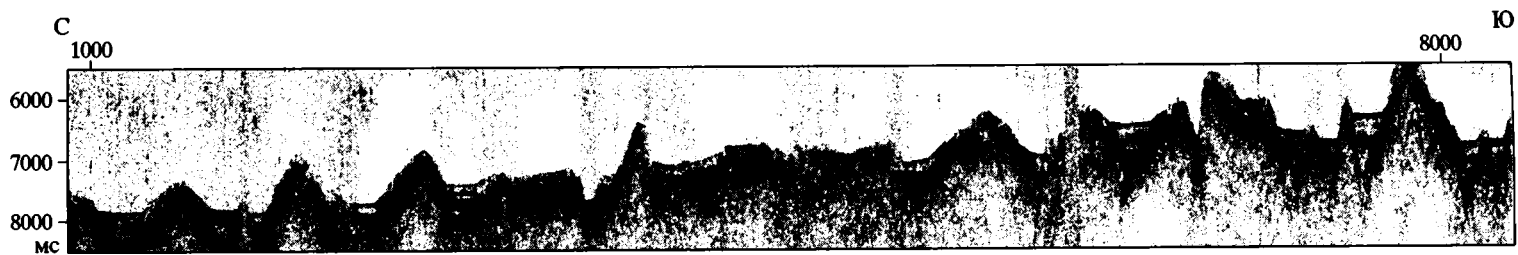


**Рис. 3.** Фрагмент 2 сейсмических данных 16-го рейса НИС “Академик Николай Стрехов” (1993 г.)

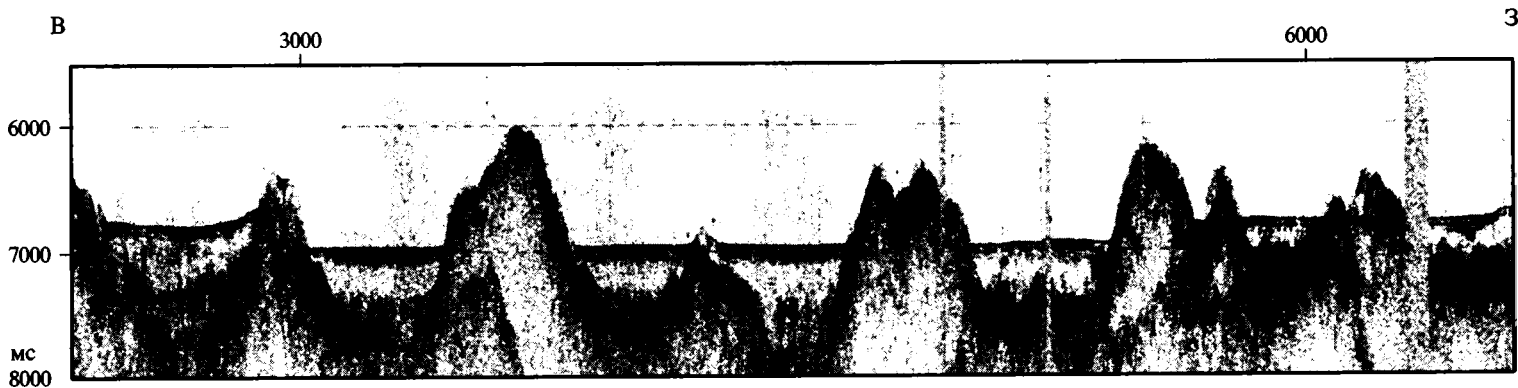
1 пикет – 50 м

ях сжатия. На этом же рисунке хорошо виден особый вид деформаций – структура выжимания, ограниченная системой трещин и выдавленная по ним гипсометрически выше основной толщи. Образование современных пликативных деформаций охватывает весь осадочный чехол от акустического фундамента до дна. Деформации более древние, как правило, сопровождаются налеганием на них осадочных образований с угловым несогласием или эрозионными процессами (см. рис. 3). Близость к зоне деформаций современных (острова Зеленого Мыса) и древних вулканически активных внутриплитных зон (в случае фрагмента 2 на рис. 3 – это горы Батиметристов, см. также рис. 1) вызывает повышенную концентрацию вулканокластического материала и резкое увеличение коэффициентов отражения от поверхности толщ, деформируемых в эпоху активного подводного вулканизма в данном регионе.

В рассматриваемом районе также встречаются инъективные дислокации [Мушин и др. 2001], которые образуются в результате внедрения вещества пород акустического фундамента, солевых образований или флюидов в толщу осадков. Признаками, позволяющими отличить эти образования от погребенных неоднородностей фундамента, могут являться: формирование компенсационных опусканий (для солевых или глиняных диапиров) по краям структуры; сокращение мощности слоев над структурой конседиментационного роста; формирование пликативной деформации над диапиром; наличие

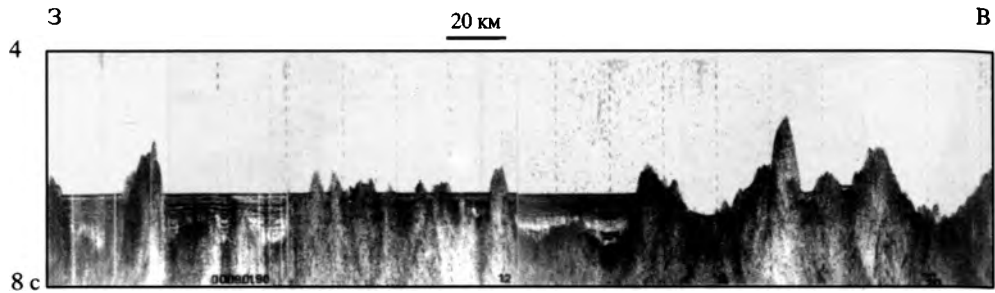


**Рис. 4.** Фрагмент 3 сейсмических данных 22-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (2000 г.)  
1 пикет – 50 м



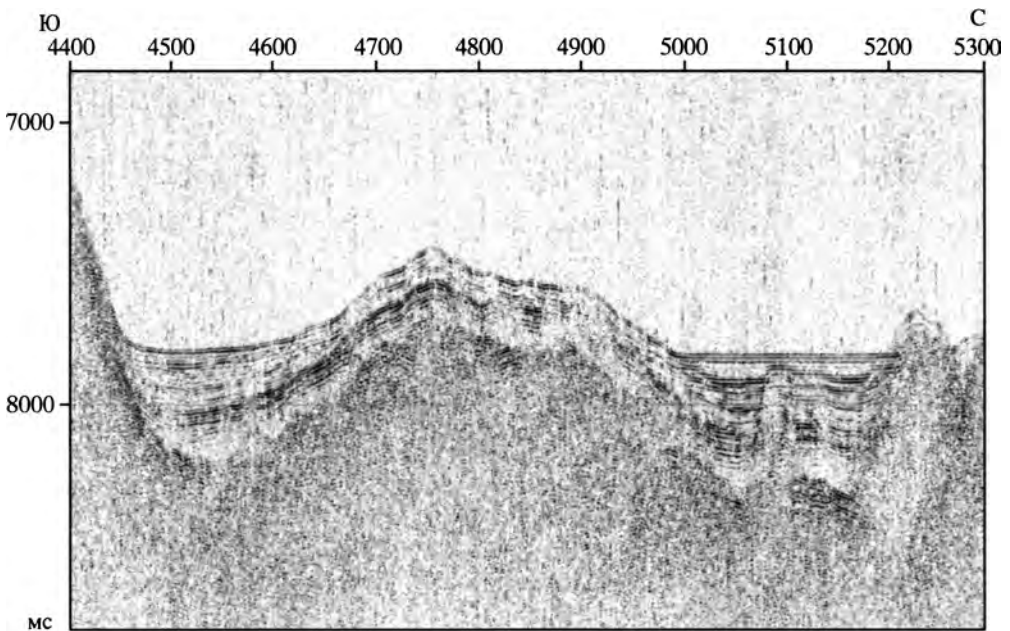
**Рис. 5.** Фрагмент 4 сейсмических данных 22-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (2000 г.)  
1 пикет – 50 м





**Рис. 6.** Фрагмент 5 сейсмических данных 9-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (1990 г.)

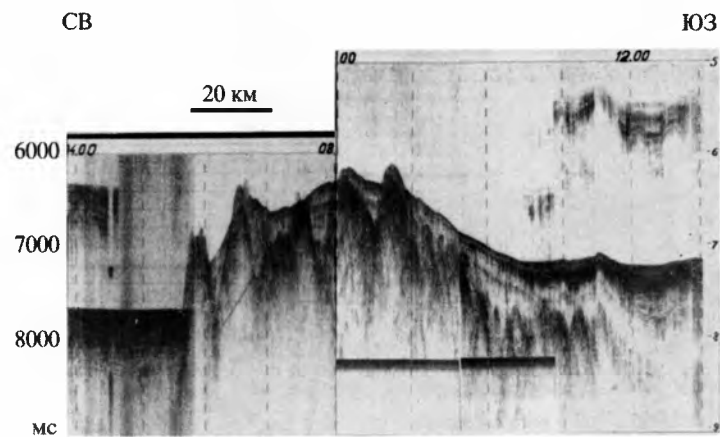
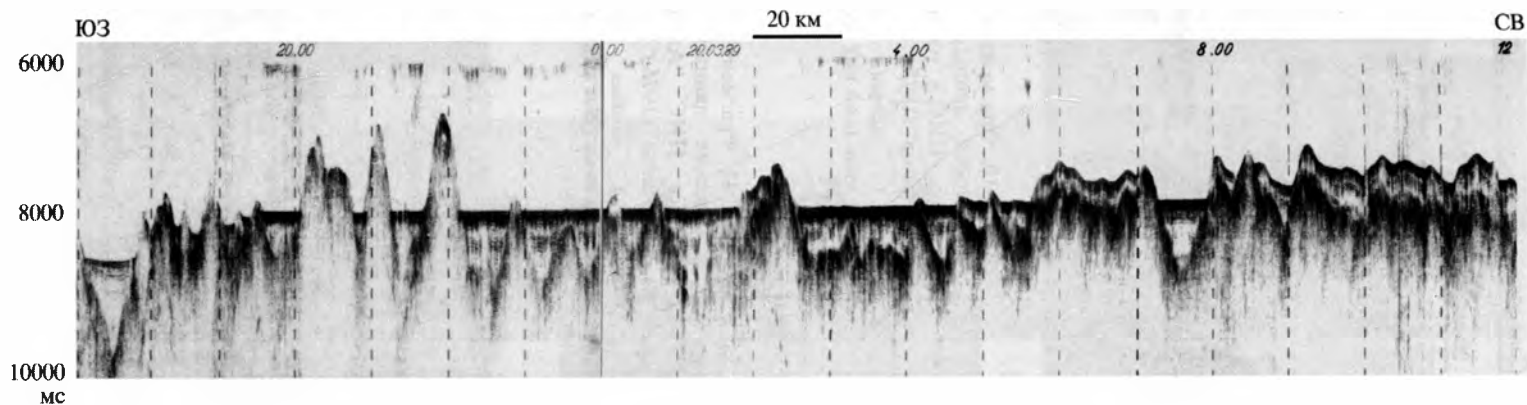
1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 4 с



**Рис. 7.** Фрагмент 6 сейсмических данных 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (2000 г.)

1 пикет – 50 м

эрозионной поверхности в структуре осадков над диапиром, выявляемой по угловым несогласиям горизонтов; наличие системы трещиноватости, сопряженной с диапиром; потеря коррелируемости отраженных фаз в пределах объема диапира. Одновременное присутствие всех признаков не является обязательным. Особо стоит отметить (см. рис. 7, около пикета 5100) тип диапировых образований, при которых образуется узкая (около 1 км или менее), по сравнению с неоднородностями магматического фундамента, зона,

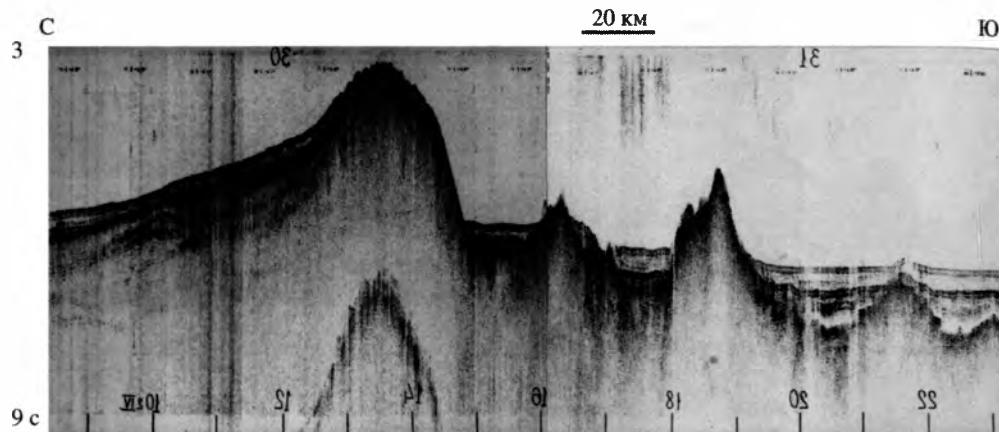


**Рис. 8.** Фрагмент 7 сейсмических данных 12-го рейса НИС “Академик Борис Петров” (1989 г.)

1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 4 с

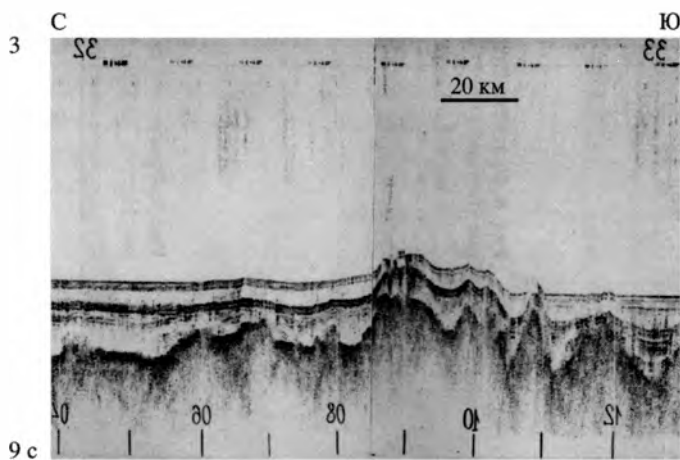
**Рис. 9.** Фрагмент 8 сейсмических данных 12-го рейса НИС “Академик Борис Петров” (1989 г.)

1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 4 с



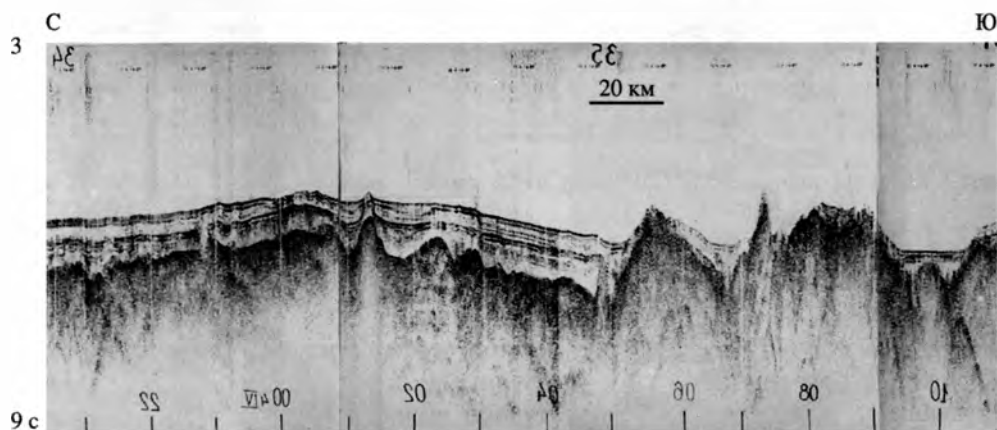
**Рис. 10.** Фрагмент 9 сейсмических данных 20-го рейса НИС “Академик Курчатов” (1975 г.)

1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 6 с



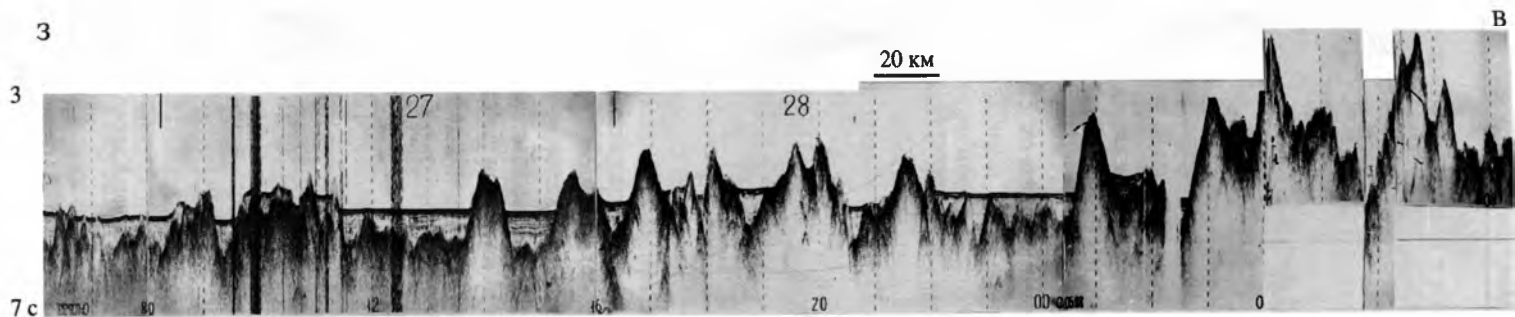
**Рис. 11.** Фрагмент 10 сейсмических данных 20-го рейса НИС “Академик Курчатов” (1975 г.)

1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 6 с

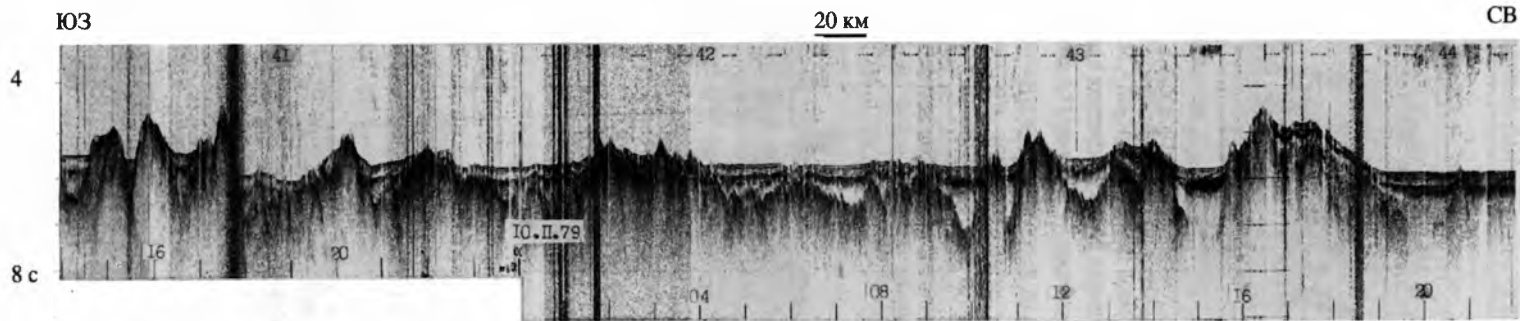


**Рис. 12.** Фрагмент 11 сейсмических данных 20-го рейса НИС “Академик Курчатов” (1975 г.)

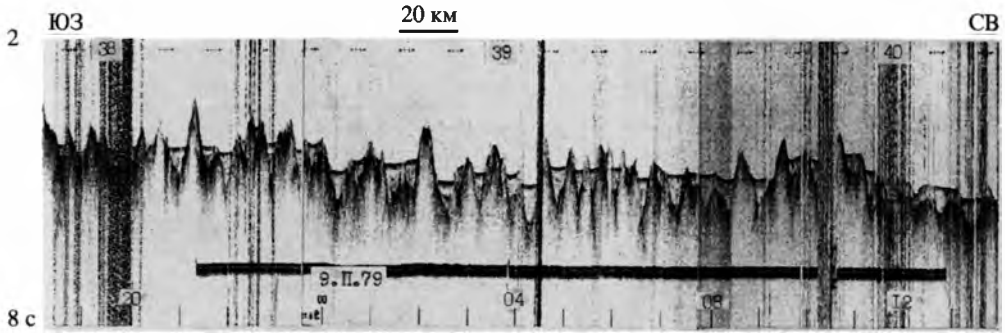
1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 6 с



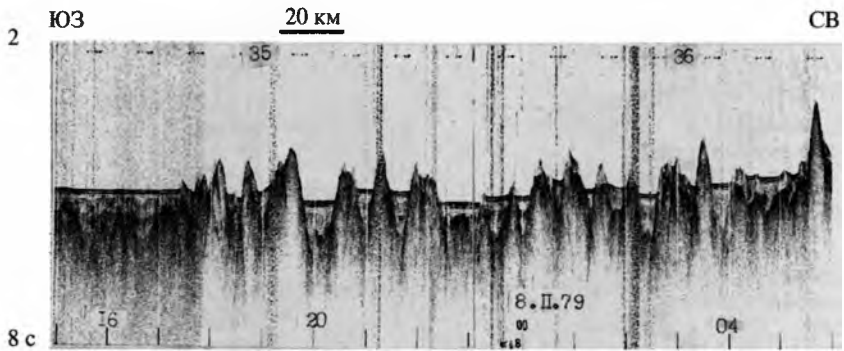
**Рис. 13.** Фрагмент 12 сейсмических данных 7-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (1988 г.)  
1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 4 с



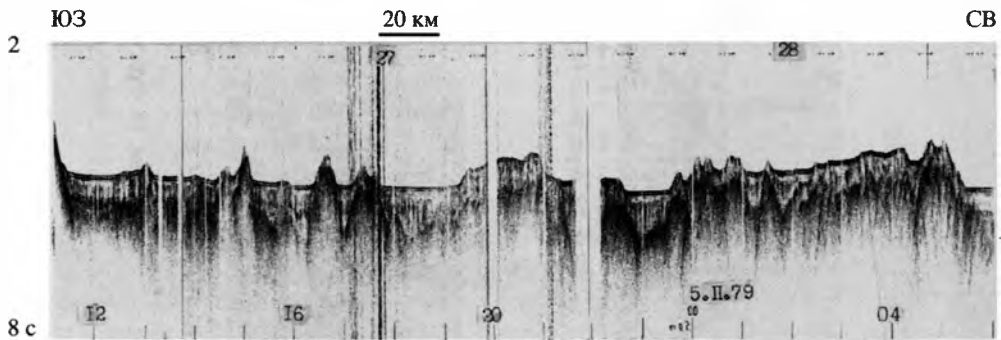
**Рис. 14.** Фрагмент 13 сейсмических данных 2-го рейса НИС “Иван Киреев” (1979 г.)  
1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 6 с



**Рис. 15.** Фрагмент 14 сейсмических данных 2-го рейса НИС “Иван Киреев” (1979 г.)  
1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 6 с



**Рис. 16.** Фрагмент 15 сейсмических данных 2-го рейса НИС “Иван Киреев” (1979 г.)  
1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 6 с



**Рис. 17.** Фрагмент 16 сейсмических данных 2-го рейса НИС “Иван Киреев” (1979 г.)  
1 часовая отметка ~ 10 миль (18,6 км); развертка – 6 с

акустически осветленная в отличие от интенсивных волн от обычного фундамента. Подобные аномалии сейсмической записи скорее всего связаны с внедрением флюидов [Панаев, Митулов, 1993]. Возможным происхождением этих флюидов является активизация процесса серпентинизации ультраосновных пород на границе коры и мантии.

Пликативные деформации осадочного чехла в условиях глубоководных частей океана возникают под воздействием дифференцированных вертикальных движений отдельных блоков фундамента. Передислокации блоков фундамента также могут иметь и горизонтальную компоненту, отличную от нормали к фронту спрединга. В случае узких (2–5 км) блоков фундамента деформации приобретают черты, характерные для изолированных диапировых структур. Приведенные на рис. 2–17 фрагменты сейсмических разрезов визуализированы с сильным увеличением вертикального масштаба (~25 по отношению к горизонтальному), поэтому выделяемые на них углы наклона отражающих горизонтов необходимо уменьшать в 25 раз. Тем не менее, в местах деформаций реальные углы находятся в пределах от 0,75 до 2°. Это превышает предел 0,5°, с которого начинаются процессы криппа полуконсолидированных осадков [Обстановки..., 1990] под воздействием гравитации. Поэтому сейсмогеологическая ситуация, приведенная на рис. 7, являющаяся весьма характерной для зон деформаций, должна быть объяснена формированием в два этапа: накоплением субгоризонтальной ненарушенной толщи, состоящей как минимум из двух комплексов, разделенных сильным отражением на глубине около 250 м, и последующим деформированием этой толщи. При этом в депрессиях к югу и северу от зоны деформаций процесс осадконакопления не прерывался, и отложения налегают на приподнятые части толщи. Отметим, что формирование консолидированной (содержащей сильные отражения) толщи мощностью около 350 м на склоне с углом наклона около 1,5° в течение 40 млн лет представляется маловероятным. Это дает основание утверждать, что сейсмогеологические ситуации, аналогичные приведенной на рис. 7, возникают вследствие деформаций, а не в результате облекания осадочным материалом структур фундамента.

Еще одним аргументом обоснования деформационной природы наблюдаемой сейсмической записи является приподнятое гипсографическое положения деформированных зон относительно областей ненарушенного осадконакопления (см. рис. 8, 17). На профилях видно, что деформированные зоны, как правило, залегают на 200–300 м выше регионального ненарушенного уровня. Кроме того, в расположенных рядом депрессиях с ненарушенным залеганием (см., например, рис. 13, между маркерами 12 и 16) отсутствует аналогичное “облекание” и имеет место субгоризонтальная стратификация осадков, налегающих на фундамент. Плавное наращивание отклонений от субгоризонтального залегания слоев около дна к слабонаклоненному около фундамента на глубинах 400 м и более происходит в результате дифференциальной компакссии осадков.

Представленный на сейсмических профилях материал демонстрирует резкое отличие деформированных осадочных толщ пелагиали (см. рис. 2–4,

7–12, 17) от недеформированных (см. рис. 5, 6, 8, 13–16). При этом деформации выявляются в основном на профилях, имеющих субмеридиональное простирание, что будет обсуждаться ниже.

### ДЕФОРМАЦИИ И ДИАПИРИЗМ

Деформации осадочного чехла в Атлантическом океане имеют различный возраст и генетические причины возникновения. В самом общем виде они проявлены в виде складок, флексур и моноклиналей, а также разломами.

Они наблюдаются вокруг отдельных магматических, или солевых, или глиняных (далее нами не рассматриваются) диапиров, и в этом случае они обрамляют поднимавшееся тело. Соответственно, количество этих тел и их сближенность определяют сложность структуры осадочного чехла. Под диапирами нами понимаются изометричные в плане поднятия акустического фундамента, которые прорывают и деформируют осадочный чехол.

В американской литературе подобные объекты известны как "piegment structure" – структура протыкания [Hayes et al., 1972]. Они описывались следующим образом. «Исследования в 9-м рейсе НИС "Кейн" и 14-м "Гломар Челленджер" показали, что в котловине развита хорошо стратифицированная толща горизонтальных осадков, которые прорываются изолированными образованиями, имеющими диаметр от 2 до 4 км, высоту до 0,1 с и углы наклона до 30°. Вблизи этих тел осадки приподняты и нарушены. Структуры протыкания здесь практически не отражены в рельефе и лишь иногда связаны с невысокими (80–100 м) холмами. По сейсмическим данным, они имеют "корни" в акустическом фундаменте. Бурение скв. 141 на холме высотой в 40 м и диаметром в 3 км показало, что верхние 295 м разреза слагаются глинами и песками, ниже которых обнаружены сильно измененные базальты, видимо, щелочного типа.... Предполагается, что в районе скважины поднятие дна на 400 м происходило со скоростью 8 см/год с начала плиоцена. Сходные диапиры обнаружены в 350 км к востоку от скважины DSDP 140 и к западу от скважины DSDP 139» [Hayes et al., 1972, p. 217].

Хорошо известно, что район островов Зеленого Мыса представляет собой долгоживущую [Тектоника..., 1990] и активную до сих пор магматическую провинцию. Помимо вулканических аппаратов на островах, в прилегающей акватории известны многочисленные подводные горы, также sillы, пробуренные в 41-м рейсе DSDP [The shipboard..., 1977]. По данным спутниковой альтиметрии, западнее и севернее островов устанавливаются положительные аномалии гравитационного поля, которые соответствуют магматическим телам среднемиоценового возраста. Таким образом, весь указанный регион представляет собой область с деформированным в результате внедрения магматических образований осадочным чехлом. В Атлантическом океане деформации осадочного чехла, связанные с подъемом магматических образований, отмечали как отечественные [Дибнер и др., 1984], так и зарубежные [Weigel et al., 1982] исследователи.

Структуры протыкания могут находиться в любых регионах Атлантического океана вне зависимости от расстояния от оси спрединга. В частности, в котловине Демерара (западные пассивные части разломов Вима, Архангельского, Долдрамс и Вернадского) установлено [Мазарович, Соколов, 1997] более 20 проявлений диапиризма. Группы из нескольких диапиров образуют в рельефе пологие поднятия, которые могут быть сложены приподнятым осадочным чехлом или не перекрываться осадками. Чаще всего рассматриваемые образования приводят к формированию флексур, при этом внедренные породы акустического фундамента располагаются, как правило, под их смыкающим крылом. Относительно пассивных частей разломных зон диапировые группы могут занимать различное положение – протягиваться как вдоль, так и поперек их простирания. Высоты диапиров изменяются от 10 до 1500 м, при их ширине от 0,9 до 25 км.

Структуры протыкания надежно устанавливаются также (при наличии осадочного чехла мощностью в десятки метров) и в непосредственной близости от оси спрединга. Например, в наиболее южном трогге разломной зоны Сан-Паулу, на расстоянии порядка 100 км от активной части трансформного разлома, установлены два диапира, которые формируют холмы с высотами около 100 и 200 м и с диаметром основания порядка 4 км. Углы наклонов склонов могут достигать  $10^\circ$  (рис. 18).

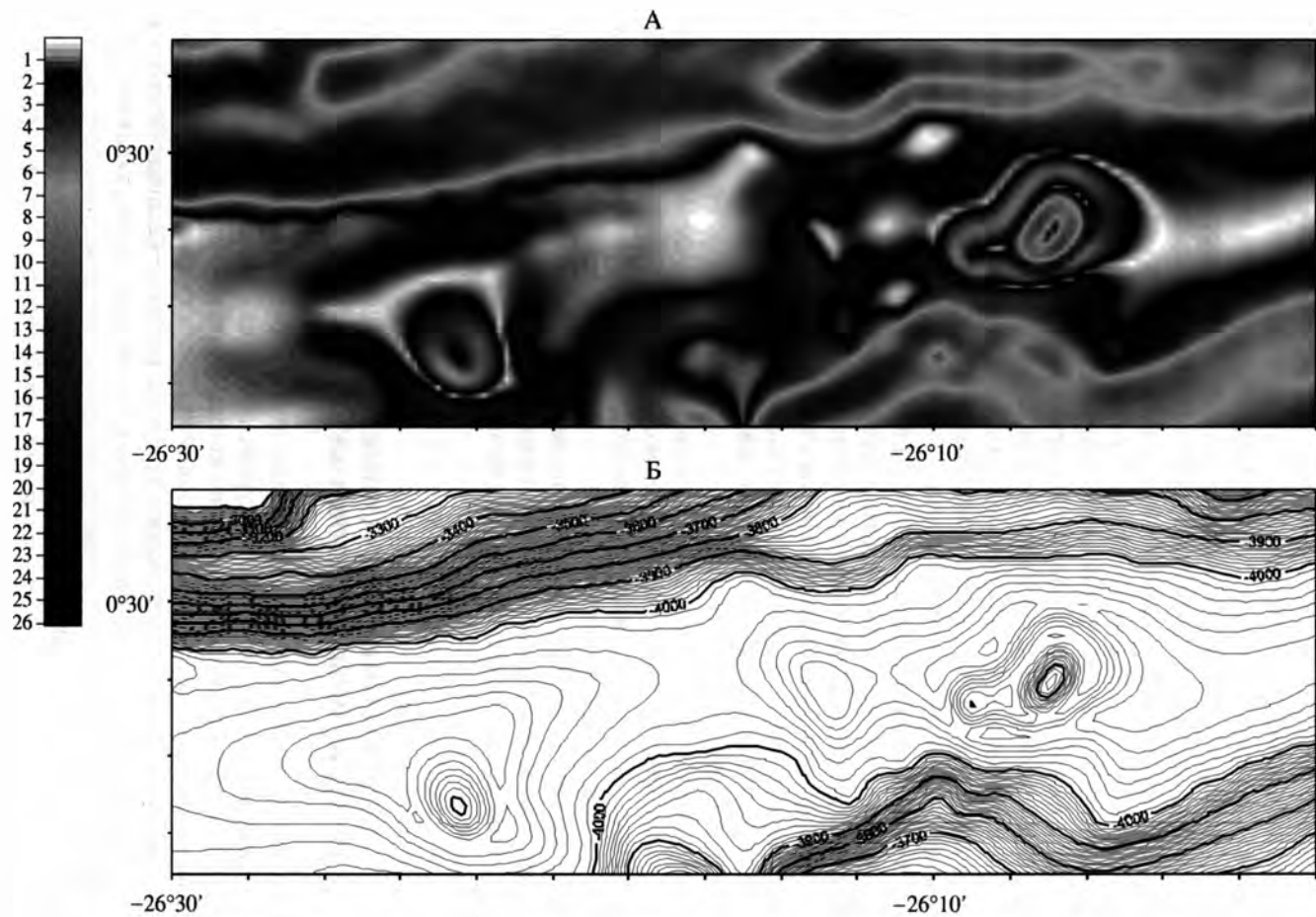
В Центральной Атлантике подобные явления обнаружены также в районе гор Батиметристов, на вершине Китового хребта, в районе островов Зеленого Мыса, в Ангольской котловине (восток пассивной части разлома Хотспер) и в ряде других мест.

Таким образом, одной из причин возникновения деформаций осадочного чехла представляются подъемы магматических пород, хотя не исключено существование протрузий, сложенных в разной степени серпентинизированными породами.

### **ДЕФОРМАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С ДВИЖЕНИЯМИ ПРОТЯЖЕННЫХ БЛОКОВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ**

Исследования, проведенные на западных флангах разломов Архангельского–Вернадского и Марафон–Меркурий, показали [Мазарович, Соколов, 1997], что здесь деформации связаны также с движениями протяженных блоков океанической коры. Ранее подобного типа явления были описаны [Vonatti et al., 1979] вдоль поперечного хребта в разломе Романш. Указывалось, что здесь развиты вторично тектонизированные области, которые пространственно тяготеют к поперечным хребтам и представляют собой мозаику блоков, ограниченных разломами. Происхождение последних связано не только со сдвигами, но и с вертикальными движениями. Под поперечными хребтами понимаются протяженные (до 1000 км) узкие (до 50 км) асимметричные зоны экстремальных подъемов (1000 – 8000 м над уровнем дна) океанической коры, протягивающиеся вдоль разломов. Породы хребтов могли выходить или выходят (скалы Св. Петра и Павла) выше уровня моря. Они





**Рис. 18.** Диapiro в западной пассивной части южного разлома в системе разломов Сан-Паулу

А – углы наклонов склонов, °; Б – батиметрическая карта (сечение рельефа – 10 м). Данные 7-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (1988 г.)

известны также на поперечном хребте Вима [Bonatti et al., 1993] и выявлены в Южной Атлантике в районе острова Буве [Пейве, 2002].

Поперечные хребты Центральной Атлантики отличаются по своим разрезам и истории развития [Мазарович, 2000]. Это весьма подвижные образования, которые быстро совершают крупноамплитудные и знакопеременные вертикальные перемещения. Однако при подъеме крупных блоков океанической коры происходит их продвижение и вдоль простирания разлома вне зависимости от расположения оси спрединга. Суть этого процесса заключается в следующем. Поперечный хребет имеет форму, отличную от идеальной геометрической фигуры (например, куба или параллелограмма) и можно предполагать, что он расширяется с глубиной. Поэтому выведение его корневых частей из более глубоких горизонтов должно приводить к продвижению хребта как вдоль, так и поперек простирания разлома. Такие движения оказывают влияние даже на развитие рифтовых систем. Так, например, проградация поперечного хребта разлома Зеленого Мыса в восточном направлении (т.е. в сторону зоны спрединга) обусловило эшелонирование рифтовой долины, а в области западного стыка разлома Романш привело к перегораживанию рифта [Мазарович, 2000].

Другой пример подобного движения, но в иной тектонической ситуации, обнаружен авторами в разломной зоне Сан-Паулу [Мазарович и др., 2001]. Она состоит [Агапова, 1994] из четырех субширотных желобов, разделенных межразломными поднятиями. Наиболее северный хребет протягивается с запада на восток, постепенно сужаясь и уменьшаясь по абсолютной высоте. Изучение осадочного чехла по данным НСП показывает, что во многих местах вдоль простирания хребта происходят наклоны и флексурные изгибы его слоев, формирования уступов и моноклиналей, происхождение которых связано с проградацией хребта с запада на восток в результате интенсивного подъема крупных участков океанической коры в районе скал Св. Петра и Павла.

Таким образом, в Атлантическом океане существуют деформации, возникновение которых связано с движением пород ремобилизованного фундамента (активизации подосадочных слоев океанической коры). Характер движений подобных объектов и причины этого явления уже обсуждались в литературе [Bercovici et al., 1992; Pockalny et al., 1996; Ефимов и др., 1996], и сам факт таких явлений сомнений не вызывает.

### **ДЕФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИНАХ**

Котловина Зеленого Мыса расположена в восточной части Центральной Атлантики. С севера и востока она граничит с одноименным поднятием и его отрогами, с западной и южной – с разными сегментами Срединно-Атлантического хребта (САХ). По особенностям рельефа и по геофизическим данным котловина может быть разделена на две части – северную, имеющую более выровненный рельеф, и южную, для которой характерны линейные хребты и трюги субширотного простирания. Всего установлено около десят-

ка подобных морфоструктур, расстояние между которыми не остается постоянным и они испытывают изменения простираний. Указанные объекты не доходят до континентального склона Африки, а исчезают около уступа запад-северо-западного простирания. Эти хребты коррелируются с восточными флангами разломов Вима, Долдрамс, Архангельского и Вернадского.

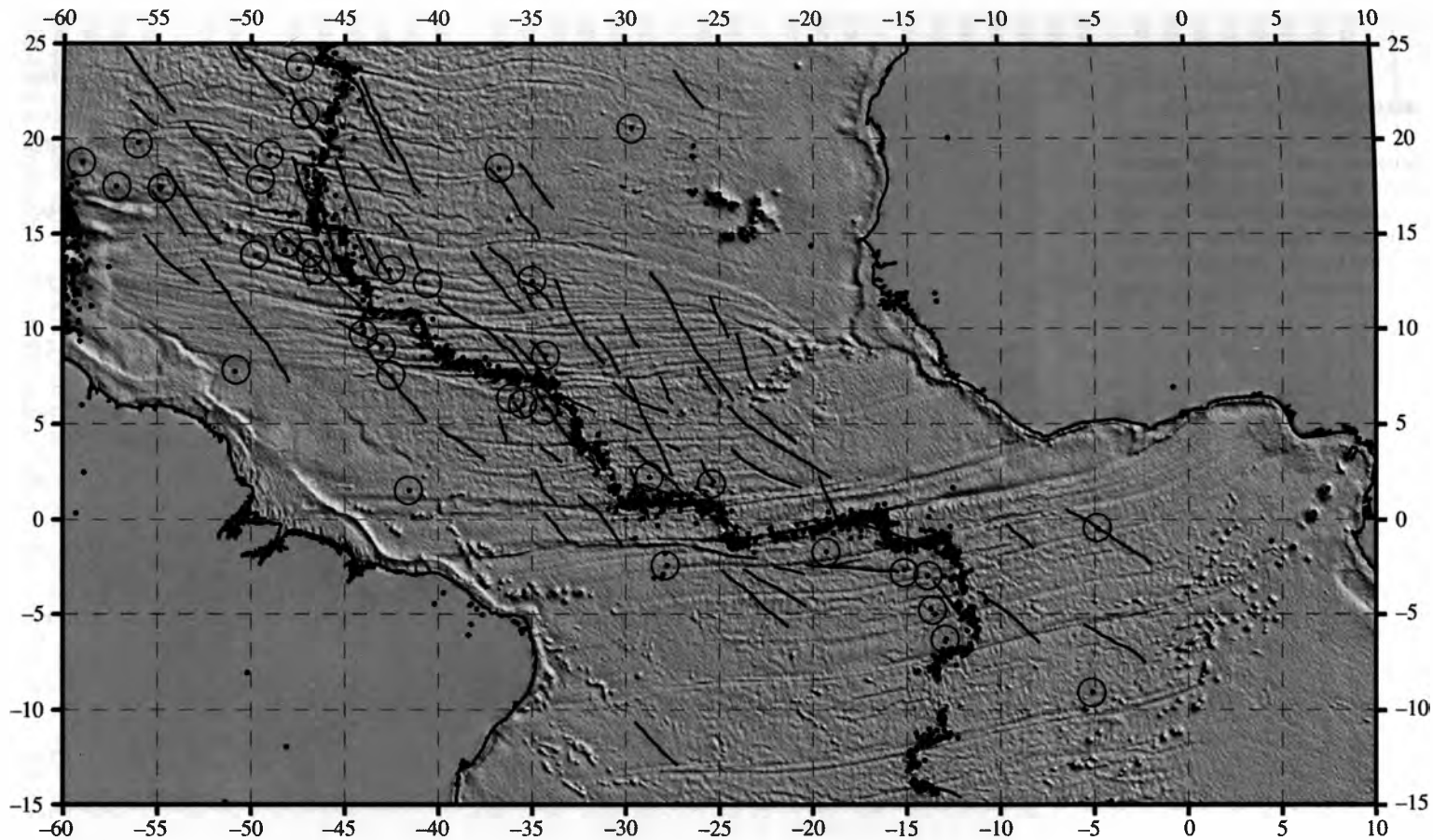
Сейсмическая информация (см. рис. 1, профили 3 и 6), полученная в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, свидетельствует о том, что хребты имеют разные строение и происхождение [Мазарович и др., 2001]. Эта информация показывает, что котловина Зеленого Мыса испытала региональное сжатие, которое не может быть интерпретировано как результат внедрения диапиров, спрединга или движениями отдельных протяженных блоков океанической коры.

Подчеркнем, что деформации в регионе хорошо видны именно на субмеридиональных галсах (см. рис. 4 и 7). На широтных они не выявляются не только в этом районе, но и на флангах Срединно-Атлантического хребта. Это доказываются данными по трем широтным профилям НСП, первый из которых проходил вдоль разлома Долдрамс ( $8^{\circ}10' - 8^{\circ}12'$  с.ш.) (рис. 6) [Мазарович и др., 1991], второй и третий – вдоль пассивных частей разломов  $7^{\circ}20'$  и Богданова, соответственно. На всех профилях деформации осадочного чехла практически не развиты, за исключением ряда нарушений, которые привели к формированию новейших форм рельефа – пологих асимметричных валов, островершинного поднятия ( $29^{\circ}30'$  з.д.), одностороннего моноклинального подъема осадков около поднятия акустического фундамента ( $28^{\circ}55'$  з.д.). Эти деформации связаны с разломами северо-западного простирания.

Наконец, субширотный сейсмопрофиль НСП пересек абиссальную котловину Демерара и западные фланги Срединно-Атлантического хребта примерно вдоль  $11^{\circ}50'$  с.ш. Здесь тектонические деформации представлены разломами северо-западного простирания в районе  $50-51^{\circ}$  з.д. и пликвативные дислокации установлены вблизи нескольких диапироподобных образований. И тем и другим в рельефе соответствуют холмы, которые возвышаются над субгоризонтальной поверхностью дна на высоту 200 м. Отметим, что ранее от района Малой Антильской гряды до Африки была сделана серия широтных и меридиональных профилей НСП [Collette et al, 1968] и деформации также преобладали на долготных галсах.

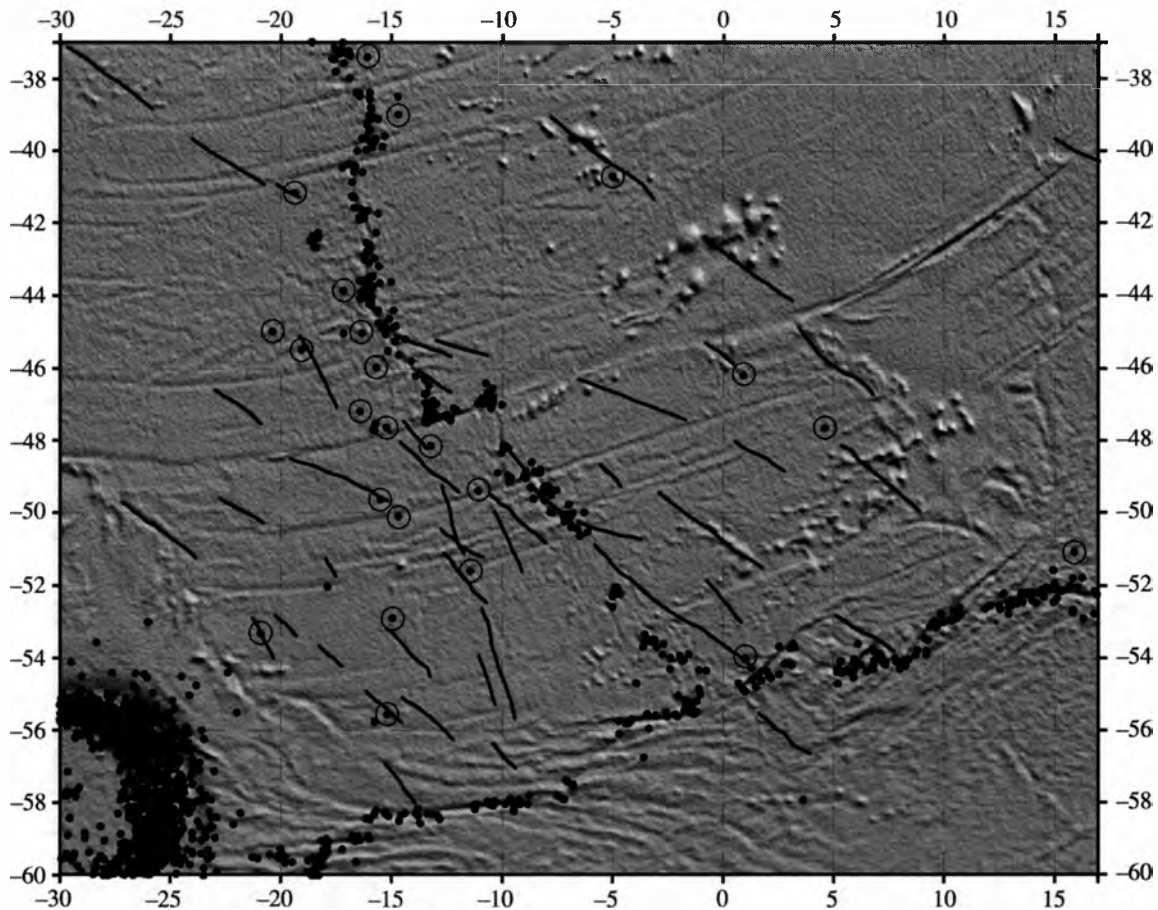
### **РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРОСТИРАНИЯ И ВНУТРИПЛИТНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ**

Анализ Генеральной батиметрической карты Мирового океана [ГЕВСО..., 1982] и альтиметрические данные [Sandwell, Smith, 1997] показывают (рис. 19), что в глубоководной части Атлантического океана устанавливается большое количество линеаментов с азимутом простирания от  $310$  до  $330^{\circ}$  [Мазарович, 1994; Мазарович и др., 1996]. Сопоставление выделенных структур с данными крупномасштабной батиметрической съемки между зо-



**Рис. 19.** Система разломов северо-западного простирания в Центральной Атлантике, выявленная по данным альтиметрии [Sandwell, Smith, 1997], и положения очагов землетрясений по данным [CNSS..., 2002]

Кружками обведены внутриплитные события



**Рис. 20.** Система разломов северо-западного простирания в Южной Атлантике, выявленная по данным альтиметрии [Sandwell, Smith, 1997], и положения очагов землетрясений по данным [CNSS..., 2002]

Кружками обведены внутриплитные события

нами разломов Зеленого Мыса и Сан-Паулу ( $15^{\circ}$ – $1^{\circ}$  с.ш.) [Мазарович, Соколов, 2002] показало, что они трассируются уступами, хребтами, искривлениями рифтовых долин, распределением наклонов поверхностей рельефа или зонами осадконакопления. Они пересекают наиболее активные тектонические зоны в океанической литосфере – рифтовые долины с формирующейся океанической корой и активные части трансформных разломов. Анализ строения района тройной точки Буве (Южная Атлантика) показал, что разломы северо-западного простирания и здесь широко представлены (рис. 20).

Разломы северо-западного простирания выявлены разными методами и в пределах Ангольской котловины [Мазарович, Соколов, 1999]. Они контролируют мощности осадочного чехла, и им соответствуют интенсивные магнитные аномалии, что интерпретировалось как насыщенность этих зон магматическими породами. В пределах шельфа эти разломы оказывают влияние на формирование осадочных бассейнов и контролируют заложение подводных каньонов (например – устье р. Конго). Ниже будет показано, что рассматриваемые разломы есть и в приантарктических широтах.

В Центральной Атлантике также существует менее проявленная система разрывов и северо-восточного простирания [Мазарович, Соколов, 2002]. Она особенно отчетливо проявляется в районе островов Зеленого Мыса как на отдельных островах (Боавишта, Сан-Висенти), так и в прилегающей акватории.

Выделяемая система разломов, представляющая собой сколы с правосторонней сдвиговой составляющей, позволяет объяснить возникновение внутриплитных землетрясений [Мазарович, Соколов, 2002].

Многолетние наблюдения сейсмологов выявили основную закономерность распространения эпицентров землетрясений в Мировом океане – они наиболее часто регистрируются в осевых зонах срединно-океанических хребтов и в глубоководных желобах. Соответственно, как предполагается, первые связаны с процессами растяжения в рифтовых зонах, вторые – с погружением океанических плит. Эти закономерности вошли во все учебники по геологии.

Вместе с тем, в Атлантическом океане имеется, хотя и несравнимо меньшее, но вполне значимое количество землетрясений вне срединно-океанического хребта и глубоководных желобов, которые ниже будут называться внутриплитными. До настоящего момента их возникновение не получило объяснения. В основу анализа положены данные по землетрясениям, которые собраны в каталоге [CNSS, 2002], а также данные спутниковой альтиметрии [Sandwell, Smith, 1997].

В центральной части Атлантического океана эпицентры внутриплитных землетрясений расположены в различных тектонических обстановках (см. рис. 19).

Одна группа событий связана с районами, в которых интенсивно протекали магматические процессы на протяжении продолжительного времени (включая исторические извержения). Это архипелаг островов Зеленого мыса, поднятие Зеленого Мыса и Камерунская линия. Видимо, наличие активного вулканизма (вулкан Фогу – последнее извержение апрель 1995 г., вулкан Камерун – 1954 г.) и определяет возникновение землетрясений. Вокруг островов Зелено-

го Мыса события зафиксированы в 1938, 1972, 1973, 1986, 1990 и 1993 гг. Они происходили на глубинах до уровня 33 км (в основном – в коровом диапазоне, т.е. около 10 км) и имели магнитуды от 4,2 до 5,8. На Камерунской линии основные землетрясения происходили в 90-х годах XX в. в ее северной части на глубинах порядка 10 км. Крупные группы палеовулканических построек – подводные горы Батемитристов и Байя – в настоящий момент асейсмичны.

Вторая группа сейсмических событий приурочена к переходным зонам континентов – на севере Гвинейского залива, в северо-восточной Бразилии и в ряде районов Западной Африки. Их положение обусловлено локальными геологическими особенностями и далее нами не обсуждается. Отметим только событие в районе Аккры [Yarwood, Doser, 1990], в результате которого были повреждены форты и человеческие жертвы. Эпицентр землетрясения был приурочен к стыку пассивной части трансформного разлома Сан-Паулу и четвертичного сдвига Аквипим.

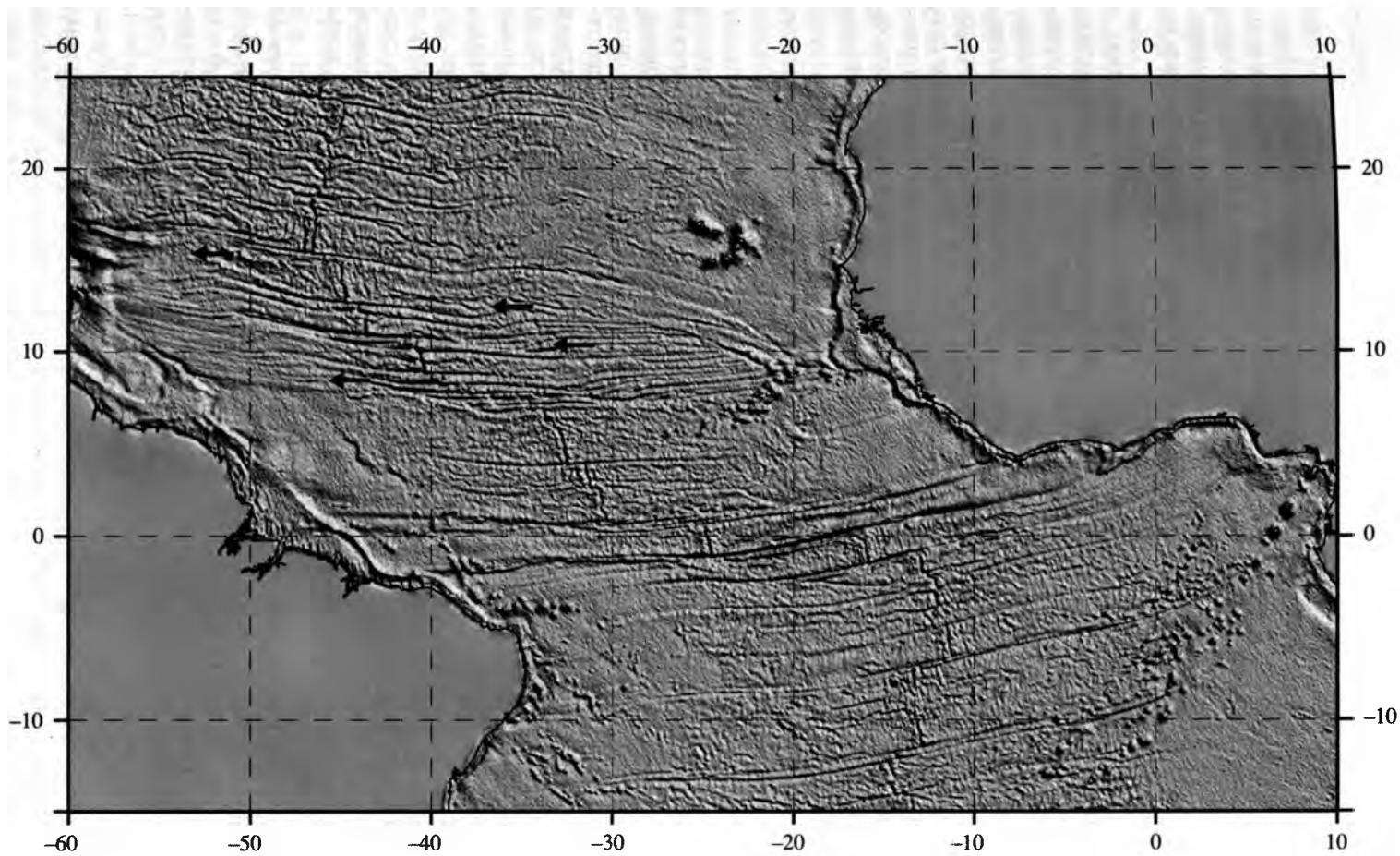
Третья группа эпицентров рассеяна восточнее и западнее Срединно-Атлантического хребта – как на его флангах, так и в глубоководных котловинах. Наибольшей сейсмичностью отличается район трога Ройял – поднятый Барракуда и Ресерчер. В целом, все землетрясения располагались на глубинах до 33 км и их магнитуды составляли от 4,1 до 6,4. Исключением представляется событие (магнитуда 4,7), которое произошло в 1964 г. между хребтом Ресерчер и разломом Марафон на глубине 51 км.

Район тройной точки Буве расположен на стыке трех хребтов – Срединно-Атлантического, Американно-Антарктического и Африкано-Антарктического. Он имеет очень сложное строение, которое описано во многих литературных источниках (например: [Cattara et al., 1997]). Здесь (см. рис. 20), с 1937 по 2002 г., зафиксировано 2907 сейсмических событий, основная часть которых располагается в Оркнейском желобе и на срединно-океанических хребтах. За пределами этих зон установлено около 20 землетрясений с глубинами очагов от 0 до 10 км и около 10 – с глубинами очагов от 10 до 33 км. Внутриплитные землетрясения практически отсутствуют в пределах Антарктической плиты и очень немногочисленны на Африканской. Так же, как и в приэкваториальной части Атлантического океана, здесь нет приуроченности эпицентров к определенным морфоструктурам.

Сопоставление положения эпицентров и гравитационных данных показывает, что большинство сейсмических событий приурочено именно к зонам северо-западного простирания, происхождение которых обусловлено взаимодействием масштабных планетарных процессов, меняющих во времени свои параметры. Причины подобных явлений будут обсуждаться ниже.

### **ДЕФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ, СВЯЗАННЫЕ С ЗОНАМИ ИЗЛОМОВ (КИНК-ЗОНЫ)**

По данным альтиметрии [Мазарович, Соколов, 1997], в котловине Демерара прослеживаются закономерные изменения простирания пассивных частей трансформных разломов (зоны изломов) (рис. 21). Область проявления



**Рис. 21.** Структуры кинк-банд в Центральной Атлантике



этих явлений имеет протяженность порядка 1000 км при ширине от 100 до 200 км. Второй регион с зоной излома находится на западе котловины Зеленого Мыса, третий (две зоны) – между Антарктическим полуостровом и поднятием Брокен. Эта проблема практически не исследована и единственное объяснение этого явления – изменение направления спрединга во времени. Вместе с тем, по структурному рисунку выделяемые нарушения похожи на структуры кинк-банд.

Кинк-зоны (кинкбанды, полосы излома, kinkbands) давно известны в кристаллах и определяются как тонкие пластины смещенного в результате сдвига вещества, ориентированные под углом к плоскости сдвига и ограниченные “наклонными стенками” дислокаций. Считается, и это подтверждается экспериментальными данными, что кинк-зоны образуются под действием сжимающих напряжений, параллельных или почти параллельных расщепленности (текстуре) (<http://geo.web.ru/geolab/def/kink2.html>, [http://www.eas.purdue.edu/physproc/HTM20Files/kink\\_folding.htm](http://www.eas.purdue.edu/physproc/HTM20Files/kink_folding.htm)). Кинк-зоны выделяются также и на региональном уровне [Голозубов, 2004]. Выделение в океане подобных структур может свидетельствовать о существовании сильных сжимающих напряжений в океанической коре.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные нами данные свидетельствуют о том, что океаническая кора в Атлантическом океане подвержена деформациям на разных уровнях. Они приводят к образованию разных структур или их сочетаний. Основными структурами, которые устанавливаются методами НСП, представляются: открытые пологие антиклинальные и синклинальные складки с углами падения слоев в первые градусы и размахом крыльев от первых миль до многих десятков миль; складки, которые могут формировать структурные ансамбли различного масштаба, флексуры разных типов, моноклинали, разрывы (сбросы, взбросы) с амплитудами от первых метров до многих десятков метров. Применение комплекса геолого-геофизических методов в сочетании с многолучевым эхолотированием позволяет устанавливать также целый ряд дополнительных структур: разломы с разными простираниями, пересекающимися трансформные разломы или рифтовые долины, и зоны изломов (кинк-банд).

Складчатые дислокации и разрывные нарушения установлены во многих котловинах Атлантического (Демерара, Сьерра-Леоне, Зеленого Мыса, Канарской, Ангольской) и Индийского (Северо-Австралийской, Западно-Австралийской, Центральной) океанов. Они известны на Срединно-Атлантическом и Восточно-Индийском хребтах, в пределах зон трансформных разломов, а также на асейсмичных поднятиях (Сьерра-Леоне и Китовый хребет). Анализ развития этих нарушений показывает, что они не могут быть объяснены единой универсальной моделью, связывающей их появление в результате действия только спрединговых или только вулканических процессов. Они не приурочены к какой-либо тектонической или географической зоне.

Все это может свидетельствовать о том, что океаническая литосфера испытывает объемные (трехмерные) деформации. Причем развитие этих деформаций происходит вдоль выделенных азимутов, приобретая наибольшую выраженность вдоль субмеридионального направления, а развитие косо ориентированных разломов – вдоль северо-западного направления. На сейсмических профилях, ортогональных к этим направлениям, деформации, как правило, не выделяются. Это дает основание авторам говорить об *анизотропии деформаций*. Формирование деформаций может быть отражением объемной аккрецией океанической литосферы. Под “объемной аккрецией океанической литосферы” мы понимаем увеличение объема литосферы в любых тектонических зонах океана вследствие проникновения в нее более глубоких магматических (интрузивных и субвулканических образований), протрузивных или тектонических тел, заполняющих новообразованные пространства на разных глубинах при изменениях полей напряженности.

Помимо указанных примеров, имеются и другие данные, которые свидетельствуют о том, что деформации океанической коры существуют на разных уровнях. В пределах Атлантического океана авторам известны результаты около 2000 успешных драгировок, на основании которых можно судить о составе пород, а также степени их деформации. Проявления последней отражаются в появлении тектонического брекчирования, милонитизации пород, формировании сланцев различного состава, которые обнаружены практически во всем доступном для драгирования интервале (от 7350 до 1100 м). Об этом же свидетельствуют и обнаруженные меланжеподобные образования (например, к югу от Азорских островов и в районе разлома Сьерра-Леоне).

Выше нами было показано, что движения фундамента вызывают формирования новообразованных форм рельефа. Масштабы этого явления различны – от небольших холмов и гребней с высотой в первые десятки метров до хребтов, протяженностью в сотни километров. Описанные нами образования хорошо различаются как в рельефе, так и в гравитационном поле. Однако с движениями фундамента связано не только формирование положительных форм рельефа. На многих профилях НСП можно заметить, что образование подводных каналов происходит вдоль поднимающихся хребтов. Работы [Мазарович и др., 2001] южнее островов Зеленого Мыса выявили субширотный глубоководный канал Нева. Меандрирование обусловлено подъемами пород акустического фундамента.

Это наводит на мысль, что анализ рельефа дает возможность прогнозировать районы, в которых происходят деформации осадочного чехла по тем или иным причинам. Для Центральной Атлантики, в частности, такими перспективными районами могут быть южные и центральные части Северо-Американской и Бразильской котловин, соответственно.

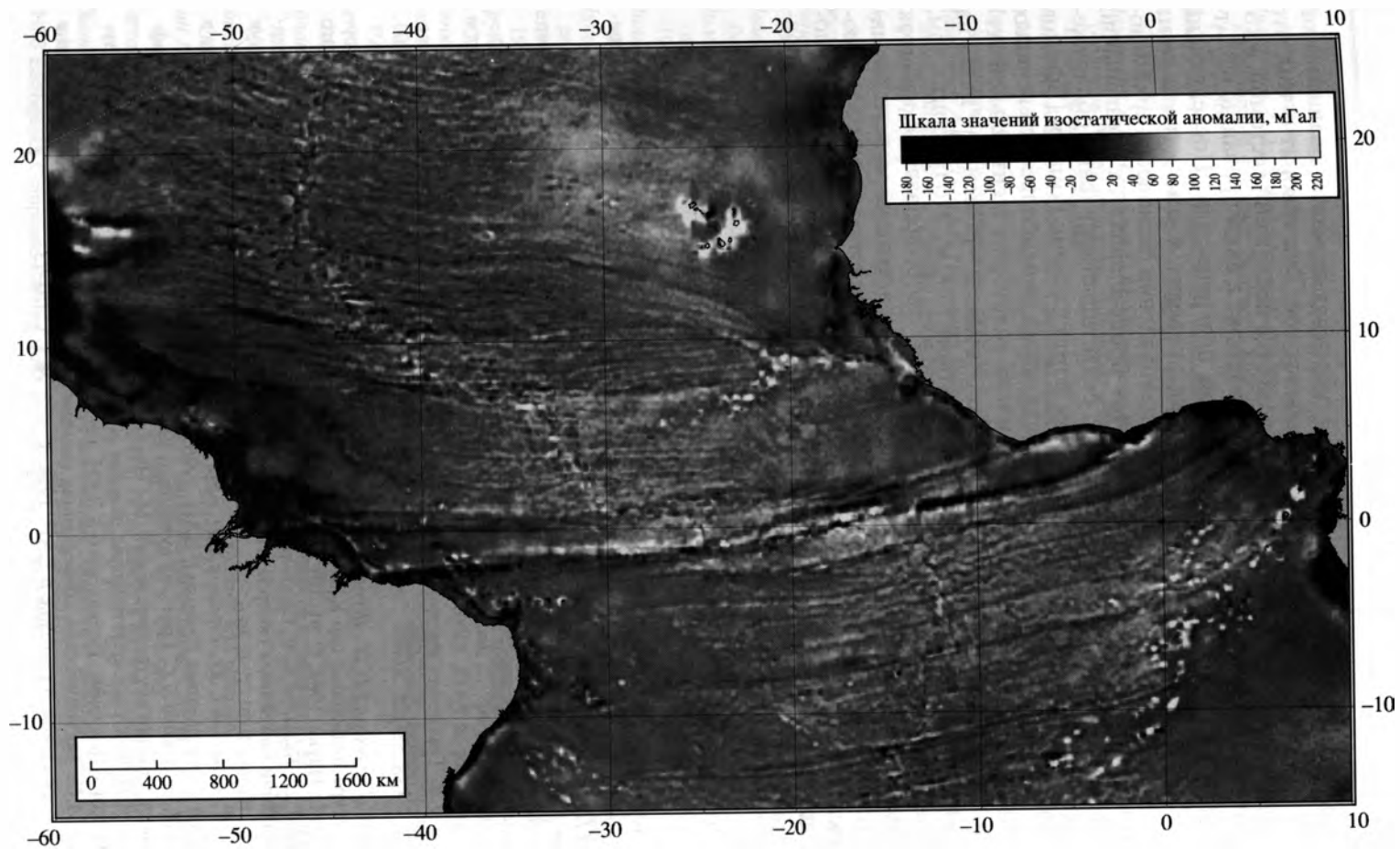
Кратко остановимся на возможных причинах образования деформаций.

Считается [Трубицын, 2000], что основной системой сил, формирующих тектоногенез литосферы после ее образования в области срединного хребта, являются: драгирование (волочение) вязким течением подстилающей мантии, давление со стороны хребта и затягивание плиты холодным и тяжелым

субдуцируемым слэбом. При этом, как следует из физической сущности и пространственной конфигурации трех упомянутых источников тектоногенеза, деформационные образования возможны только на границах плит, а внутриплитное пространство, подверженное движению от дивергентной границы под воздействием мантийного течения, имеющего главную компоненту, ортогональную системе хребтов, является зоной, транспортируемой в заданном направлении в условиях приблизительного равновесия сил и напряжений. Теоретически в этой зоне допускается только наличие вулканических образований с глубинным источником магмы, воздействующем на литосферу по механизму горячей точки. Тем не менее, собранный фактический материал по строению осадочного чехла и акустического фундамента Атлантического океана говорит о том, что внутриплитное пространство подвержено воздействию сил, периодически приводящих к формированию деформационных структур фундамента и чехла.

Главной особенностью упомянутых деформационных структур является проявление их в виде зон, слабо коррелируемых с системой главных структурных образований океана (хребты и сегментирующие его разломы), происходящих вследствие явлений глубинного энерговыделения – подъема частично расплавленного вещества и растекания его ортогонально системе хребтов. Процесс глубинного энерговыделения, в сильной степени фиксируемый методами сейсмотомографии, недостаточен для объяснения наблюдаемого тектоногенеза. Внутриплитные деформации проявлены как система структур, наложенная на главные океанические образования и вследствие этого сформированная под воздействием сил, которые не входят в круг традиционно рассматриваемых в качестве источника тектоногенеза. Исследования дополнительной системы сил не является задачей данной статьи, но главное направление поиска новых тектоногенетических факторов будет сосредоточено на физике перераспределения момента инерции оболочек Земли в геологическом масштабе времени и напряжениях, возникающих при перераспределении формы геоида во времени [Тяпкин, 1998]. Этот поиск естественно будет сопровождаться сбором и анализом региональных данных, организованных в ГИС-проект с элементами экспертной системы.

Признаком отсутствия равновесия сил на внутриплитном пространстве является структура изостатических аномалий Центральной Атлантики (рис. 22). Приведенные аномалии были рассчитаны по модели Эри для средней плотности коры океана  $2,75 \text{ г/см}^3$ , плотности мантии  $3,2 \text{ г/см}^3$ , глубине компенсации 33 км при радиусе интегрирования при расчете вклада рельефа 166 км. Эти параметры практически совпадают с оптимальными значениями для Северной Атлантики по: [Артемьев и др., 1987]. При этом формируется положительный фоновый уровень около 40 мГал, который соответствует скомпенсированному состоянию. Изостатические аномалии показывают, что структура нарушений равновесия, отражающая современное состояние баланса масс на вязкой подложке, связана с крупными разломами-терминаторами, пассивными частями трансформных разломов, вулканическими постройками, конвергенцией пассивных частей разломов. Кроме того, прослеживается асимметрия “запад–восток” в проявлении преимущественно поло-



**Рис. 22.** Изостатические аномалии Центральной Атлантики, рассчитанные по данным альтиметрии [Sandwell, Smith, 1997] и рельефу дна для средней плотности коры  $2,75 \text{ г/см}^3$ , плотности мантии  $3,2 \text{ г/см}^3$ , глубине компенсации 33 км при радиусе интегрирования 166 км

жительных и отрицательных аномалий, и широтная сегментированность характерного структурного рисунка аномальных зон. Это говорит о том, что литосфера исследуемого участка океана является подвижной системой, в которой блоки испытывают воздействия, приводящие к формированию избытка (недостатка) масс над компенсационной поверхностью. Последующий изостатический отклик на эти воздействия приводит к тому, что система масс кора – верхняя мантия развивается в направлении равновесия архимедовой и гравитационной сил. О том, что этот процесс является чрезвычайно интенсивным в Центральной Атлантике, свидетельствует факт обнаружения мелководных известняков на северном борту разлома Романш [Ефимов и др., 1996; Gasperini et al., 1997]. В пределах одной из наиболее интенсивных положительных изостатических аномалий на акватории Центральной Атлантики исследован древний атолл, сформированный ~15 млн лет назад на эрозионной поверхности, находящейся на глубине 1300 м. Это говорит о том, что в данном месте было сильное воздействие, сформировавшее избыток масс и выведшее борт разлома к уровню моря. В настоящий момент активность этого воздействия закончена и избыток масс действует как прогибающий фактор. Данный пример, совмещенный с картиной изостатических аномалий, демонстрирует подвижность литосферы, не связанную с традиционной системой факторов тектоногенеза океана.

### Литература

- Агапова Г.В. Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (Экваториальная Атлантика) // *Океанология*. 1994. Т. 33. № 1. С. 107–112.
- Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: Научный мир, 1996. 188 с.
- Артемов М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е. и др. Изостазия и гравитационное поле Северной Атлантики. М.: ИФЗ РАН, 1987. 156 с.
- Вержбицкий В.Е. Особенности структуры и генезис индоокеанской зоны внутриплитных деформаций: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 28 с.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Автореф. ... дис. д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: Дальнаука, 2004. 47 с.
- Дибнер В.Д., Геращенко Н.Н., Шувалова В.З. Геолого-геофизическая характеристика и морфоструктура подводных гор Канарской котловины // *Структура земной коры Мирового океана*. М.: Наука, 1984. С. 91–101.
- Дмитриев Л. В., Базылев Б.А., Силантьев С.А. и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // *Рос. журн. наук о Земле*. Июнь. 1999. Т. 1, № 6.
- Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Ефимов П.Н. и др. Особенности строения поперечного хребта в пассивной части разлома Романш // *ДАН*. 1996. Т. 348, № 6. С. 786–789.
- Лебедев Л.И., Кулакова Л.С. Грязевой вулканизм Южного Каспия // *Проблемы геологии нефтегазоности впадин внутренних морей*. М.: Наука, 1981. С. 30–38.
- Мазарович А.О. Тектономагматические явления на флангах трансокеанских разломов Архангельского, Долдрамс, Вернадского // *ДАН*. 1993. Т. 332, № 1. С. 62–65.
- Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция пассивных частей трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // *ДАН*. 1994. Т. 335, № 1. С. 70–73.

- Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный Мир, 2000. 176 с.
- Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан) // ДАН. 2001. Т. 379, № 3. С. 362–366.
- Мазарович А.О., Кольцова А.В., Соколов С.Ю., Ефимов В.Н. Строение пассивной части разлома Страхова на востоке Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 1996. Т. 349, № 4. С. 511–515.
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Новейшие деформации осадочного чехла в пассивных частях разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Атлантический океан) // ДАН. 1997. Т. 357, № 6. С. 801–804
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломы Ангольской котловины // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Март. Т. 1, № 3. С. 251–269). Электронная версия – ([http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rjes\\_r00.htm](http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rjes_r00.htm)).
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломные зоны северо-западного простирания Центральной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 3. С. 87–94.
- Мазарович А.О., Турко Н.Н., Голод В.М. Рельеф и строение осадочного чехла в районе разлома Долдрамс // Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. М. Наука, 1991. С. 7–34.
- Мушин И.А., Корольков Ю.С., Чернов А.А. Выявление и картирование дизъюнктивных дислокаций методами разведочной геофизики. М.: Научный мир, 2001. 120 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2 / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 384 с.
- Панаев В.А., Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла. М.: Недра, 1993. 246 с.
- Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный Мир, 2002. 278 с.
- Пилипенко А.И. Внутриплитные деформации в северо-восточной части Индийского океана (по данным исследований на Маскаренско-Австралийском геотраверзе) // Геотектоника. 1995. № 6. С. 53–70.
- Пилипенко А.И. Сейсмические аномалии как индикаторы внутриплитной эндогенной активности Северо-Австралийской котловины // ДАН СССР. 1997. Т. 354, № 4. С. 509–513.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.
- Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1990. 246 с.
- Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 4–40.
- Тяпкин К.Ф. Физика Земли. Киев: Вища шк., 1998. 312 с.
- Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта: Приложение к монографии “Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта”. МОК ЮНЕСКО – ГЕОХИ РАН – АТКАР ПКО “Картография”. 1997. 33 с.
- Bercovici D., Dick H.J.B., Wagner T.P. Nonlinear Viscoelasticity and the Formation of Transverse Ridges // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, N B10. P. 14195–14206.
- Bonatti E., Chermak A., Honnorez J. Tectonic and igneous emplacement of crust in oceanic transform zones // Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust. M. Ewing Series. Vol. 2. AGU. 1979. P. 239–248.
- Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at Vema Fracture Zone // EOS, Trans., AGU, 1993. Vol. 75, N 32. P. 371–372.
- Bull J.M., Scrutton R.A. Seismic reflection images of intraplate deformation, Central Indian Ocean, and their tectonic significance // J. Geol. Soc. 1992. Vol. 149, pt. 6. P. 955–966.
- Carrara G., Bortoluzzi G., Zittelini N. et al. The Bouvet Triple Junction Region (South Atlantic): a report on two geological expeditions // Giornale di Geologia. Ser. 3. 1997. Vol. 5911, N 2. P. 19–33.
- Chamot-rooke N., Lallemand S. A review of active intraoceanic compressive tectonics // European Union of Geosciences EUG VI. Terra Abstracts. 1991. Vol. 3, N 1. P. 261.
- CNSS Earthquake Composite Catalog. June 2002 (<http://quake.geo.berkeley.edu/cnss/>)

- Collette B.J., Ewing J.I.* et al. Sediment distribution in the Oceans: the Atlantic between 10° and 19°N // *Marine Geology*. Vol. 7, N 3. 1968. P. 279–345.
- Gasperini L., Bonatti E., Ligi M.* et al. Stratigraphic Numerical Modelling of a Carbonate Platform on the Romanche Transverse Ridge, equatorial Atlantic // *Marine Geology*. 1997. Vol. 136. Issue 3–4. January. P. 245–257.
- General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). 1:10 000 000. Ottawa: Canada. Serv. 1982.
- Harvard University Centroid-Moment Tensor Catalog. December 1997. (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>)
- Hayes D. E., Pimm A.C.* et al. Sites 141 // Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): U.S. Gov. Print. Off., 1972. Vol. 14. P. 217–247.
- Krishna K.S., Gopala Rao D., Neprochnov Yu.P.* Formation of diapiric structure in the deformation zone, central Indian Ocean: A model from gravity and seismic reflection data // *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*. 2002. Vol. 111, N 1. P. 17–28.
- Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu.* Unusual modern fractures cut by rift valley in the Bouvet island region // 5-th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow 22–25, Shirshov institute of Oceanology RAS, 1995. P. 17.
- Peter G., Westbrook G.K.* Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex // *AAPG Bull.* 1976. Vol. 60, N 7. P. 1078–1106.
- Pockalny R.A., Gente P., Buck R.* Oceanic transverse ridges: A flexural response to fracture-zone – normal extension // *Geology*. 1996. Vol. 24, N 24. P. 71–74.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102, N B5. P. 10039–10054.
- The shipboard scientific party, Bukry D. Site 368: Cape Verde Rise // Lancelot Y., Seibold E. et al. 1977. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off., 1977. Vol. 41. P. 233–326.
- Weigel W., Wissmann G., Goldflam P.* Deep seismic structure (Mauritania and Central Morocco) // *Geology of Northwest African continental margins*. Berlin: Springer-Verlag, 1982. P. 132–159.
- Yarwood D.R., Doser D.I.* Deflection of Oceanic Transform Motion at a Continental Margin as Deduced from Waveform Inversion of the 1939 Accra, Ghana Earthquake // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 172, N 3/4. P. 123–131.

## ЧЕТЫРЕХМЕРНЫЕ МОДЕЛИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ “НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН”

Среди научных интересов Ю.Г. Леонова особое место занимает изучение осадочных бассейнов. Этой проблеме посвящено большое количество его работ, в которых рассматривается широкий спектр вопросов изучения, картирования и типизации осадочных бассейнов. В одной из последних своих публикаций на эту тему, разбирая существующие понятия термина “осадочный бассейн”, Ю.Г. Леонов определяет его следующим образом. В качестве ОБ им рассматриваются «выраженные в современной структуре впадины (“бассейны породообразования”) на коре любого типа, заполненные недеформированным или умеренно деформированным осадочным чехлом мощностью в депоцентре не менее 0,5 км и характеризующиеся (объединенной) единой флюидогидротермальной системой» [Осадочные бассейны..., 2004, с. 17].

Единство флюидогидротермальной системы является, по его мнению “фундаментальным свойством осадочных бассейнов” (Там же), определяющим его минерагенический потенциал, т.е., “осадочный бассейн” является элементарным объемом земной коры, который контролирует процессы образования и размещения различных видов полезных ископаемых. Это фундаментальное понятие хорошо корреспондируется с понятием “нефтегазоносный бассейн”, которое развивалось И.О. Бродом и другими нефтяниками и в конце 70-х годов составило основу “учения о нефтегазоносных бассейнах” (УНГБ).

В рамках этого учения в качестве *объекта изучения* выступают два типа геологических тел: а) комплексы осадочного выполнения зон тектонического погружения; б) крупные линзы умеренно деформированных и эпигенетически слабоизмененных осадочных пород [Брод, 1964; Бакиров, 1964; Бакиров и др., 1971; Вассоевич, 1975; Волож и др., 1995; Карта ..., 1994; Перродон, 1991; Bally, Snelson, 1980]. Объекты первого типа – это действующие в течение последнего мезозойско-кайнозойского (альпийского) цикла тектогенеза седиментационные системы с присущими им закономерностями хода осадочного процесса. Объекты второго типа – это сохранившиеся в слабо измененном виде седиментационные системы бассейнов прошлых геотектонических циклов либо фрагменты осадочных чехлов. Однако, несмотря на генетические различия, эти геологические тела обладают одним общим свойством, которое делает их объектом исследования в рамках “учения о нефтегазоносных бассейнах”. И те, и другие – это выраженные в рельефе фундамента отрицательные структуры земной коры, в пределах которых функционируют флюидогидротермальные системы, определяющие законо-



мерности распределения залежей углеводородов и процессов их генерации и аккумуляции.

*Предметом исследований* УНГБ служат структура и вещественный состав отложений, выполняющих осадочные бассейны, процессы формирования и эволюционного преобразования осадочных чехлов, история генерации и эволюции флюидогидротермальной системы.

*Целью исследований* является выяснение закономерностей образования УВ, формирования и размещения месторождений нефти и газа, а также оценка прогнозных ресурсов НГБ.

*Главная задача исследований* – реконструкция хода геологических процессов, приводящих к образованию, скоплению, захоронению и сохранению месторождений углеводородов, что обеспечивает возможность использования детерминированных (функциональных) методов прогноза с широким применением процедур имитационного численного моделирования.

Первоначально в качестве структурных элементов моделей нефтегазоносных бассейнов использовались структурно-вещественные подразделения земной коры, такие как “фундамент”, “платформенный чехол”, “структурно-тектонический комплекс”, “структурный этаж”, “структурный ярус”, “структурный подъярус”. Все эти структурно-вещественные единицы разделены ярко выраженными поверхностями структурных и угловых несогласий. Однако эти элементы обеспечивали построение лишь мелкомасштабных четырехмерных моделей, которые позволяли решать довольно ограниченный круг задач: а) выделение границ нефтегазоносных бассейнов; б) выяснение наиболее общих особенностей их строения, обусловленных процессами, происходящими на уровне верхней мантии и в нижних частях земной коры; в) качественный прогноз нефтегазоносности бассейна в целом. Детализация этих моделей путем введения в них формационных и литостратиграфических подразделений, выделяемых по парагенезисам пород, оказалась непригодна для численного моделирования процессов осадконакопления, а также генерации и аккумуляции углеводородов, поскольку временные координаты элементов базовых моделей оставались неопределенными.

Это обстоятельство стимулировало исследования по выделению класса слоистых геологических тел надпородного уровня организации с изохронными границами. Такие исследования были выполнены в течение 60–70-х годов прошлого века для целого ряда регионов. На примере Восточно-Европейской [Бабадоглы и др., 1975; Яцкевич, Съестнова, 1977] и Северо-Американской [Sloss, 1973] древних платформ, а также юга Туранской плиты и Ферганской межгорной впадины [Попов и др., 1979] было показано, что разрез осадочного чехла этих регионов состоит из системы иерархически соподчиненных изохронных геологических тел полифациального состава. Для обозначения этой категории геологических тел В.И. Попов использовал термин “ритмостратиграфические подразделения”, а Л.Л. Слосс – “осадочные системы”, однако позднее в стратиграфии для них стал употребляться термин “парахронолиты”. “Парахронолиты” представляют собой относительно непрерывную по времени формирования трансгрессивно-регрессивную последовательность слоев или групп слоев, ограниченную в кро-

вле и подошве поверхностями несогласия. Внутри “парахронолита” изменения литологического состава, как по вертикали (от слоя к слою), так и по латерали, происходят закономерно в соответствии с изменениями условий осадконакопления в бассейне. Именно эти качества позволяют рассматривать “парахронолиты” как естественные геологические тела, системные связи которых определяются цикличностью геологических процессов, контролирующей осадконакопление. В едином иерархическом ряду системных геологических тел Земли, крайними членами которого являются “Земля” как планета и “минерал” как элементарная совокупность химических элементов, “парахронолиты” занимают интервал в промежутке между подразделениями геодинамического уровня организации – внутренними сферическими оболочками Земли, литосферными слоями и слоями земной коры, с одной стороны, и слоем как наиболее крупным геологическим телом породного уровня организации – с другой.

Установленные особенности строения “парахронолитов” стимулировали работы по их вычленению в разрезе осадочного чехла и картированию на площади. Однако, как показали дальнейшие исследования, если задача вычленения этих циклически построенных слоевых ассоциаций из непрерывной последовательности слоев, хотя и сложная, но все же решаемая, то проблема картирования их граничных поверхностей (несогласий и перерывов) под покровом многокилометровых толщ осадков из-за отсутствия надежных средств к тому времени решения не находила.

Ситуация кардинально изменилась в начале 70-х годов, когда работами группы геологов и геофизиков нефтяных компаний “Эксон” (П.Р. Вейл и др.) и “Петробраз” (Л.Ф. Браун и У.Л. Фишер) было доказано соответствие отражающих горизонтов поверхностям перерывов (поверхность напластования) и несогласий. Это открытие послужило основанием для разработки нового метода изучения строения нефтегазоносных территорий – сейсмостратиграфического анализа.

С позиций сейсмостратиграфии в 70–90-е годы были рассмотрены особенности строения и эволюции основных нефтегазоносных бассейнов на территории бывшего СССР. Сейсмостратиграфический анализ был выполнен для Прикаспийского, Западно-Сибирского, Тимано-Печорского, Предкавказского, Южно-Каспийского, Днепровско-Донецкого, Припятского – платформенных бассейнов, а также для бассейнов краевых и внутренних морей: Баренцева, Карского, моря Лаптевых, Охотского, Японского и Черного (М.П. Антипов, С.Л. Беляков, А.В. Богданов, Ю.А. Волож, А.Н. Гаджиев, Р.Г. Гарецкий, Л.В. Гиршгорн, С.Н. Драчев, А.В. Журавлев, В.Я. Коженев, С.С. Косова, Н.Я. Кунин, Я.П. Маловицкий, П.М. Мамедов, Л.С. Маргулис, А.Н. Нежданов, В.М. Пилифосов, В.О. Савицкий, Р.Б. Сапожников, И.Е. Сегалович, С.А. Секретов, В.А. Сенин, С.Н. Стомба, Э.В. Шпилов, А.Е. Шлезингер).

На основании результатов этих исследований Н.Я. Куниным [1983] и Ю.А. Воложем [1991; Волож и др., 1995] был предложен новый подход к составлению статических моделей нефтегазоносных бассейнов. В основе этого подхода лежат два ключевых постулата.

Во-первых, статическая модель нефтегазоносного бассейна обязана способствовать решению главной задачи – прогнозу нефтегазоносности. В ней должны найти отражение особенности строения не только осадочного чехла, но и всего блока литосферы, внутри которого происходят геологические процессы, ответственные за состояние геодинамического режима региона, где расположен нефтегазоносный бассейн, и состояние флюидотермальной системы бассейна. Следовательно, системные элементы, из которых конструируется модель осадочного чехла бассейна, обязаны быть согласованы с системными элементами литосферы и консолидированной коры.

Во-вторых, элементы модели должны обладать конкретным набором свойств, достаточных для определения их положения в непрерывном вертикальном (временном) или латеральном (региональном) ряду иерархически упорядоченных геологических тел. Для этого должны соблюдаться следующие условия: а) каждое элементарное тело обязано иметь четкие пространственные и временные координаты; б) системные связи элементарных тел должны отражать ход геологических процессов, ответственных за их формирование; в) граничные поверхности элементарных тел должны маркировать время начала и окончания этих процессов.

Важным является соблюдение еще двух условий. Элементарные тела одного масштаба вертикального и латерального ряда системных геологических тел модели должны быть согласованы друг с другом. Граничные поверхности элементарных единиц этих рядов обязаны отчетливо проявляться в структуре геофизических полей, что обеспечивает возможность их картирования на глубине.

Составленные в соответствии с этими требованиями статические модели нефтегазоносных бассейнов по своей сути относятся к категории пространственно полно определенных, четырехмерных (четвертая координата – это возраст). В таком качестве они являются базовыми для конструирования необходимых функциональных моделей. В первую очередь это геодинамические модели, которые имитируют ход глубинных процессов на уровне мантии и нижних горизонтов земной коры, ответственных за формирование осадочных бассейнов и постседиментационные изменения их морфоструктуры, а также седиментационные модели, имитирующие ход процессов осадконакопления в бассейне. Но для прогнозных оценок не менее важен ряд более частных моделей, имитирующих процессы эпи- и катагенетических преобразований пород, эволюцию флюидогидротермальной системы, генерации и аккумуляции углеводородов.

Изложенный подход к составлению базовых моделей нефтегазоносных бассейнов, по мнению Н.Я. Кунина и Ю.А. Воложа, наиболее успешно можно реализовать только на фактографической и методологической основе сейсмостратиграфического анализа. Фактографическую основу сейсмостратиграфического анализа нефтегазоносного бассейна составляют каркасные сети региональных сейсмических профилей, пересекающих весь бассейн, и системы параметрических скважин. Это обеспечивает надежное выделение сейсмостратиграфических подразделений и установление их геологической природы (при приоритете данных бурения), а также трассирование по пло-

щади (при приоритете данных сейсморазведки). Методология сейсмостратиграфического анализа базируется на четырех основных принципах.

Первый принцип *“адекватности”* предусматривает адекватность объектов, выделяемых на сейсмическом разрезе по рисунку отражений от акустических границ и отдельных их элементов, реальным возрастным и региональным геологическим телам. Он постулирует: а) соответствие рисунка сильных и слабых отражений временного разреза рисунку слоистости напластования стратифицированных геологических тел; б) хронозначимость опорных сейсмических горизонтов, регистрируемых в литосфере; в) специфику рисунка отражений и параметров отражающих горизонтов, ограничивающих геологические тела различного состава и/или генезиса, образующие латеральный ряд единиц внутри единиц вертикального ряда сейсмостратиграфических подразделений и отличающиеся рисунком отражений и параметрами ограничивающих их отражающих горизонтов.

Второй принцип *“конечности и дискретности”* предусматривает, что: а) граничные поверхности выделенного на разрезе сейсмостратиграфического подразделения обязательно пересекутся, очерчивая конечные по размерам объемы геологического пространства; б) в каждом конкретном разрезе может быть выделено ограниченное число сейсмостратиграфических подразделений, их количество зависит от сложности строения бассейна.

Третий принцип *“специализации”* означает, что граничные поверхности сейсмостратиграфических подразделений на всем их протяжении имеют одинаковую геологическую природу. Это могут быть поверхности либо напластования, либо структурно-эрозионных несогласий.

Четвертый принцип *“иерархичности”* предусматривает соблюдение правил иерархической соподчиненности: а) все сейсмостратиграфические единицы крупных рангов являются совокупностью единиц мелких рангов; б) полные вертикальный и латеральный ряды сейсмостратиграфических единиц должны охватывать весь объем геологического пространства, где происходят процессы, влияющие на формирование осадочного бассейна и его нефтегазоносность; в) каждое подразделение вертикального ряда состоит из нескольких одноранговых с ним подразделений латерального ряда и двух или более подразделений вертикального ряда рангом ниже.

## ЭЛЕМЕНТЫ БАЗОВЫХ ЧЕТЫРЕХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ

Базовые модели нефтегазоносных бассейнов конструируются из элементов, которые образуют два непрерывных ряда иерархически соподчиненных элементарных тел: вертикальный (возрастные элементарные единицы) и латеральный (региональные элементарные единицы). В каждом из этих рядов выделяются единицы глобального, регионального и локального масштабов. В соответствии с одним из основных постулатов составления моделей, одно-масштабные единицы вертикального ряда должны быть согласованы друг с другом. Такое согласование проводится на этапе конструирования рядов, от-

бора возрастных и региональных подразделений, включаемых в эти ряды. Ниже приводится перечень элементарных единиц вертикальных и латеральных рядов и их краткая характеристика.

### Единицы вертикального ряда элементов модели

Иерархический вертикальный ряд элементов модели состоит из единиц глобального, регионального и локального масштабов. Им соответствуют сейсмостратиграфические подразделения различной специализации (уровня организации): геодинамической, тектоноседиментационной и седиментационной. Системные связи сейсмостратиграфических подразделений геодинамической специализации определяются цикличностью глубинных процессов, вызывающих смену во времени геодинамических режимов и приводящих к деструкции “старой” литосферы и земной коры и формированию дополнительных объемов “молодой” литосферы и консолидированной коры, а также “складчатого комплекса” осадочного чехла. Системные связи тектоноседиментационных сейсмостратиграфических подразделений определяют процессы, контролирующие ход осадконакопления в бассейне и постседиментационные изменения структуры осадочных толщ, а подразделения седиментационной специализации – относительные колебания уровня моря.

*Единицы модели глобального масштаба.* Единицы вертикального ряда элементов модели глобального масштаба обособляются как части пространства, ограниченные в подошве и кровле глобально прослеживаемыми геодинамическими границами. К числу таких границ относятся три глобальные сейсмические границы – преломляющий горизонт “N”, преломляющий горизонт “M” и преломляющий горизонт “K<sub>0</sub>”, выделяемые на уровне верхней мантии и земной коры. Они связаны с сейсмическими разделами первого рода. Кроме того, внутри осадочного чехла выделяются две геодинамические границы, связанные с поверхностями крупных структурных (горизонт “Ф”) и угловых несогласий.

Самой глубокой геодинамической границей является сейсмический горизонт “N”. Он прослеживается на глубинах порядка 400 км и отделяет нижнюю мантию от верхней сферической оболочки Земли – тектоносферы. Этот горизонт развит повсеместно и разрывается лишь в пределах циркумталассократического холодного пояса Земли [Хаин, 2001; Лобковский, Котелкин, 2003; Никишин, 2002].

Следующая геодинамическая граница – это сейсмический горизонт “M”. Под наиболее глубокими горными сооружениями этот горизонт выделяется на глубинах 70 км, а в океанах поднимается на глубины до 10 км. В осевых зонах срединно-океанических хребтов как преломляющий горизонт, связанный с границей первого рода, он не выделяется. Эта граница интерпретируется как глобальная поверхность срыва и раздела пород глубинного мантийного генезиса и продуктов их преобразования под воздействием приповерхностных процессов и отождествляется с подошвой земной коры [Леонов, 1991, 2001 и др.]. По мнению Ю.А. Воложа, возраст этой границы меняется

от раннеархейского под древними континентами до современного в осевых зонах срединно-океанических хребтов.

Сейсмический горизонт “ $K_0$ ” – последний глобально прослеживаемый опорный преломляющий горизонт в разрезе земной коры – связан с геодинамической границей, которая приурочена к кровле “консолидированной коры”. Ее возраст также изменяется по простиранию от архейско-ранепротерозойского на древних платформах до современного в осевых частях срединно-океанических хребтов.

Сейсмический горизонт “Ф” (акустический фундамент) – это одна из основных регионально прослеживаемых границ в осадочном чехле, которая выделяется по смене характера рисунка отражений. Он отделяет верхнюю часть разреза, насыщенную динамически яркими отражающими горизонтами, от нижней части, где возможна только групповая корреляция отдельных невыдержанных по простиранию и наклонам границ. Это достаточно принципиальная граница раздела между деформированной частью разреза земной коры (“консолидированная кора” и “складчатый комплекс”), с одной стороны, и слабо деформированного покрова осадков и осадочно-формационных комплексов, сложенных генетически разнородными отложениями, – с другой. В пределах континентальных платформ слабдеформированный осадочный покров включает “доплитный комплекс” и “плитный комплекс” платформенного чехла. На остальной части земной поверхности – это циклически построенные слоевые ассоциации – осадочные системы мегабассейнов океанов, дивергентных и дейтероорогенных окраин континентов, коллизионных, аккреционных и субдукционно-аккреционных поясов.

Последняя из геодинамических границ – это раздел между “плитным” и “доплитным” комплексами. Она обычно соответствует регионально прослеживаемому опорному отражающему горизонту, который приурочен к наиболее молодой (из всех регионально прослеживаемых в разрезе) границе четко выраженного углового несогласия.

Все перечисленные геодинамические границы хронозначимы. Каждая из этих границ сама по себе полихронна, т.е. ее возраст меняется по простиранию. В то же время, в пределах одной отдельно взятой глобальной или региональной структуры Земли их положение в разрезе выдерживается на определенном стратиграфическом уровне и маркирует время начала геологических процессов, в ходе которых эти структуры были сформированы. Так, например, горизонт “М” определяет время начала формирования литосферы новой генерации, которая образуется в зоне разрыва литосферы прошлых циклов тектогенеза (осевая зона срединно-океанических хребтов). Стратиграфический уровень горизонта “ $K_0$ ” отвечает времени завершения в пределах крупного блока земной коры (геоструктуры регионального масштаба) активных тектонических, магматических и метаморфических процессов, приводящих к формированию новых объемов земной коры океанического, островодужного, континентального типов, а также наращиванию континентальной коры за счет присоединения к ней осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов пород коллизионной стадии развития коры (“вертикальной аккреции”, по М.Г. Леонову). Стратиграфическое положение в разрезе

горизонта “Ф” фиксирует время завершения на данной территории интенсивных складчатых деформаций (и сопутствующего метаморфизма), связанных с коллизией континентов и микроконтинентов, а также с процессами тектонического надвигания блоков консолидированной коры, перемещающихся на втором уровне тектоники плит (на уровне земной коры). Возраст горизонта, приуроченного к кровле “доплитного комплекса”, фиксирует время завершения активных тектонических процессов постколлизийного этапа развития земной коры.

Таким образом, возраст глобальных сейсмостратиграфических подразделений единиц вертикального ряда элементов модели и последовательность их размещения в разрезе показывают, на какой стадии развития находятся литосфера и блок земной коры, с которым пространственно или генетически связан нефтегазоносный бассейн. Благодаря этим качествам, упомянутые подразделения в едином вертикальном ряду возрастных геологических тел Земли как планеты занимают свое место – стадийных возрастных (сейсмостратиграфических) подразделений геодинамической специализации.

*Единицы модели регионального масштаба.* Единицами регионального масштаба вертикального ряда элементов модели являются сейсмостратиграфические подразделения ранга: “сейсмогеологический этаж”, “сейсмокомплекс”. Это циклически построенные слоевые ассоциации, ограниченные региональными (прослеживаемыми в пределах одного или нескольких бассейнов) опорными сейсмическими горизонтами, которые приурочены к границам угловых и эрозионных несогласий. Системные связи этих сейсмостратиграфических подразделений определяются циклическостью геологических процессов, контролирующей накопление осадков в бассейне и постседиментационные изменения структуры осадочных толщ. В отличие от единиц глобального масштаба, граничные поверхности региональных единиц вертикального ряда элементов модели на всем своем протяжении изохронны.

“Сейсмокомплекс” – это относительно непрерывная по времени формирования трансгрессивно-регрессивная последовательность слоев или групп слоев, ограниченная в кровле и подошве опорными отражающими горизонтами, которые связаны с поверхностями эрозионного несогласия, переходящими в согласные границы. Распространение “сейсмокомплекса”, как правило, ограничено пределами одного нефтегазоносного бассейна. Смена в разрезе одного сейсмокомплекса другим указывает на изменения условий осадконакопления в бассейне, вызванные перемещением депоцентра седиментации, перестройкой путей перемещения материала либо увеличением или уменьшением количества поступающего осадочного вещества.

“Сейсмогеологический этаж” – это самая крупномасштабная из региональных единиц вертикального ряда элементов модели. В кровле и подошве его ограничивают опорные отражающие горизонты, связанные с угловыми несогласиями, которые прослеживаются в пределах мегабассейна, либо системы мегабассейнов. Формированию каждого нового сейсмогеологического этажа предшествует перестройка структуры региона, которая приводит к отмиранию старой и заложению новой системы бассейнов. Эти перестройки вызваны серьезными геодинамическими событиями в соседних геоструктурах.

**Единицы модели локального масштаба.** Локальными единицами вертикального ряда элементов модели служат возрастные сейсмостратиграфические подразделения седиментационной специализации “синтемы”, выделяемые как циклически построенные осадочные системы, генетически связанные с относительными колебаниями уровня моря. “Синтема” (супервейлит) – это циклически построенная совокупность сейсмокомплексов, ограниченная опорными отражающими горизонтами, связанными с границами эрозионных несогласий, переходящими по простиранию в согласные границы. Системные связи этих подразделений определяются сменой талассократической эпохи геократической, и наоборот. “Синтемы” – достаточно крупные подразделения, прослеживаемые в пределах бассейнов и мегабассейнов.

Пространственно-временные взаимоотношения этих подразделений позволяют реконструировать ход эвстатических колебаний уровня моря и выяснять их роль в седиментационном процессе.

### **Единицы латерального ряда элементов модели**

Иерархический ряд латеральных элементов модели состоит из единиц, которые выделяются как части одноранговых с ними единиц вертикального ряда. Этим определяются их координаты в базовой модели нефтегазоносного бассейна. Временные координаты латеральных элементов модели соответствуют возрасту того возрастного сейсмостратиграфического подразделения (вертикального элемента), частью которого они являются. Пространственные координаты для элементов глобального масштаба определяются зонами разломов, регионального – разломами и границами морфоструктурных элементов, контролирующими смену вещественного состава осадка, локального – границами фациальных зон. В силу этих обстоятельств разномасштабные единицы латерального ряда элементов модели имеют различную природу. Все единицы глобального масштаба – это глобальные геоструктуры, корни которых расположены на уровне литосферы или глубже. Основной классификационный признак – уровень размещения их корней. Все единицы локального масштаба – это вещественные подразделения, классификационный признак которых – различия вещественного состава. Единицы регионального масштаба имеют двойственную природу. Элементарные единицы этого масштаба, расположенные на уровне осадочного чехла, по своей природе являются вещественными геологическими телами, а на уровне консолидированной коры – структурными. Классификационным признаком для единиц осадочного чехла, выделяемых как части одноранговых с ними сейсмостратиграфических подразделений “доплитного” и “плитного” комплексов, служат структурно-вещественные особенности их строения. Кроме того, учитывается тип структурных форм подошвы осадочного чехла. Для единиц в коре классификационным признаком служит тип консолидированной коры – океанический, островодужный, континентальный. Для структур с континентальным типом коры это еще и возраст ее консолидации, а также степень деструкции (утонения).



Глобальные геоструктуры литосферы (структуры альпийского цикла тектогенеза)		
Корни геоструктур на уровне литосферы	Корни геоструктур на уровне тектоносферы	Корни геоструктур на уровне мантии
система осевых рифтов и надальных впадин	срединно-океанические хребты	Талассо-кратинский сегмент Земли ("Пангея")
океанические впадины	океанические платформы	
океанические поднятия и плато		
фронтальная складчатая система	коллизонная покровно-складчатая система (альпийский тип)	Альпийско-индонезийский коллизионный пояс
шовный ороген		
тыловая складчато-надвиговая система		
система островных дуг	аккреционная складчатая система (индонезийский тип)	
система меж- и задуговых прогибов		
фронтальный складчато-надвиговой ороген	коллизонная глыбово-орогенная система (гималайский тип)	
тыловой складчато-надвиговой ороген		
система океанических желобов и преддуговых прогибов	аккреционная складчатая система (восточно-азиатский тип)	Восточно-Азиатско-Кордильерский аккреционный пояс
система островных дуг и междуговых прогибов		
система задуговых прогибов и впадин окраинных морей		
фронтальный сводово-глыбовый ороген	аккреционная глыбово-орогенная система (кордильерский тип)	
тыловая складчато-надвиговая система		
система вулканических островных дуг	конвергентная складчатая система (карибский тип)	
система междуговых впадин и задуговых прогибов		
система океанических желобов	субдукционная покровно-складчатая система (андийский тип)	Англиско-Карибский субдукционный-конвергентный пояс
фронтальный вулканоплутонический ороген		
система тыловых прогибов		
система внутриокеанических впадин	-	Транс-тресвяный пояс Новая Зеландия-Маккуори
система внутриокеанических поднятий	-	
абиссальные котловины, внутриокеанические поднятия, микроконтиненты	дивергентная окраина	"Континентальные" литосферные плиты
авандельтовые склоны		
система периконтинентальных прогибов	континентальная платформа	
конседиментационные прогибы (KZ-MZ-платформенные чехлы)		
конэрозионные поднятия (щиты и кражи)	дейтероорогенная окраина	
эпиплатформенный дейтероороген		
эпиколлизонный дейтероороген	глобальная рифтовая система	
срединно-океанические хребты		
межплитные рифты		
системы внутриконтинентальных рифтов		

Таблица 1. Глобальные латеральные элементы модели геодинамической специализации

Циркумталассократинский подвижный пояс Земли

Геократинский сегмент Земли ("Пангея")

**Единицы модели глобального масштаба.** Наиболее крупными подразделениями глобального уровня являются: геократический и талассократический сегменты Земли и разделяющий их глобальный циркумталассократический подвижный пояс Земли (табл. 1). Это стадийные геоструктуры Земли, формирование которых связано с направленно циклическими процессами развития верхнемантийных оболочек (тектоносферы и земной коры), проходящими на уровне ядра и мантии. Их корни уходят в тектоносферу и нижнюю мантию. В процессе направленной эволюции Земли структура и вещественный состав геократического и талассократического сегментов испытывали значительные изменения. В целом, наблюдается общее увеличение объема тектоносферы геократической оболочки, главным образом за счет нарастания объема ее земной коры. Кроме того, в течение по меньшей мере 2500 млн лет каждые 900–1200 млн лет (цикл Вилсона) происходит объединение всех континентальных масс и формируется единый континент – Пангея [Хаин, 2001 и др.]. Последняя Пангея (Пангея Вегенера), которая со всех сторон окружена единым океаном – Панталассой, существовала 300 млн лет назад.

В современной структуре геократический сегмент Земли представляет собой композит “континентальных” литосферных плит, а талассократический – “океанических”. Ядерные части “континентальных” литосферных плит сложены корой континентального типа стандартной мощности, которая по периферии утоняется, а затем сменяется корой океанического типа. “Океанические” литосферные плиты повсеместно сложены корой океанического типа. Пограничными структурами для современных литосферных плит служат унаследованные от прошлого геотектонического цикла структуры циркумталассократического подвижного пояса Земли и вновь сформированные структуры глобальной рифтовой системы.

В геократическом сегменте Земли литосфера и консолидированная кора континентального типа возникли до начала последнего геотектонического цикла. На современном этапе тектогенеза в этом сегменте происходят как процессы деструкции “старой” литосферы и консолидированной коры континентального типа, так и процессы зарождения литосферы “новой” генерации и консолидированной коры океанического типа. В пределах талассократического сегмента Земли картина иная. Здесь повсеместно и непрерывно, в течение, как минимум, последних 1200 млн лет, идет процесс формирования литосферы и консолидированной коры океанического типа. Вновь образованные объемы литосферы и консолидированной коры океанического типа под воздействием конвективных течений в мантии транспортируются в пределы циркумталассократического подвижного пояса Земли, где происходит их поглощение. В ходе поглощения литосферных плит идет переработка литосферы, которая сопровождается формированием новых объемов консолидированной коры островодужного и континентального типов.

Динамика процессов поглощения литосферы и формирования консолидированной коры в пределах циркумталассократического пояса Земли достаточно сложная и определяется суперпозицией литосферных плит, расположенных по разные стороны от него, а также механикой их перемещения относительно друг друга. Выделяется несколько отрезков пояса, различаю-

щихся не только строением литосферы и земной коры, но и морфоструктурно. Они включают четыре типа таких структур (поясов): а) коллизионный, б) аккреционный, в) субдукционно-конвергентный и г) транспрессивный.

Коллизионный пояс локализован как бы внутри геократического сегмента Земли. По одну сторону от него располагаются дивергентные окраины Африканской и Индо-Австралийской “континентальных” литосферных плит, а по другую – активная окраина Евразийской плиты, которые сближаются друг с другом. Сближение плит происходит за счет поглощения их дивергентных окраин. На одном его участке схождение “континентальных” литосферных плит находится на начальной стадии коллизии (стадия конвергенции плит), на другом – на зрелой (стадия конвергенции континентов) и на третьем – на заключительной (стадия столкновения континентов). На начальной стадии поглощение дивергентной окраины поддвигаемой плиты сопровождается аккрецией микроконтинентов, на зрелой – “короблением” континентальной коры активной окраины континента надвигающейся плитой, на заключительной стадии, когда вся дивергентная окраина “континентальной” литосферной плиты с океаническим типом коры уже поглотилась, процессы субдукции завершаются и начинается “коробление” коры бывшей пассивной окраины поддвигаемого континента [Лобковский, 1988]. В верхней части литосферы коллизионного пояса, на его отрезке, который находится на начальной стадии коллизии (Индонезийский отрезок), формируется аккреционная складчатая система, на зрелой (Альпийско-Кавказский отрезок) – коллизионная складчатая система и на завершающей (Памирско-Гималайский отрезок) – коллизионная глыбово-орогенная система.

Аккреционный пояс пространственно приурочен к области поддвигания талассократического сегмента Земли под геократический сегмент. На одном, азиатском, отрезке этого пояса идут активные процессы поглощения Восточно-Тихоокеанской “океанической” литосферной плиты, а на другом – литосферные плиты талассократического сегмента Земли скользят вдоль континентальной окраины Американо-Австралийской литосферной плиты. В области скольжения плит, в приповерхностной части литосферы, формируется аккреционная глыбово-орогенная система, а в области поглощения плит – аккреционная складчатая система.

Субдукционно-конвергентный пояс пространственно приурочен к области надвигания геократического сегмента Земли на талассократический сегмент и схождения “континентальных” литосферных плит. На андийском отрезке этого пояса, где надвигание геократического сегмента сопровождается поглощением “океанических” литосферных плит, в приповерхностной части литосферы формируется субдукционная покровно-складчатая система. На отрезках, где сближаются, например, Южно-Американская и Северо-Американская “континентальные” литосферные плиты (карибский отрезок), с одной стороны, и Южно-Американская и Антарктическая (море Скоша) – с другой, формируются конвергентные складчатые системы.

Транспрессивный пояс пространственно приурочен к области скольжения “океанических” литосферных плит талассократического сегмента Земли вдоль дивергентных окраин “континентальных” литосферных плит

геократического сегмента. Здесь формируется весьма своеобразная транс-прессивно-аккреционная складчато-глыбовая система (Новая Зеландия – Маккуори).

Следующую группу латеральных элементов глобального масштаба составляют структуры литосферы, корнями уходящие только в тектоносферу. К их числу относятся: складчатые орогенные системы коллизионного, аккреционного и субдукционно-аккреционного отрезков подвижного пояса Земли, структуры глобальной рифтовой системы, сегменты литосферных плит, а также их структурные подразделения последующего ранга.

Структуры подвижных поясов более низкого ранга, чем глыбово-складчатые и складчато-надвиговые системы циркумталассократического пояса Земли, достаточно однообразны. В пределах каждой из них выделяются: шовный ороген или цепи островных дуг и системы обрамляющих их прогибов. Со стороны континентов – это системы предгорных прогибов и глубоководных внутриконтинентальных впадин, а со стороны океана – системы окраинно-континентальных и междуговых морей или глубоководных желобов.

Сегментарные структуры литосферных плит выделяются как части последних, ограниченные разломами (трансформные разломы и трансконтинентальные сдвиги). Эти разломы делят плиты на сегменты, которые различаются своим строением. Наиболее контрастные различия в строении отдельных сегментов наблюдаются в пределах “континентальных” литосферных плит. Здесь выделяются три главных сегмента: а) дивергентные, пассивные окраины; б) области постколлизионной активизации, дейтероорогенные (термин К.В. Боголепова) окраины; в) платформы, которые отличаются по таким параметрам, как мощность и тип земной коры, возраст формирования ее консолидированной части, тип и возрастной диапазон “плитного” и “доплитного” комплексов осадочного чехла, а также геодинамическим режимом.

*Дивергентные окраины* граничат с срединно-океаническими хребтами. Здесь идут процессы деструкции “старой” консолидированной коры континентального типа, ее утонения и погружения за счет растягивания по системе листрических сбросов. Геодинамический режим – рифтовый либо океанический спрединг. Осадочный чехол дивергентной окраины слагают осадочные системы рифтовых бассейнов и глубоководных периконтинентальных мегабассейнов.

*Дейтероорогенные окраины* располагаются на окраинах “континентальных” литосферных плит, примыкающих к глобальному циркумталассократическому подвижному поясу Земли. Эта область включает в себя обширную территорию юго-востока Евразийской плиты, которая охватывает Западный и Центральный Китай, Монголию, северо-восток России и Среднюю Азию. В пределах дейтероорогенных окраин континентов процессы преобразования литосферы завершены, однако еще весьма активны процессы структурного преобразования консолидированной части разреза земной коры и осадочного чехла. Это области постколлизионной активизации тектонических процессов, которые сосредоточены в коровом уровне литосферных плит. Постколлизионная активизация проявляется в расколе литосфер-

ных плит на крупные сегменты, в формировании глубинных складок, в торшении и послойных срывах верхнего хрупкопластичного слоя консолидированной коры, в его сучивании и растяжении. Побуждаются эти движения внутриплитными напряжениями, производными от сил, которые возникают в ходе геодинамических процессов, происходящих на границах литосферных плит, плюм-тектоникой и, частично, за счет внутренних источников. Главная роль в перемещении геоблоков принадлежит сдвигам. Амплитуды сдвигов могут достигать тысяч километров. Движение геоблоков происходит по нижнему вязкопластичному слою консолидированной коры. Эти процессы могут приводить к частичной деструкции (утонению) ранее сформированной консолидированной коры континентального типа либо, напротив, к ее наращиванию за счет тектонического сучивания верхней коры. Интенсивность режима постколлизийной активизации в пределах дейтероорогенной окраины непостоянна и закономерно убывает по направлению внутренних частей плиты [Лобковский, 1988; Леонов, 1991, 2001; Никишин, 2002].

Главными структурными элементами этой области являются системы глыбово-надвиговых поднятий (дива-структуры, по Чень-Гоода) или их геодинамические антиподы – особый тип синколлизийных рифтов (“импактогенов”, по Дж. Шенгёру и др.), а также кулисные серии грабенов и заключенные между этими структурами крупные блоки земной коры (микрорплиты, по Л.П. Зоненшайну). Корни этих структур ограничиваются поверхностью “М”.

*Платформенный сегмент* “континентальной” литосферной плиты спокойного геодинамического режима, как правило, располагается в ее центральной части. Он характеризуется выдержанной мощностью земной коры и широким распространением осадочного чехла. Процессы преобразования литосферы и земной коры слабые и выражены в виде длительно живущих внутриплитных коровых складок большого радиуса и крупных трансконтинентальных сдвигов.

*Глобальная рифтовая система* состоит из латерального ряда структур: срединно-океанический хребет → межплитный рифт (рифт Аденского залива и Красного моря) → система транспрессивных внутриконтинентальных рифтов (Восточно-Африканская). Каждая из перечисленных в этом ряду структур отражает различные стадии развития этой системы: зрелую, юную и начальную, соответственно. Пространственно они располагаются вдоль скрытых границ литосферных плит либо на их дивергентных и трансформных окраинах. Рифтовые долины срединно-океанических хребтов и осевые впадины межплитных рифтов маркируют границы плит. Формируются эти структуры в обстановке растяжения. Транспрессивные внутриконтинентальные рифты – это приповерхностные (на уровне земной коры) осложнения зоны разлома, рвущего литосферу. Межплитные рифты – это структуры, расположенные в области зияния земной коры. В их пределах на поверхности морского дна обнажены породы верхней мантии и идут процессы формирования “эмбриональной” океанической коры и ее латерального наращивания. Срединно-океанический хребет – это структура, расположенная в области зияния литосферы. В ее пределах происходят

процессы латерального наращивания литосферы (в области дивергентных краин “континентальных” и “океанических” плит) с одновременным формированием “эмбриональной” океанической коры (в области осевой части срединно-океанического хребта) и становлением “океанической” консолидированной коры на его склонах.

**Единицы модели регионального масштаба.** Латеральные единицы регионального масштаба – это элементарные тела, сформированные в результате тектонических движений, проходящих на уровне земной коры. Они включают два генетически различных класса геологических тел. Единицы, расположенные на уровне осадочного чехла, представлены структурно-вещественными телами. Единицы, расположенные на уровне консолидированной коры и “складчатого комплекса”, – крупными блоками с различным возрастом становления консолидированной коры и выраженными в рельефе ее кровли в виде положительных и отрицательных структурных форм (табл. 2).

В разрезе “плитного” комплекса древних платформ и “доплитного” комплекса молодых платформ в качестве латеральных подразделений регионального масштаба выделяются геологические тела (латеральные ряды формаций), сложенные собственно платформенным, квазиплатформенным, орогенным верхнемолассовым, орогенным нижнемолассовым, предрифтовым и синрифтовым формационными комплексами. На остальной части земной поверхности (области дейтероорогенеза, коллизионные пояса, континентальные окраины, океанические плиты) латеральные подразделения регионального масштаба генетически представляют собой осадочные системы (сейсмокомплексы и подкомплексы) современных седиментационных бассейнов и мегабассейнов: 1) предгорных и межгорных прогибов; 2) эпиконтинентальных морей; 3) пассивных краин континентов; 4) периконтинентальных подводно-дельтовых систем; 5) глубоководных впадин внутриконтинентальных морей; 6) впадин окраинно-континентальных и междуговых морей; 7) глубоководных желобов; 8) преддуговых, внутридуговых и междуговых прогибов; 9) внутриконтинентальных и океанических рифтов; 10) абиссальных впадин; 11) внутриокеанических поднятий.

Первоначально комплексы современных седиментационных бассейнов и мегабассейнов были подразделены на два главных типа: а) комплексы плоскодонных бассейнов с компенсированным тектоническим погружением и б) комплексы бассейнов с некомпенсированным тектоническим погружением [Шлезингер, 1998]. Последующие исследования позволили несколько изменить данную классификацию и выделить три типа комплексов: а) компенсированного погружения; б) некомпенсированного погружения, но сбалансированного осадконакопления и в) некомпенсированного погружения и несбалансированного осадконакопления.

Комплексы первого типа характеризуются плоской внешней формой и конформной внутренней структурой слоистости напластования. Их пространственное ограничение контролируется схождением двух ближайших в разрезе несогласных границ. Они формируются в бассейнах, в которых свободное седиментационное пространство отсутствует, а аккомодационное – образуется одновременно с процессом осадконакопления, т.е. “конверт” ак-

**Таблица 2. Структурно-вещественные подразделения “доплитного” и “плитного” комплексов осадочного чехла и консолидированной коры**

1. Структурно-вещественные комплексы осадочного чехла																																
“Плитные” комплексы осадочного чехла древних и “доплитные” комплексы молодых платформ					Осадочные чехлы седиментационных бассейнов альпийского геотектонического цикла																											
структурные бассейны (пространственно совмещенные фрагменты осадочных чехлов седиментационных бассейнов предшествующих геотектонических циклов)					реликтовые бассейны (сохранившиеся в слабо измененном виде осадочные чехлы седиментационных бассейнов предшествующих геотектонических циклов)					бассейнов компенсированного осадконакопления			бассейнов сбалансированного осадконакопления			бассейнов топодепрессий																
																				складчатонадвиговые		авлакогены (древние) и тафрогены (молодые)		квазиплатформенных впадин	чехлы эпиконтинентальных бассейнов (сианклизы)		многоярусные чехлы внешних прогибов кратонов (пространственно совмещенные чехлы перикратонных и краевых прогибов)			чехлы перикратонных впадин		длительного развития (краевые впадины)
сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы		сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы		сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы	сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы		сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы			сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы		эпиконтинентальные бассейны	предгорных прогибов	внутриконтинентальных рифтов		квазиплатформенных межгорных впадин	межгорных впадин	предгорных прогибов		окраинных морей, предугловых и междугловых прогибов		внутренних морей	предгорных тыловых прогибов		предгорных фронтальных прогибов		океанических платформ	океанических поднятий	периконтинентальных прогибов		периконтинентальных подводно-дельтовых систем	междуплитных рифтов
2. Структурно-возрастные и вещественные комплексы консолидированной коры																																
континентальная кора										кора переходного типа					океаническая кора																	
разновозрастные структурно-формационные мегакомплексы аккреционных и коллизионных складчатых поясов										островодужная и утоненная континентальная кора					структурно-формационные комплексы океанов																	

комодации в этих условиях ограничен старым профилем эрозионно-седиментационного равновесия снизу и новым – сверху.

Комплексы второго типа формируются в бассейнах, расположенных ниже первого (в направлении суша–море) и выше второго регионального уровня лавинной седиментации вдоль шельфовых окраин континентов и внутри него в пределах предгорий. Бассейны шельфовых окраин континентов со стороны суши ограничены линией залива, а со стороны океана – уступом континентального склона, имеющего, как правило, тектоническую природу. Ограничениями для бассейнов предгорий служат, с одной стороны, горные хребты, с другой – денудационные плато и возвышенности. Седиментационное пространство шельфовых бассейнов охватывает прибрежную равнину и шельф. В вертикальном разрезе оно имеет клиновидную форму и поверхностью седиментационного равновесия разделено на две части. Одна из них (пространство аккомодации), заполняется осадками, а вторая (пространство ожидаемой аккумуляции) – водой. В бассейнах предгорий пространство ожидаемой аккумуляции остается свободным. При формировании комплексов второго типа действует единый механизм осадконакопления, который включает в себя разгрузку переносимого материала вследствие резкого ослабления однонаправленного вектора несущего потока на границе с приемной площадью сбора и его дальнейший веерный разнос. Этот процесс регулируется прогибанием ложа площади осадконакопления под воздействием тектонического погружения и веса накапливающихся толщ, уплотнения осадков, а также колебаниями базиса эрозии, либо за счет изменений уровня моря (бассейны континентальных окраин), либо в связи с изменением профиля денудационно-седиментационного равновесия (для бассейнов предгорий). В целом, объем накопившихся осадков строго соответствует объему аккомодационного пространства. Излишки поступающего осадочного материала перемещаются в область пространства ожидаемой аккумуляции

Комплексы третьего типа формируются ниже глобального уровня лавинной седиментации в бассейнах топодепрессий, расположенных в пределах подножия континентального склона, глубоководных котловин внутренних и окраинных морей и на океаническом ложе. В этих бассейнах соотношение “пространства ожидаемой аккомодации” и “пространства аккумуляции” иное. Здесь “пространство ожидаемой аккумуляции” занимает практически весь объем бассейна и повсеместно значительно больше “пространства аккомодации”.

На уровне консолидированной коры и складчатого комплекса осадочного чехла молодых и древних платформ континентов в качестве латеральных подразделений регионального масштаба выделяются блоки, разделенные постколлизийными разломами, а в пределах коллизийных и аккреционных складчатых поясов: в консолидированной коре – террейны, в складчатом комплексе осадочного чехла – структурно-формационные комплексы и мегакомплексы.

*Единицы модели локального масштаба.* Локальными единицами вертикального ряда элементов модели служат возрастные сейсмостратиграфические подразделения седиментационной специализации, выделяемые как цик-



лически построенные осадочные системы, генетически связанные с относительными колебаниями уровня моря. Эта часть вертикального ряда элементов модели состоит из единиц четырех рангов (от мелких, к крупным): слой, элементарные системы (парасеквенции), тракты осадочных систем и совокупность трактов осадочных систем “секвенций” или “вейлитов”.

*“Вейлит” – это элементарная осадочная система, целостная их совокупность, генетически связанная цикличностью колебаний уровня моря (базиса эрозии седиментационного бассейна).* Она формируется в течение интервала времени, необходимого для восстановления профиля эрозионно-денудационного равновесия, нарушенного тектоническими либо эвстатическими процессами. “Вейлиты” как осадочные системы ограничены перерывами в осадконакоплении, поверхностями эрозионных несогласий и коррелятными им согласными границами. В краевой части бассейна эти поверхности несогласий отвечают перерывам, связанным с эрозией и размывом подстилающих толщ, а в центральных частях – с недостатком материала (отсутствием седиментации).

Принято выделять два типа “вейлитов” в соответствии с двумя типами границы в их подошве. Граница первого типа – это эрозионная поверхность с отчетливыми следами размыва, образованная в результате субаэрального обнажения морского дна. Предполагается, что граница первого типа формируется в тот период времени, когда скорость падения уровня моря превышала скорость прогибания бассейна, при этом схема прекращения прослеживания подстилающих и перекрывающих слоев на описываемой границе представляет собой, соответственно, кровельное срезание и подошвенное налегание [Van Wagoner et al., 1988; Vail et al, 1991]. В этом случае происходит переотложение осадков, возникновение врезанных долин и смещение фаций в сторону бассейна. Подошвенная граница второго типа – также эрозионная поверхность, но она остается согласной с подстилающими отложениями и формируется в тот период времени, когда скорость падения уровня моря меньше, чем скорость прогибания бассейна. При этом линия раздела области осадконакопления и берега смещается в сторону суши, а перекрывающие слои залегают на этой поверхности по типу берегового налегания (coastal onlap).

Каждый “вейлит” состоит из элементарных осадочных систем, далее именуемых кратко трактами. Осадочные системы в настоящем контексте – это трехмерные геологические тела, представляющие собой стратиграфически непрерывную последовательность напластований и генетически связанные единством времени и места образования. Тракты определяются своим положением внутри “вейлита”, типом ограничивающих их поверхностей и внутренним строением слагающих их парасеквенций.

Выделяются четыре типа трактов осадочных систем:

- низкого уровня моря (“вейлит” только первого типа);
- трансгрессии (“вейлит” первого и второго типов);
- высокого уровня моря (“вейлит” первого и второго типов);
- окраины шельфа (“вейлит” только второго типа).

Процесс формирования трактов происходит непрерывно, но неравномерно, поэтому тракт дискретен и представляет собой серию более мелких

геологических тел – парасеквенций. Под термином “парасеквенция” подразумевается фундаментальная (основная) ассоциация слоев, которая может состоять из простой секвенции, а также из нескольких парасеквенций, составляющих стратиграфически непрерывный ряд.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Латеральные и вертикальные элементы четырехмерных моделей представляют собой естественные геологические тела, ограниченные сходящимися в пространстве изохронными и хронозначимыми границами. Эти тела образуются в структурах земной коры, корни которых размещаются на различных глубинных уровнях: в мантии, литосфере, земной коре и осадочном чехле.

2. Ранг латеральных и вертикальных элементов четырехмерной модели определяется не длительностью их формирования и размерами, а исключительно их приуроченностью к структурам определенного масштаба и уровня глубинности. Так, глобальные латеральные и вертикальные элементы модели представляют собой естественные геологические тела, образованные в структурах, корни которых располагаются в нижней мантии, региональные – в верхней мантии и низах земной коры, локальные – низах земной коры и осадочном чехле.

3. Четырехмерное моделирование позволяет реконструировать тектонические, седиментационные и минерагенические процессы и тем самым перейти от детерминированных методов прогнозных оценок территории к функциональным. Применительно к нефтегазоносным бассейнам таким методом прогноза является бассейновое моделирование, в основе которого лежит реконструкция истории накопления нефтематеринских толщ, их погружения и катагенетического преобразования заключенного в них органического вещества, миграции углеводородов, накопления в ловушках и разрушения сформированной залежи.

4. Изложенные методические подходы к построению четырехмерных нефтегазоносных бассейнов основаны на том, что они представляют собой единые флюидогидротермальные системы. Обоснование Ю.Г. Леоновым фундаментальности этого свойства, позволяет применить разработанные принципы построения четырехмерных моделей для любых типов осадочных бассейнов вне зависимости от их минерагенической специализации.

5. Применимость принципов четырехмерного моделирования к осадочным бассейнам разной геодинамической природы расширяет возможности историко-геологического анализа.

## Литература

Бабадаглы В.А., Джумагулов А., Шебалдина М.Г., Яцкевич С.В. Использование ритмичности осадконакопления при поисках нефти и газа // Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горячих полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1975. С. 166–167.

лически построенные осадочные системы, генетически связанные с относительными колебаниями уровня моря. Эта часть вертикального ряда элементов модели состоит из единиц четырех рангов (от мелких, к крупным): слой, элементарные системы (парасеквенции), тракты осадочных систем и совокупность трактов осадочных систем “секвенций” или “вейлитов”.

“Вейлит” – это элементарная осадочная система, целостная их совокупность, генетически связанная цикличностью колебаний уровня моря (базиса эрозии седиментационного бассейна). Она формируется в течение интервала времени, необходимого для восстановления профиля эрозионно-денудационного равновесия, нарушенного тектоническими либо эвстатическими процессами. “Вейлиты” как осадочные системы ограничены перерывами в осадконакоплении, поверхностями эрозионных несогласий и коррелятными им согласными границами. В краевой части бассейна эти поверхности несогласий отвечают перерывам, связанным с эрозией и размывом подстилающих толщ, а в центральных частях – с недостатком материала (отсутствием седиментации).

Принято выделять два типа “вейлитов” в соответствии с двумя типами границы в их подошве. Граница первого типа – это эрозионная поверхность с отчетливыми следами размыва, образованная в результате субаэрального обнажения морского дна. Предполагается, что граница первого типа формируется в тот период времени, когда скорость падения уровня моря превышала скорость прогибания бассейна, при этом схема прекращения прослеживания подстилающих и перекрывающих слоев на описываемой границе представляет собой, соответственно, кровельное срезание и подошвенное налегание [Van Wagoner et al., 1988; Vail et al, 1991]. В этом случае происходит переотложение осадков, возникновение врезанных долин и смещение фаций в сторону бассейна. Подошвенная граница второго типа – также эрозионная поверхность, но она остается согласной с подстилающими отложениями и формируется в тот период времени, когда скорость падения уровня моря меньше, чем скорость прогибания бассейна. При этом линия раздела области осадконакопления и берега смещается в сторону суши, а перекрывающие слои залегают на этой поверхности по типу берегового налегания (coastal onlap).

Каждый “вейлит” состоит из элементарных осадочных систем, далее именуемых кратко трактами. Осадочные системы в настоящем контексте – это трехмерные геологические тела, представляющие собой стратиграфически непрерывную последовательность напластований и генетически связанные единством времени и места образования. Тракты определяются своим положением внутри “вейлита”, типом ограничивающих их поверхностей и внутренним строением слагающих их парасеквенций.

Выделяются четыре типа трактов осадочных систем:

- низкого уровня моря (“вейлит” только первого типа);
- трансгрессии (“вейлит” первого и второго типов);
- высокого уровня моря (“вейлит” первого и второго типов);
- окраины шельфа (“вейлит” только второго типа).

Процесс формирования трактов происходит непрерывно, но неравномерно, поэтому тракт дискретен и представляет собой серию более мелких

геологических тел – парасеквенций. Под термином “парасеквенция” подразумевается фундаментальная (основная) ассоциация слоев, которая может состоять из простой секвенции, а также из нескольких парасеквенций, составляющих стратиграфически непрерывный ряд.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Латеральные и вертикальные элементы четырехмерных моделей представляют собой естественные геологические тела, ограниченные сходящимися в пространстве изохронными и хронозначимыми границами. Эти тела образуются в структурах земной коры, корни которых размещаются на различных глубинных уровнях: в мантии, литосфере, земной коре и осадочном чехле.

2. Ранг латеральных и вертикальных элементов четырехмерной модели определяется не длительностью их формирования и размерами, а исключительно их приуроченностью к структурам определенного масштаба и уровня глубинности. Так, глобальные латеральные и вертикальные элементы модели представляют собой естественные геологические тела, образованные в структурах, корни которых располагаются в нижней мантии, региональные – в верхней мантии и низах земной коры, локальные – низах земной коры и осадочном чехле.

3. Четырехмерное моделирование позволяет реконструировать тектонические, седиментационные и минерагенические процессы и тем самым перейти от детерминированных методов прогнозных оценок территории к функциональным. Применительно к нефтегазоносным бассейнам таким методом прогноза является бассейновое моделирование, в основе которого лежит реконструкция истории накопления нефтематеринских толщ, их погружения и катагенетического преобразования заключенного в них органического вещества, миграции углеводородов, накопления в ловушках и разрушения сформированной залежи.

4. Изложенные методические подходы к построению четырехмерных нефтегазоносных бассейнов основаны на том, что они представляют собой единые флюидогидротермальные системы. Обоснование Ю.Г. Леоновым фундаментальности этого свойства, позволяет применить разработанные принципы построения четырехмерных моделей для любых типов осадочных бассейнов вне зависимости от их минерагенической специализации.

5. Применимость принципов четырехмерного моделирования к осадочным бассейнам разной геодинамической природы расширяет возможности историко-геологического анализа.

## Литература

Бабадаглы В.А., Джумагулов А., Шебалдина М.Г., Яцкевич С.В. Использование ритмичности осадконакопления при поисках нефти и газа // Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1975. С. 166–167.

- Бакиров А.А. Классификация локальных и региональных скоплений нефти и газа в земной коре // Геология нефти. М.: Наука, 1964. С. 141–152.
- Бакиров А.А., Варенцов М.И., Бакиров Э.А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М.: Недра, 1971. 544 с.
- Брод И.О. Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. М.: Недра, 1964. 166 с.
- Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 6. С. 3–23.
- Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа): Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49 с.
- Волож Ю.А., Милетенко Н.В., Певзнер Л.А., Шлезингер А.Е. Методология глубинного геологического картирования осадочных бассейнов. М.: ВНИИгеосистем, 1995. 91 с.
- Карта нефтегазоносности мира. Масштаб 1 : 15 000 000. Объяснительная записка. М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1994. 196 с.
- Кунин Н.Я. Сейсмостратиграфический метод и его применение при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР // Сов. геология. 1983. № 1. С. 92–104.
- Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
- Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лобковский Л.И., Котелкин В.Д. Численное моделирование глобальной эволюции Земли на протяжении 4 млрд лет в рамках термохимической модели мантийной конвекции. М.: ГЕОС, 2003. С. 352–357 (Материалы совещ. “Тектоника и геодинамика континентальной литосферы”; Т. 1).
- Никишин А.М. Тектонические обстановки, внутриплитные и окраинно-плитные процессы. М.: Изд-во МГУ, 2002. 366 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова и Ю.А. Воложа. М.: Научный мир., 2004. 526 с.
- Перродон А. Формирование и размещение месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1991. 359 с.
- Попов В.И., Тихомиров С.В., Макарова С.Д., Филиппов А.А. Ритмостратиграфические (циклостратиграфические) и литостратиграфические подразделения. Ташкент: Фан, 1979. 112 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.
- Яцкевич С.В., Съестнова Л.П. Ритмостратиграфия девонских и каменноугольных отложений Саратовского Поволжья // Литология подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы: Тр. НВНИИГГ. Саратов: Изд-во Сарат. у-та, 1977. С. 6–42.
- Bally A.W., Snelson S. Facts and Principles of world petroleum occurrence: realms of subsidence // Bull. Canad. Petroleum Geol. 1980. Vol. 6. P. 9–94.
- Sloss L.L. Tectonic and eustatic factors in the late Precambrian-Phanerozoic global sea level changes // Geol. Soc. Amer. Abstr. 1973. Vol. 5, N 7. P. 813.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology – an Overview // Cycles and Events in Stratigraphy / Eds. G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher et al. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. Ch. 6. P. 617–659.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M. et al. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions // Sea-level changes: an intergrated approach. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 1988. N 42. P. 39–45.

**К ПРОБЛЕМЕ УНАСЛЕДОВАННОСТИ  
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ  
(АВЛАКОГЕНОВ)**

**ВВЕДЕНИЕ**

Явление унаследованности привлекает внимание тектонистов, начиная, примерно, с середины XX в. и поныне. Несмотря на большое количество исследований, посвященных этому вопросу, до сих пор не создано стройной концепции проявления унаследованности, в том числе по отношению к внутриконтинентальным авлакогенам. Одними из последних работ на эту тему являются обзоры Ю.Г. Леонова [2001, 2004], который относит явление унаследованности к одной из фундаментальных проблем общей тектоники. Рассматривая многие разновозрастные рифтовые структуры, Ю.Г. Леонов [2001] приходит к выводу, что местоположение значительной части рифтов контролируется предшествующим структурным планом. Вместе с тем, он подчеркивает, например: “Рифтовые структуры Восточно-Европейской платформы имеют сложное строение, и вывод об их совпадении с протерозойскими сутурами пока состоятелен лишь в общих чертах” [Леонов, 2001, с. 162]. Здесь речь идет об унаследованности от всей предыдущей истории развития территории, но отнюдь не об унаследованности от конкретных структур. В этом с ним необходимо согласиться, учитывая, что понятие унаследованности является относительным.

Но есть и другая группа исследователей [Bogdanova et al., 1996; и др.], которые настаивают на прямой унаследованности тех же авлакогенов Восточно-Европейской платформы от границ крупных блоков земной коры этого региона: Среднерусский авлакоген приурочен к границе между Фенноскандией и Волго-Уралией, Рязано-Саратовский авлакоген наследует границу между Сарматией и Волго-Уралией и т.д.

Вероятнее всего, такие расхождения происходят от слишком широкого понятия явления унаследованности. Подробный разбор смысла явления унаследованности провел Р.Г. Гарецкий [1962]. Вслед за Н.С. Шатским и А.В. Пейве, он отмечает, что в проблеме унаследованности необходимо различать три стороны: 1) унаследованность тектонического плана, 2) унаследованность тектонических форм и 3) унаследованность тектонических движений. Только когда присутствуют все три указанных фактора, можно говорить об унаследованности более молодой структуры от более древней. Причем надо сравнивать структуры близкого порядка. Например, нельзя искать унаследованность мелких поднятий и валов Среднерусского авлакогена от крупных структур кристаллического фундамента этого региона.

В предлагаемой работе рассмотрены несколько рифтовых структур и их соотношение со структурами основания, включающими кристаллический фундамент и фрагменты дорифтовых осадочных отложений. Для анализа выбраны

кайнозойские рифты Байкальской рифтовой зоны и западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы, а также рифейский Среднерусский авлакоген Восточно-Европейской платформы. Первые два объекта хороши для анализа тем, что основание кайнозойских структур хорошо обнажено на плечах рифтов, а собственно рифты изучены геофизическими методами и скважинами, прошедшими весь кайнозойский разрез (правда, только в грабене Руква). Среднерусский авлакоген в последние годы хорошо изучен многочисленными сейсмическими профилями МОВ-ОГТ и единичными скважинами.

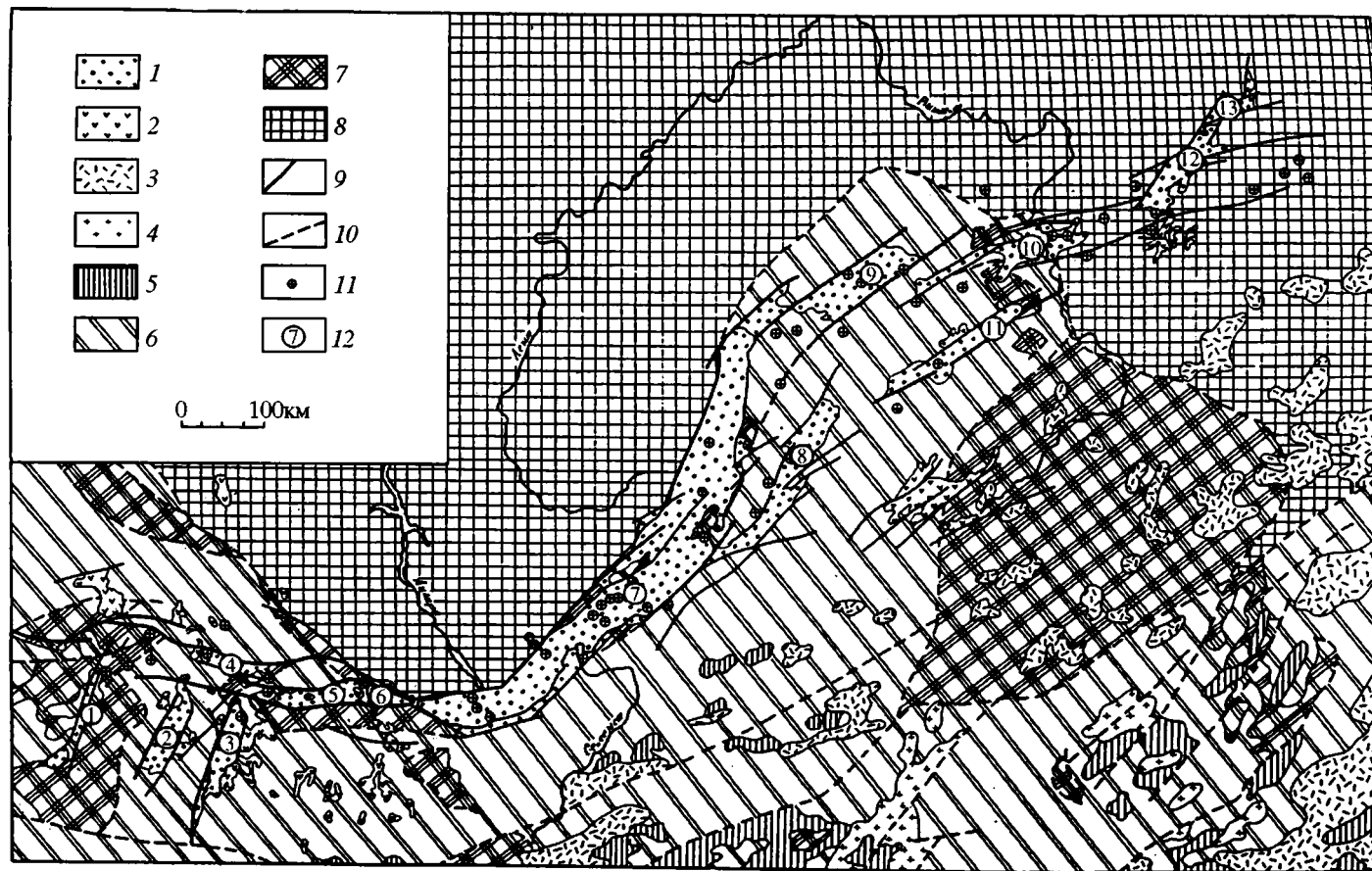
## СООТНОШЕНИЕ СТРУКТУР ОСНОВАНИЯ И РИФТОВ (АВЛАКОГЕНОВ)

### Байкальская рифтовая зона

В кристаллический фундамент Байкальской рифтовой зоны входят две области: с консолидацией коры к началу девона и к началу рифея (рис. 1). К первой относится Саяно-Становая складчатая область, второй принадлежит территория Сибирской платформы. Граница между этими крупнейшими тектоническими элементами является самой крупной структурой и, несомненно, оказывала влияние на все последующее развитие региона [Васильев и др., 1997, 1989; Геология..., 1984; и др.]. Именно к этой границе достаточно долгое время привязывалось заложение и развитие Байкальской зоны [Геология..., 1984; Замараев и др., 1979; и др.], т.е. господствовал прямой принцип унаследованности кайнозойской структуры от более древней. Однако при детальном рассмотрении это оказалось не совсем так.

В целом Байкальская рифтовая зона, конечно, приурочена к границе Сибирской платформы с первичной корой, сформированной к началу рифея, с областью коры, образовавшейся к началу девона. Причем концы рифтовой зоны заходят внутрь как той, так и другой области. Комплексы – показатели становления земной коры более поздних этапов не прослеживаются на площади рифтовой зоны. Они расположены юго-восточнее, но даже там не оказывают существенного влияния на строение коры.

Кристаллический фундамент кайнозойских рифтовых впадин в основном образуют докембрийские породы. Наиболее древние образования выходят на побережье Байкала в районе Шарыжалгайского выступа. Они представлены кристаллосланцами основного состава, амфиболитами, разнообразными гнейсами, мигматитами, эндебритами, чарнокитами, гранитоидами. Их возраст примерно 2,7–3,0 млрд лет. Близкие комплексы прослежены под кайнозойскими осадками Чарской и Токкинской впадин, расположенных в пределах Алданского выступа Сибирской платформы. В районе р. Большой Голоустной (северное побережье Байкала) на фундаменте Сибирской платформы трансгрессивно залегает рифейский комплекс, относимый к чехлу. Его слагают преимущественно карбонатные породы в нижней части и глинисто-алевритовые – в верхней. Их суммарная мощность превышает 3000 м. На отдельных участках граница Сибирской платформы проходит строго под разломными ограничениями Байкальской впадины.



**Рис. 1.** Схема расположения кайнозойских впадин Байкальской рифтовой зоны (по материалам многих авторов)

1, 2 – кайнозойские: 1 – осадки впадин, 2 – вулканиты; 3–5 – комплексы – показатели становления континентальной коры: 3 – в позднем мелу, 4 – к середине триаса, 5 – к середине карбона; 6 – области коры, сформированной к началу девона; 7 – фрагменты более древних кор, внутри области 6; 8 – области коры, сформированной к началу рифея; 9 – главные кайнозойские разломы; 10 – основные докайнозойские разломы, частично обновленные в кайнозое; 11 – эпицентры землетрясений с  $M > 5$ ; 12 – кайнозойские впадины: 1 – Белин-Бусингольская, 2 – Дархатская, 3 – Хубсугульская, 4 – Койтогол-Мондинская, 5 – Тункинская, 6 – Торская, 7 – Байкальская, 8 – Баргузинская, 9 – Верхнеангарская, 10 – Муйская, 11 – Ципа-Баунтовская, 12 – Чарская, 13 – Токкинская



В Приольхонье и на о-ве Ольхон выходят образования метаморфического комплекса архейско-раннепротерозойского возраста. Среди них широко распространены мезо- и меланократовые кристаллические сланцы, амфиболиты, метаморфизованные базиты и ультрабазиты, мраморы. Этот комплекс предполагается под водами Байкала и распространен под кайнозойскими впадинами на северо-востоке рифтовой зоны. Архейско-протерозойские комплексы метаморфизованных пород прорваны амфиболитами, биотит-амфиболитами и двуслюдяными гранитами (хамардабанская серия) и пегматитами, возраст которых по свинцовому и уран-свинцовому методу составляет  $500 \pm 50$  млн лет. Структуры докембрийского фундамента на большей части территории рифтовой зоны имеют северо-восточные простирания. На юго-западном фланге простирание слюдянского комплекса, в целом, северо-западное (саянское). Южнее главные разломы докембрийского фундамента протягиваются на большие расстояния в северо-восточном направлении. Данные поверхностной геологии подтверждаются подводными исследованиями, проведенными на аппаратах "Пайсис" [Бухаров, Фиалков, 1996]. Разрезы, полученные при погружении на склонах оз. Байкал от Шарыжалгая до м. Северный Кедровый (с юга на север по северному склону) и единичные по южному склону, показывают широкое разнообразие комплексов кристаллических пород, принадлежащих разным структурным элементам.

Мезозойские отложения распространены в непосредственной близости к кайнозойским впадинам в единичных случаях. Наиболее широкие выходы известны в районе дельты р. Селенги и на противоположном берегу оз. Байкал к востоку от истока р. Ангары. Здесь развиты юрские конгломераты, перекрытые (только в Селенгинском районе) меловыми терригенными породами. В районе пос. Большие Коты выявлен довольно крупный надвиг с амплитудой до 20–30 км. Здесь породы докембрия надвинуты на юрские конгломераты. Возможным продолжением этого надвига является сходная структура в Селенгинском районе (Татауровский надвиг). Проследить надвиг под водами Байкала в настоящее время не удается.

По данным геофизики [Селезнев, Соловьев, 1999; и др.], в южной части оз. Байкал прослеживается узкая зона с увеличенной мощностью докайнозойских осадков, предположительно относимых к юрско-меловым отложениям. Эта зона протягивается как раз от пос. Большие Коты до Татауровского надвига, представляет собой структуру типа грабена и имеет северо-запад – юго-восточное простирание, т.е. она расположена вкрест простирания кайнозойской Южно-Байкальской впадины.

В котловине Байкала докайнозойские образования известны преимущественно только на бортах впадины. Они сложены теми же породами, которые обнажены на берегу. При драгировании на южном склоне Академического хребта примерно в 5–6 км к северу от Большого Ушканьего острова были подняты кристаллические породы.

Здесь встречены обломки гранита, в различной степени гидротермально преобразованные, обломок слюдистого гранито-гнейса. Причем, если последний носит следы окатывания, то первые, скорее всего, были получены в результате свежего отрыва от коренного склона.

В базальном горизонте обнаружены единичные гальки серых кварцитов и зеленых слюдястых сланцев. Кварциты по внешнему облику сходны с рифейскими породами на севере Байкала. Учитывая угловатость гальки, что указывает на короткий перенос, можно предположить, что где-то рядом находится коренное обнажение. Поскольку на близких берегах таких пород нет, то это обнажение может быть в зоне Академического хребта.

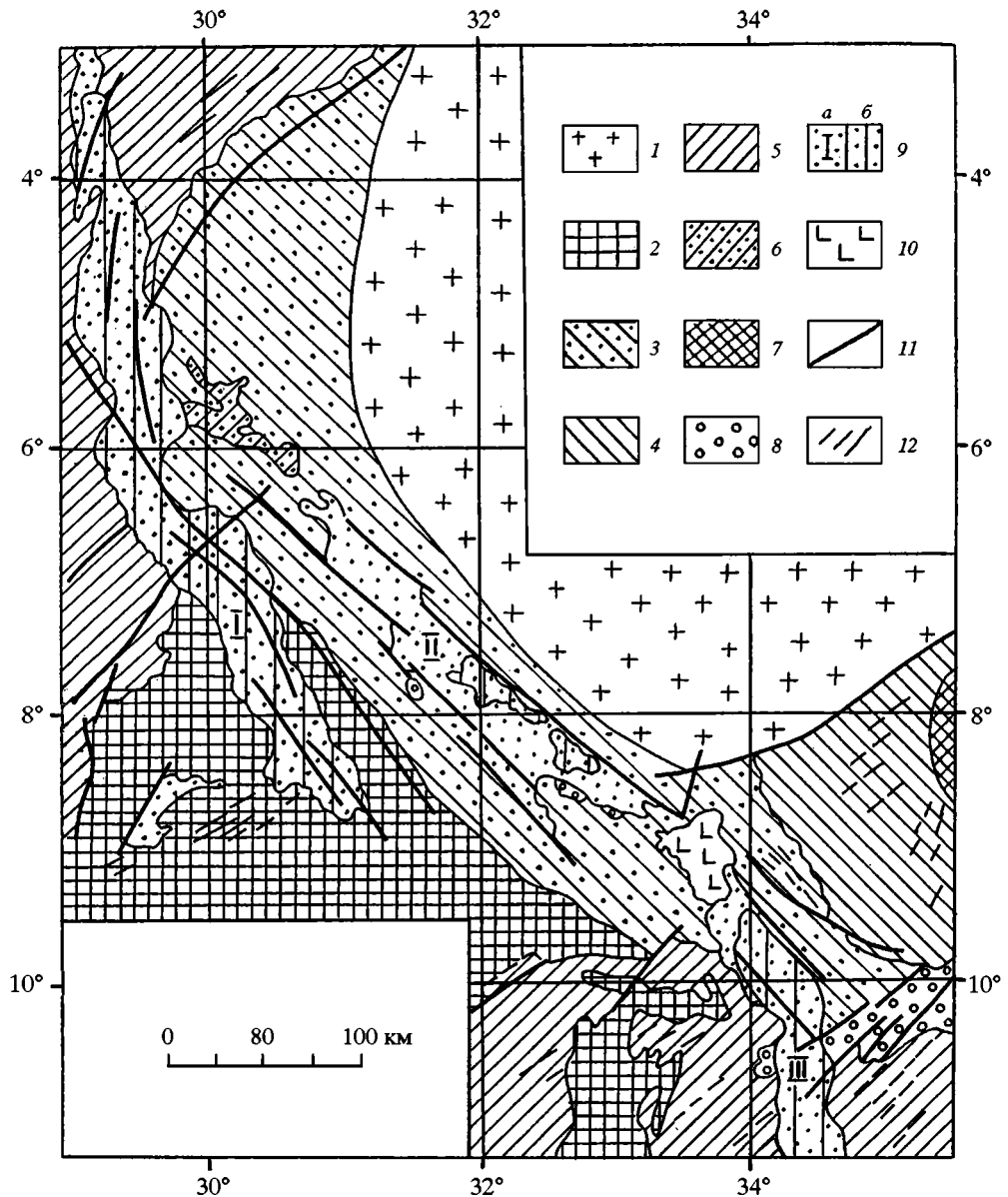
По краям и внутри отрицательных кайнозойских структур сохранилась кора выветривания мелового—палеоценового возраста. Она имеет преимущественно каолиновый, а иногда латеритный профиль. Мощность коры выветривания колеблется в пределах первых десятков метров.

Таким образом, все данные по вертикальным соотношениям докайнозойского основания и кайнозойских отложений свидетельствуют о существовании перед заложением впадин поднятия [Геология, ..., 1984; и др.], т.е. наличие смена восходящих тектонических движений на отрицательные.

Цепочка кайнозойских впадин Байкальской рифтовой зоны протягивается на расстояние более 1000 км. Она пересекает границы разновозрастных блоков фундамента, что особенно хорошо видно на северо-востоке (см. рис. 1). Например, эта цепочка сечет границы между Патомским нагорьем и блоком фундамента Сибирской платформы, а далее опять пересекаивает в протерозойско-раннепалеозойский Удоканский пояс. Если рассматривать более мелкие структуры фундамента, то кайнозойские грабены Муйский, Чарский, Верхнеангарский расположены практически вкрест простирания этих структур. То же самое наблюдается на юго-западном фланге Байкальской зоны. Здесь Тункинская, Торская и другие впадины либо приурочены к границам древних блоков, включенных в кору с девонским становлением, либо проходят внутри этих блоков. Некоторое сходство простираний можно видеть по северному борту Байкальской впадины, где максимальное совпадение простираний границы Сибирской платформы и борта Байкальской впадины наблюдается в районе Приморского разлома на расстоянии около 200 км, причем разлом активизирован в кайнозое. Но при детальном анализе выясняется, что это не совсем так. Вкрест простирания Байкальской впадины на юге расположен Шарыжалгайский выступ, прослеженный до южного берега озера. Главный Саянский разлом имеет северо-западное простирание и картируется от пос. Култук почти до г. Байкальска, т.е. поперек южной котловины оз. Байкал. Начиная от Малого Моря, граница Сибирской платформы постепенно отступает к северу от оз. Байкал и на широте г. Верхнеангарска находится на расстоянии около 100–150 км от борта впадины.

### **Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы**

Кайнозойские грабены Танганьика, Руква, Малави и другие, входящие в западную ветвь, расположены на докембрийском кристаллическом фундаменте, лишь на небольших участках перекрытом осадочными платформенными отложениями (рис. 2).



**Рис. 2.** Структурно-тектоническая схема юго-западной Танзании (составлена по материалам многих авторов)

1–7 – области консолидации коры: 1 – архейской (Танзанийский кратон), 2 – раннеэбурнейской (блок Бангвеулу), 3 – среднеэбурнейской (зона Убенде), 4 – средне-позднеэбурнейской (пояс Узагара), 5 – кибарской (пояса Русизи и др.), 6 – пояс Ваколе синкибарской активизации, 7 – мозамбикской или пан-африканской (Мозамбикский пояс); 8 – области каменноугольно-триасовой активизации (грабен Рухуху и другие районы); 9 – кайнозойские осадочные грабены: I – Танганьика, II – Руква, III – Малави); a – на поверхности, б – под водами озер; 10 – кайнозойские щелочные базальты (поле вулкана Рунгве); 11 – основные разновозрастные разломы; 12 – основные направления осей складок в комплексах фундамента

Исследованиям кристаллического фундамента Африки посвящено много работ [Тектоника Африки, 1973; Хаин, 1971; и др.]. Центральной структурой рассматриваемого района юго-западной Танзании является Танзанийский кратон, где консолидация коры произошла в архее (примерно 2700–2500 млн лет назад). Вокруг него расположены зоны с различным возрастом консолидации коры. К западу от оз. Руква выделен блок Бангвеулу с раннеэбурнейским возрастом консолидации (около 2000 млн лет). Между Танзанийским кратоном и блоком Бангвеулу с северо-запада на юго-восток простирается зона Убенде, консолидация коры которой произошла в среднеэбурнейскую эпоху (около 1900–1950 млн лет). Она разделена на систему блоков, ограниченных разломами и различающихся по составу пород, метаморфизму и разновозрастным гранитам. Впоследствии зона Убенде подвергалась активизации в кибарскую и панафриканскую эпохи [Theunissen, 1988; Theunissen et al., 1992]. На юго-востоке к ней примыкает средне-позднеэбурнейский пояс Узагара с возрастом консолидации ~1830 млн лет (вулканы Ндембера и граниты) [Mguma, 1989]. Складки внутри зоны Узагара имеют северо-восточное простирание.

Складчатые зоны Кибарид вытянуты в северо-восточном направлении. Они прослежены на севере, где обрезают блок Бангвеулу и зону Убенде. Отдельные участки Кибарид расположены на юге и входят в пояс Карагве-Анколе, распространяющийся далеко за пределы рассматриваемой территории. Складчатые деформации в Кибаридах имеют северо-восточное простирание во всех регионах. Консолидация коры произошла где-то на уровне 1200 млн лет.

Окончательная консолидация коры рассматриваемого региона и других областей Центральной Африки произошла в период панафриканской орогении в интервале 500–600 млн лет [Black, 1984; и др.]. Она сопровождалась образованием новой системы разломов, внедрением интрузий [Task, 1984], но в основном – накоплением осадочно-вулканогенных образований серии (супергруппы) Букоба.

При анализе соотношений кайнозойских рифтов Танганьика, Руква и Малави со структурами кристаллического фундамента прежде всего обращает на себя внимание несоответствие положения рифтов и границ Танзанийского кратона, хотя некоторые авторы предполагали тесную связь этих тектонических элементов в плане [Versfelt, Rosendahl, 1989; и др.]. На рис. 2 видно, что нигде рифты не соприкасаются с границей кратона и даже не повторяют очертаний этой границы.

В целом, все три рифта имеют северо-западное простирание, только южная часть Малави меняет его на северное. Практически все они расположены вкрест простирания докембрийских структур. Это видно в первую очередь по торцовому примыканию древних тектонических элементов к ограничениям рифтов. Например, южная граница Кибарид пересекает под углом северную часть рифта Танганьика. Также под углом к рифту расположены складки и разломы, образующие внутреннюю структуру Кибарид. Южная часть Танганьики врезается в центральную часть блока Бангвеулу, а складки последнего перпендикулярно подходят к границам рифта.

По первому впечатлению рифт Руква наследует зону Убенде. Однако внутренние блоки зоны Убенде – Ваколе, Катума, Лупа, Уфипа и др. – располагаются под углом к простиранию рифта. Просто на рисунке такого масштаба это невозможно изобразить. В некоторых случаях древние блоки ограничены разломами рифтового простирания, но это – разломы, возникшие в кайнозойе. А вот разлом, ограничивающий зону Убенде с юго-запада, при продолжении на север пересекает поперек рифт Танганьики. Более мелкие разломы ведут себя так же. Например, один из разломов зоны Убенде отделяет блок п-ова Махали от блока (не зоны) Убенде и вроде бы служит на небольшом протяжении границей рифта. Однако это не так. Это древний разлом, который практически не выражен в рельефе и представлен узкой, до 0,5 км, полосой бластомилонитов. Никаких следов кайнозойской активизации, которая характерна для разломов, ограничивающих кайнозойские рифты, здесь нет. О соотношении кайнозойских осадков с породами основания, представленными осадочными слоями, см. ниже.

Несогласно на структурах кристаллического фундамента лежит рифт Малави. Северная часть рифта расположена в пределах зоны Убенде, а южная (в рамках карты) в зоне кибарской консолидации. Оси складок в последней перпендикулярны по отношению к простиранию рифта. Очень характерным является соотношение кайнозойского рифта Малави и грабена Рухуху, выполненного отложениями серии Кару. Причем следует отметить, что это наиболее молодые пермо-триасовые слои серии Кару [Wopfner, Каауа, 1992], т.е. перерыв между окончанием развития грабена Рухуху и заложением кайнозойского рифта был относительно невелик. Грабен Рухуху имеет северо-восточное простирание, а рифт Малави в месте их сочленения – северное. Предполагается, по данным геофизики, продолжение грабена Рухуху под водами и кайнозойскими осадками Малави до противоположного берега. Здесь мы имеем ситуацию, сходную с описанной выше байкальской.

Таким образом, наблюдается полное несоответствие положения в плане кайнозойских рифтов и структуры кристаллического докембрийского фундамента, а также структур субплатформенного основания.

Геологические и геофизические данные по району грабена Руква дают возможность оценить соотношение кайнозойских отложений грабена и докайнозойского основания [Николаев, 1996; Morley et al., 1992; и др.]. Поскольку о других рифтовых зонах материалов недостаточно, остановимся на районе грабена Руква подробнее.

Кайнозойский грабен Руква имеет северо-западное простирание и отделен от рифта Малави перемычкой, на которой находится кайнозойское вулканическое поле Рунгве (рис. 3). Грабен Руква выклинивается на севере примерно на 6° ю.ш. и на всем своем протяжении ограничен крупными разломами: Уфипа – на западе и Лупа – на востоке. На юге поднятием фундамента (блок Мбози) грабен разделен на два трога: западный – Мсангано и восточный – Сонгве.

В разрезе грабена Руква выделяется несколько структурно-формационных комплексов. Фундамент сложен метаморфизованными кристаллическими образованиями докембрия, выходящими на поверхность за бортовыми

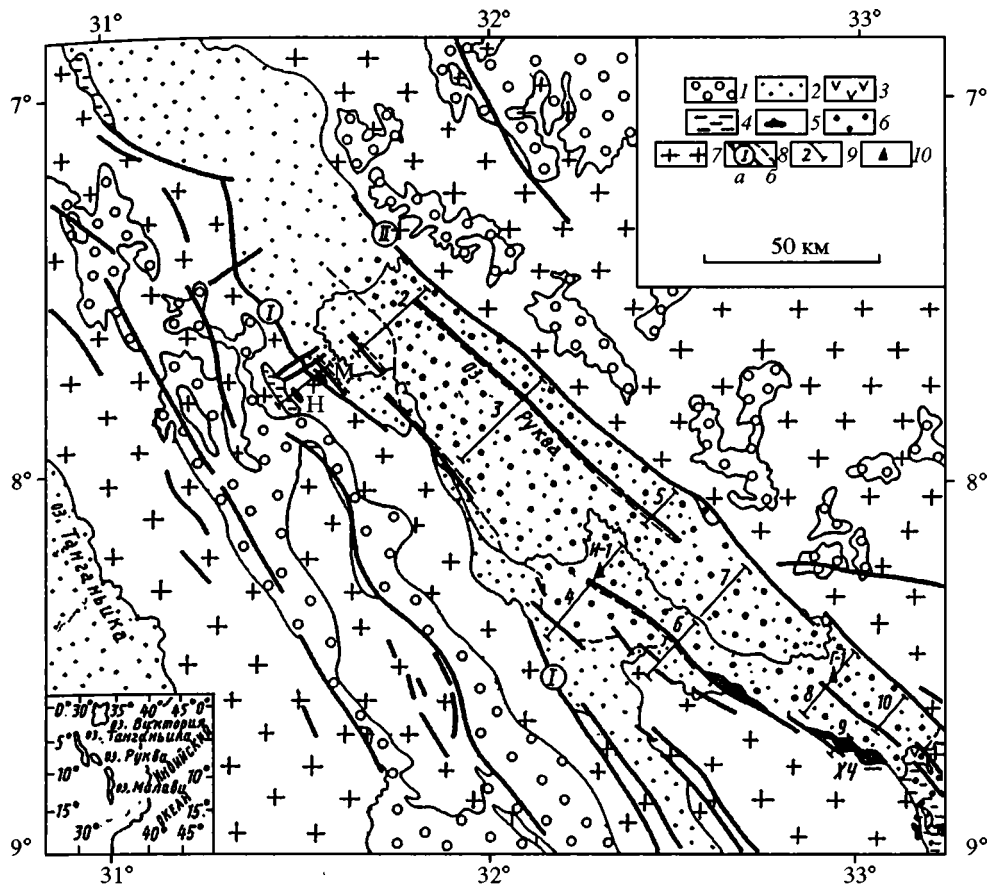
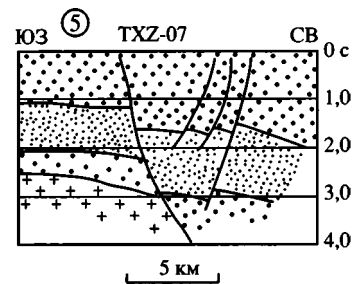
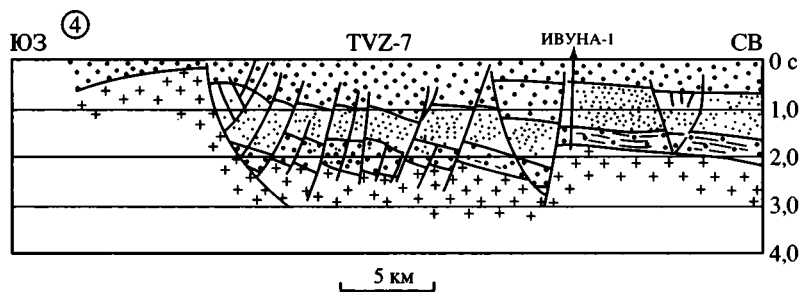
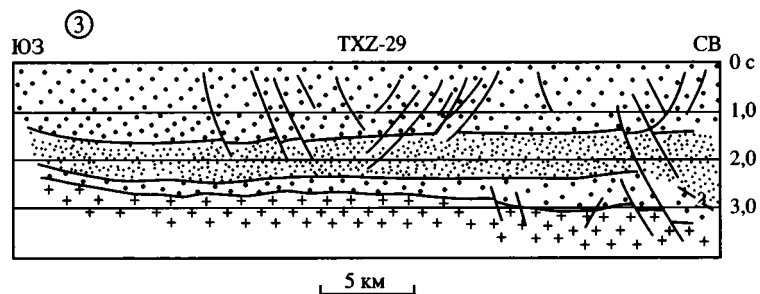
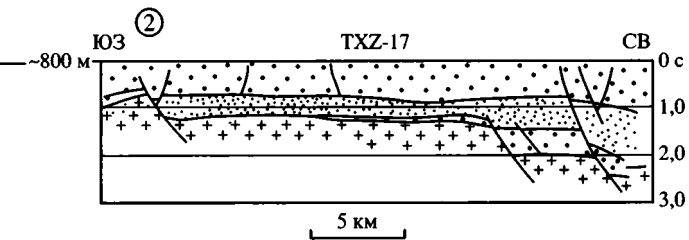
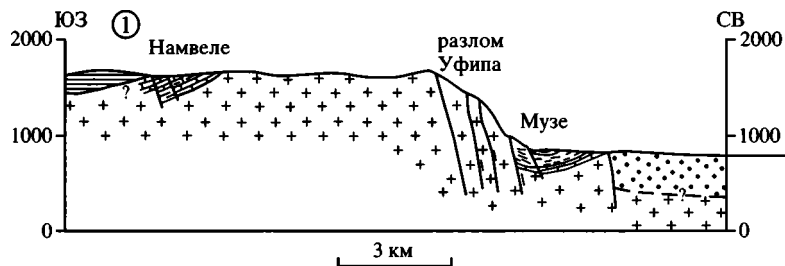


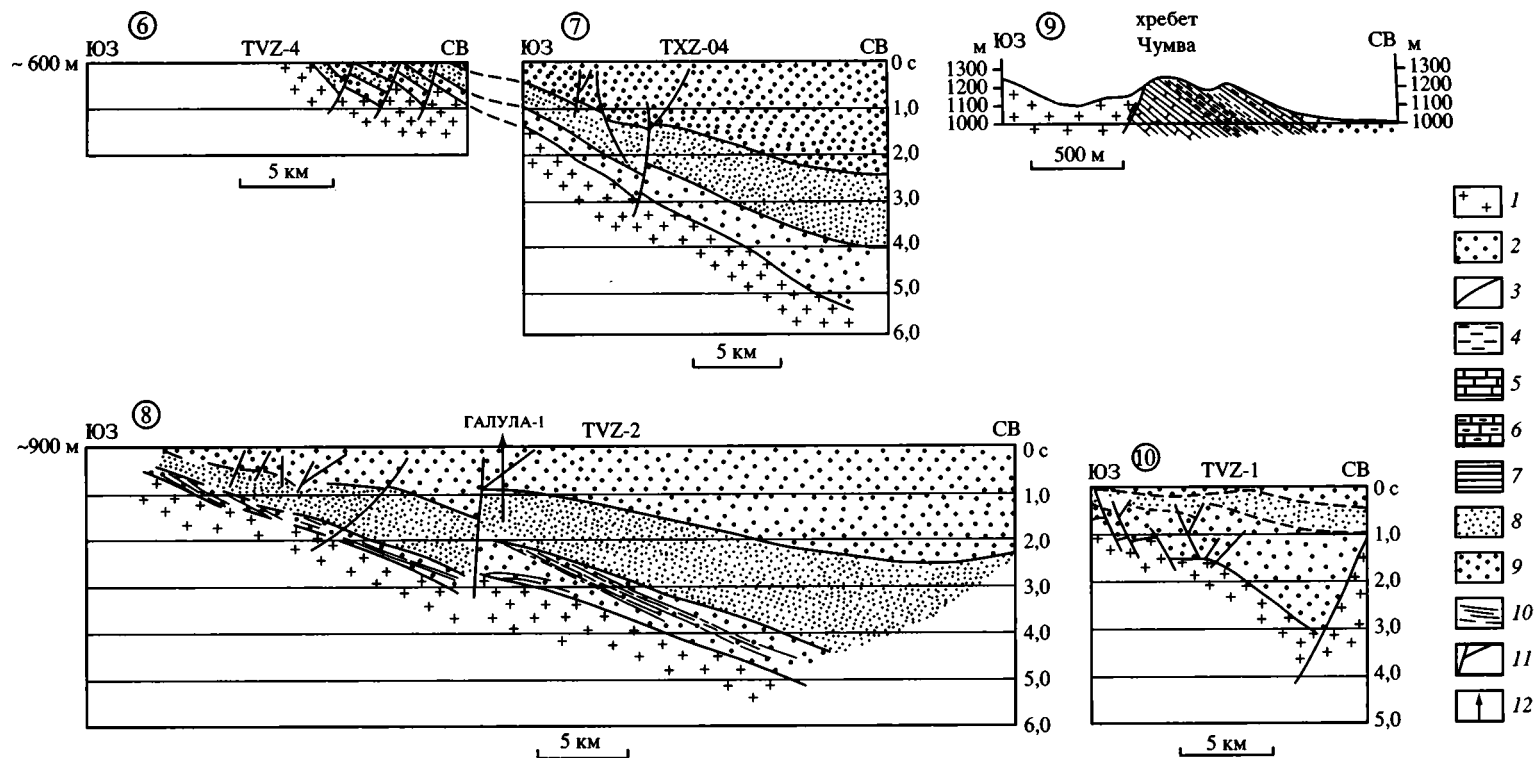
Рис. 3. Геологическая схема района грабена Руква

1, 2 – отложения кайнозоя: 1 – внерифтовые, 2 – рифтовые; 3 – вулканыты и туфы кайнозоя; 4 – юрско-меловые отложения; 5 – отложения супергруппы Кару (карбон–триас) на поверхности (Н – Намвеле, М – Музе, ХЧ – хребет Чумва); 6 – отложения супергруппы Кару, перекрытые мезозоем–кайнозоем; 7 – складчато-метаморфизованные образования протерозоя; 8 – основные разломы: а – на поверхности (I – Уфипа, II – Лупа), б – перекрытые кайнозоем; 9 – линии геологических и сейсмических разрезов, приведенных на рис. 4; 10 – скважины (И-1 – Ивуна-1, Г-1 – Галула-1)

разломами. Породы фундамента перекрыты отложениями супергруппы Кару (верхний карбон – триас), представленными преимущественно красноцветными терригенными породами. Выше на отдельных участках распространены мезозойские отложения озерного генезиса. Заканчивается разрез мощной толщей кайнозойских образований, собственно и выполняющих грабен.

На сейсмических разрезах поверхность фундамента хорошо прослеживается практически по всей площади грабена, кроме наиболее прогнутых частей (рис. 4). Максимальные глубины, до –12,0 км, отмечаются в южной части грабена (трог Сонгве). К северной оконечности грабена поверхность фун-





**Рис. 4.** Геологическая интерпретация сейсмических разрезов и геологические разрезы вкост грабена Руква (положение разрезов см. на рис. 3)

1 – докембрий; 2–6 – отложения супергруппы Кару (карбон–триас): 2 – нерасчлененные (на сейсмических разрезах), 3 – угольные пласты и углистые алевролиты, 4 – серые и темно-серые аргиллиты, 5 – серые и белесые грубозернистые песчаники, 6 – красноватые песчаники с прослоями алевролитов; 7 – юрско-меловые отложения; 8 – нижнемиоценовые красноцветные песчаники (red beds); 9 – нижнемиоценово-четвертичные сероцветные отложения (lake beds); 10 – сейсмические отражения (показаны только в супергруппе Кару); 11 – разломы; 12 – скважины. На профиле 10 пунктир – условные сейсмические границы



дамента воздымается до отметок  $-2 + -3$  км. На всем протяжении грабена Руква наблюдается погружение поверхности фундамента с запада на восток.

Вышележащий сейсмический комплекс отвечает супергруппе Кару, что подтверждается результатами бурения скв. Ивуна-1, где вскрыты породы пермо-триаса. Слои пород супергруппы Кару имеют наклон к востоку в восточной части грабена Руква. На севере они залегают более горизонтально. Вблизи разлома Лупа (восточное ограничение грабена) предполагаемая мощность серии Кару составляет 3–4 км. Причем максимальные мощности отмечены в двух небольших мульдах в южной части грабена. По мере приближения к западному борту мощность уменьшается до первых сотен метров. Вдоль западного ограничения трога Сонгве (на борту блока Мбози) в районе хребта Чумва имеются два выхода пород супергруппы Кару. Породы представлены серыми и красноцветными песчаниками с прослоями алевролитов. Отложения по возрасту относятся к самым низам супергруппы (единицы К1 и К2). Единица К1 датируется стефаном – низами сакмарского яруса, а единица К2 – верхами сакмарского яруса. Между ними наблюдается слабое угловое несогласие. Общее падение слоев к востоку  $25-30^\circ$ , что близко к падению одновозрастных отложений в центре трога Сонгве (см. рис. 4, разрез 9). Другая картина на севере грабена Руква. Здесь по западному борту обнажаются верхние горизонты супергруппы Кару (единицы К4 и К5 (см. рис. 3 и 4, разрез 1). Мощность отложений от 100 до 300 м. Обнажение Музе расположено у подножия эскарпа Уфипа, а угольный разрез Намвеле – на плато Уфипа, гипсометрически выше первого примерно на 600 м. В этих разрезах слои казанского и кунгурского ярусов наклонены к западу под углами  $15-20^\circ$ . В западной части разреза Музе, по мере приближения к разлому Уфипа, слои выполаживаются, а около самого разлома имеют падение к востоку под углами  $5-10^\circ$ . Однако это вторичные наклоны слоев, образовавшиеся при кайнозойском опускании блока Руква по разлому Уфипа. Об этом свидетельствует постоянная мощность отдельных литологических горизонтов, сохраняющаяся вплоть до контакта с плоскостью разлома; т.е. в северной части грабена Руква наблюдается перегиб слоев супергруппы Кару. По сейсмическим данным, отсутствие слоев супергруппы отмечается в полосе, приуроченной к западному борту грабена (см. рис. 3).

Выше супергруппы Кару прослежен сейсмокомплекс, слои которого залегают более полого. В его основании наблюдается угловое несогласие, в некоторых случаях явно выраженное, а в других – имеющее скрытый характер. Скважины Галула-1 и Ивуна-1 вскрыли породы этого комплекса мощностью 565 и 890 м, соответственно, причем в скв. Ивуна-1 пройден полный разрез. Породы представлены красными и пестроцветными песками и песчаниками с глинистыми прослоями. Первоначально предполагалось, что эти толщи сопоставимы с красноцветами мезозоя, известными к северу и югу от грабена Руква. Чуть позже из пород, вскрытых скважинами Галула-1 и Ивуна-1, были получены спорово-пыльцевые комплексы, содержащие *Melosira* sp. и *Melosira granulata*. Это позволило отнести вмещающие отложения к неогену [Morley et al., 1992]. Неогеновый возраст красноцветных пород грабена Руква косвенно подтверждается резкими литологическими отличиями

ями от однозначно мезозойских отложений, возраст которых подтвержден находками фауны. Эти мезозойские отложения распространены к северу и к югу от грабена Руква и не прослежены на его площади. Мощность красноцветного комплекса уменьшается с востока на запад от 2–3 км до первых сотен метров.

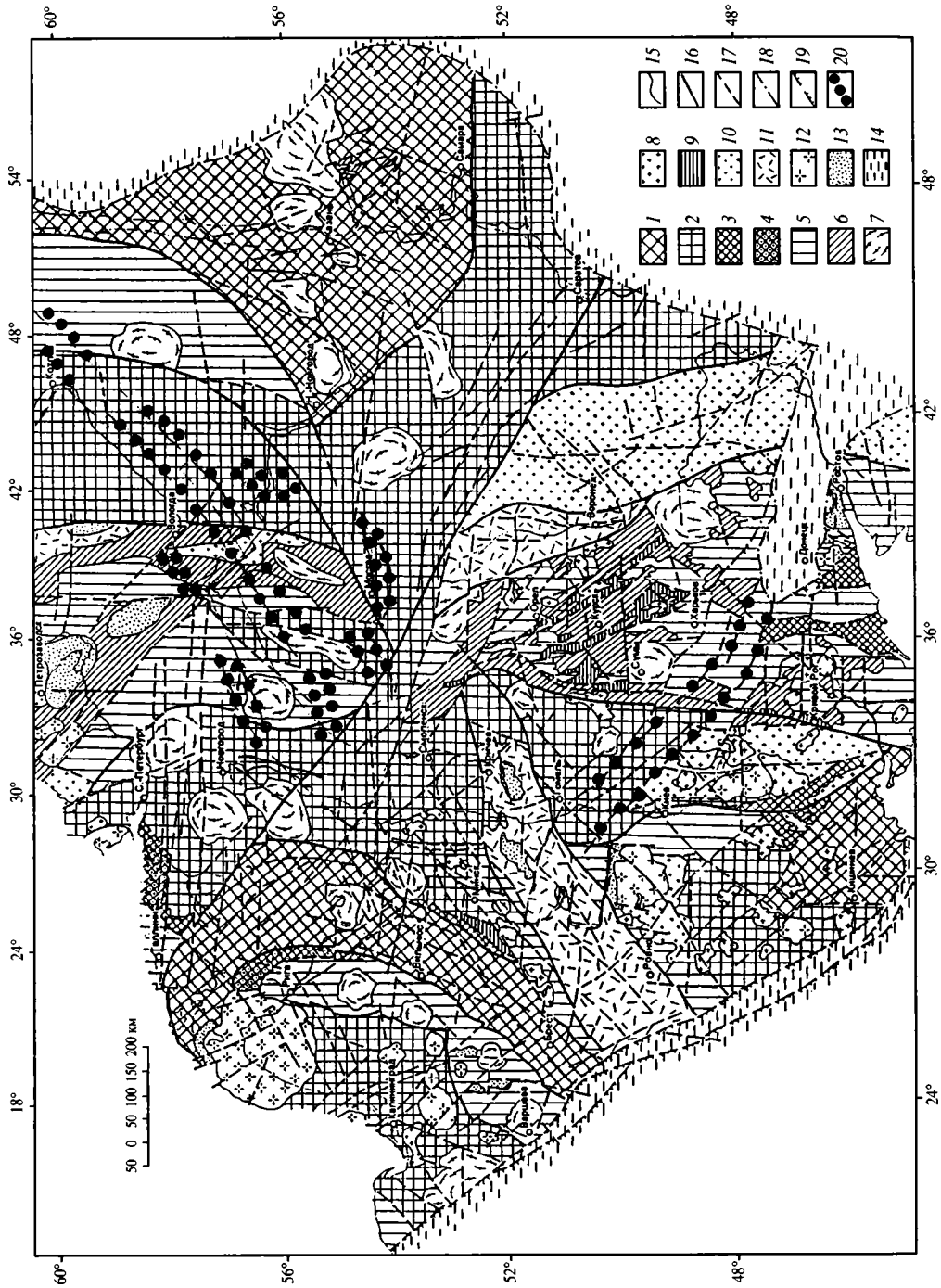
Заканчивает разрез плиоцен-четвертичный комплекс, с несогласием залегающий на более древних образованиях, представленный озерными отложениями. Он выполняет односторонний грабен. Максимальная мощность комплекса составляет 3,0–3,5 км. Такие значения отмечаются в центральной части грабена и приближены к разлому Лупа. К северу, западу и югу мощность комплекса уменьшается до первых сотен метров и отложения полностью выклиниваются по разлому Уфипа на западе. Слои плиоцен-четвертичного комплекса имеют слабое падение в сторону наиболее прогнутой части. Они нарушены разрывами, преимущественно сбросами разной амплитуды, максимальное количество которых сосредоточено вдоль западного борта.

Таким образом, в грабене Руква выделяются два крупных осадочных комплекса, разделенных угловым и стратиграфическим несогласиями. Нижний датируется карбоном–триасом, а верхний – неогеном–антропогеном. Внутри каждого комплекса имеются угловые несогласия более низкого ранга.

Накопление осадочных комплексов на территории грабена Руква началось в позднекаменноугольное время (единица K1 супергруппы Кару). Это были гляциальные образования, которые свидетельствуют об уровне поверхности, близкой к нулю или выше. Затем началось погружение, компенсировавшееся осадками. В течение перми–триаса накопилось несколько километров отложений. Скорее всего, площадь накопления была шире современного распространения пород супергруппы Кару. В конце казанского времени по линии, примерно отвечающей современному западному борту грабена, произошло поднятие территории. В результате были изогнуты ранее накопившиеся слои, приобретшие падение в разные стороны от оси поднятия. На западе осадконакопление прекратилось, а на востоке, в наиболее прогнутой части, возможно, продолжалось до скифско-анизийского времени. В результате поднятия в осевой части грабена произошла эрозия отложений, что свидетельствует о выводе их на дневную поверхность. Минимально было размыто более 1 км отложений супергруппы Кару.

К началу юрского времени, скорее всего, была приподнята вся территория грабена Руква. Высокое стояние продолжалось до конца мезозоя. Об этом свидетельствует отсутствие юрских и меловых отложений по всей площади, включая наиболее прогнутые части. В то же время, к северу (район Усевия), югу (перемычка между озерами Руква и Малави), западу (плато Уфипа) накапливались юрские и меловые отложения разного генезиса. Вероятно, территория грабена находилась в приподнятом состоянии до конца олигоцена.

Собственно грабен Руква заложен в миоцене. По крупным разломам Уфипа и Лупа произошло опускание, причем амплитуда восточного сброса Лупа была больше. Миоценовые отложения захоронили эрозионную поверхность, которая в западной части выражена резко (угловое и стратигра-



фическое несогласия), а на востоке имеет характер скрытого несогласия (стратиграфический перерыв при субпараллельных слоях). В дальнейшем грабен Руква заполнялся осадками, а где-то на рубеже миоцена–плиоцена произошел еще один импульс воздымания, и образовалось еще одно несогласие меньшей значимости.

Таким образом, несомненно, образованию кайнозойского грабена Руква предшествовало поднятие территории, и сам грабен не является унаследованной структурой от более ранних форм субплатформенного этапа развития территории.

### **Рифейский Среднерусский авлакоген и палеозойский Припятско-Днепровско-Донецкий грабен**

Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы изучен достаточно хорошо в пределах Украинского и Балтийского щитов, Воронежской и Волго-Уральской антеклиз. Гораздо меньше известно о строении фундамента в районах синеклиз, особенно Московской, где он вскрывается единичными скважинами. За последние годы Н.В. Аксаментова собрала и обобщила огромный материал по составу пород кристаллического фундамента по всей площади платформы [Аксаментова, 2004]. Она выделила структурно-вещественные комплексы и показала их положение (рис. 5).

В районе рифейского Среднерусского авлакогена наиболее широко распространены метабазит-гранулитовый комплекс с возрастом от 3400 до 3800 млн лет. Он протягивается с севера на юг между городами Вологда и Котлас, а примерно на широте Нижнего Новгорода его поле расширяется и далее прослеживается до Прикаспийской впадины. Следующий участок этого комплекса расположен западнее. Здесь поле комплекса вытянуто также с севера на юг на расстояние около 400 км при ширине 100–120 км. Еще западнее от Санкт-Петербурга до Смоленска также расположен блок, сложенный метабазит-гранулитовым комплексом. На востоке он ограничен разломом. Между древними блоками находятся пояса, сложенные гнейсо-амфиболитовым (~3000 млн лет) и метабазит-гнейсо-сланцевым (~2500 млн лет) компле-

**Рис. 5.** Карта структурно-вещественных комплексов кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (из: [Аксаментова, 2004], с дополнениями)

1–12 – структурно-вещественные комплексы кристаллического фундамента: 1 – метабазит-гранулитовые, 2 – гнейсо-гранулитовые, 3 – кальцифир-гнейсо-гранулитовые, 4 – железорудные кварц-гнейсо-гранулитовые, 5 – гнейсо-амфиболитовые, 6 – метабазит-гнейсо-сланцевые, 7 – гранитоидные гранито-гнейсовые, 8 – гранитоидные нерасчлененные, преимущественно соскладчатые, 9 – железисто-кремнисто-сланцевые, 10 – терригенно-сланцевые и карбонатно-терригенно-сланцевые, 11 – вулканоплутонические, 12 – габбро-анортозит-рапакиви-гранитные; 13 – молассоидные вулканогенно-терригенные и терригенные комплексы наложенных впадин; 14 – фанерозойские образования обрамления Восточно-Европейской платформы; 15 – геологические границы; 16 – суперрегиональные разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны кристаллического фундамента; 17 – прочие разломы кристаллического фундамента; 18 – краевые разломы фанерозойских авлакогенов и впадин; 19 – разломы, ограничивающие юго-западный край платформы; 20 – схематические границы структур Среднерусского рифейского авлакогена и Припятско-Днепровско-Донецкого палеозойского грабенов. Детальное положение структур Среднерусского авлакогена см. на рис. 6

ксами. Они также вытянуты с севера на юг и входят в мегаструктуру, пересекающую всю Русскую плиту и получившую название “Карельско-Курско-Криворожский гранит-зеленокаменный пояс”.

Древние комплексы прорваны гранитоидами и местами перекрыты терригенно-сланцевыми и карбонатно-терригенно-сланцевыми структурно-вещественными комплексами с возрастом 2000–2100 млн лет. Среди крупных разломов отмечаются субмеридиональный Вологодский и Московско-Котласский, имеющий на юге северо-восточное простирание, а на востоке оно меняется на северное.

В районе палеозойского Припятско-Днепровско-Донецкого грабена в фундаменте наблюдаются те же комплексы: метабазит-гранулитовый, гнейсо-амфиболитовый, метабазит-гнейсо-сланцевый. Структуры, сложенные этими комплексами, имеют субмеридиональное простирание. Восточная часть рассматриваемого района входит в уже упоминавшийся Карельско-Курско-Криворожский пояс. С запада она ограничена протяженным Кировоградским разломом с простиранием север–юг.

Рифейский Среднерусский авлакоген протягивается на расстояние более 1000 км с юго-запада на северо-восток и состоит из серии грабенов, иногда параллельных один другому, а иногда расположенных кулисообразно (рис. 6, схематично на рис. 5). За последние годы этой крупной структуре посвящено много работ, в которых сведены все новые геологические и геофизические материалы [Николаев, 1999; Николаев и др., 2002; и др.]. Простираения рифейских грабенов и структур кристаллического фундамента на всем протяжении авлакогена в целом не совпадают. В фундаменте отсутствует какая-либо структура, сходная по протяженности, ширине и направлению и соответствующая авлакогену.

На севере Рослятинский, Великоустюгский, Костромской и Владимирский грабены расположены в пределах крупного блока, сложенного метабазит-гранулитовым комплексом. Расчленить этот блок на более мелкие структурные элементы не удастся из-за большой глубины залегания фундамента и слабой изученности. Однако здесь существуют разломы, имеющие юго-восточное простирание, прослеженные в фундаменте и, скорее всего, разделяющие отдельные мелкие блоки. Эти же разломы пересекают рифейские грабены или отделяют их один от другого. В любом случае наблюдается несоответствие простираний древних и молодых разрывных структур.

В центральной и западной частях авлакогена (Крестцовский и Тверской грабены) несогласия в простираниях структур кристаллического фундамента и рифея прослеживаются более резко. Пояса гнейсо-амфиболитового и метабазит-сланцевого структурно-вещественных комплексов имеют северное простирание, а рифейские грабены – северо-восточное. То же относится и к системам разрывных нарушений фундамента и авлакогена.

Между кристаллическим фундаментом и осадочно-вулканогенными образованиями, выполняющими рифейские грабены, залегает квазиplatformенный чехол разной мощности (от первых сотен до 2000 м). Анализ расположения фрагментов квазиplatformенного чехла и его соотношения с ри-

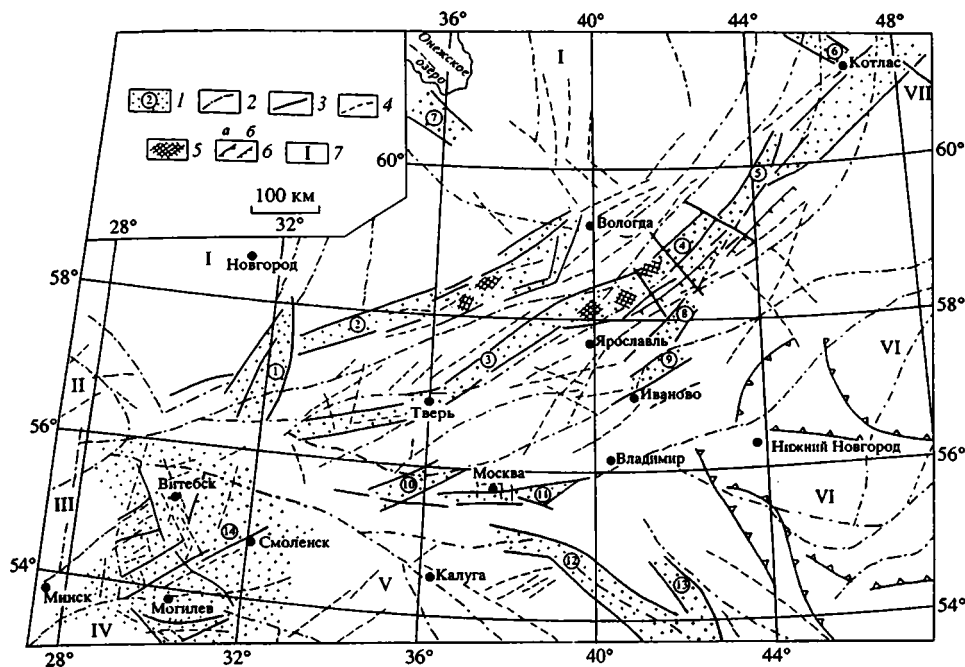


Рис. 6. Схема разломов Московской синеклизы (из: [Николаев и др., 2002])

1 – основные рифейские структуры (цифры в кружках): 1–13 – грабены: 1 – Валдайский, 2 – Крестцовский, 3 – Тверской, 4 – Рослятинский (Солигаличский), 5 – Великоустюгский (Котласский), 6 – Онежско-Кандалакшский, 7 – Ладожский, 8 – Костромской, 9 – Владимирский, 10 – Гжатский, 11 – Московский, 12 – Рязано-Саратовский, 13 – Окско-Цнинский; 14 – Оршанская впадина; 2–6 – разрывные нарушения: 2 – фундамента (нерасчлененные), 3 – рифейские сбросы с амплитудой от 1,5 до 5 км, 4 – палеозойские, преимущественно сбросы с амплитудой в первые сотни метров, 5 – участки развития палеозойских седиментационных разломов с амплитудой от первых десятков до 300–400 м, 6 – мезозойские: а – в основном надвиги с амплитудой до 300–400 м, б – сбросы; 7 – крупнейшие структуры, ограничивающие Московскую синеклизу: I – юго-западный склон Балтийского щита, II – Латвийская седловина, III – Белорусская антеклиза, IV – Жlobинская седловина, V – Воронежская антеклиза, VI – Волго-Уральская антеклиза, VII – Мезенская синеклиза

фейским комплексом пород позволили предположить наличие длительного поднятия перед заложением рифейских грабенов [Николаев, 1999], т.е. произошла смена знака тектонических движений.

Сходная картина наблюдается в пределах палеозойского Припятско-Днепровско-Донецкого грабена, который представляет собой единую протяженную (около 500 км) структуру. Она вытянута с северо-запада на юго-восток. В пределах структуры выделяется Брагинско-Лоевская (или Черниговско-Лоевская) седловина, отделяющая Припятский грабен от Днепровско-Донецкой впадины.

Палеозойская структура последовательно пересекает с запада на восток блок метабазит-гранулитового комплекса: Кировоградский пояс, сложенный метабазит-гнейсо-сланцевым комплексом, с одноименным разломом, и пояс гнейсо-амфиболитового комплекса. Все структуры фундамента имеют северное простирание.

Большинство исследователей [Тектоника..., 1979; и др.] утверждают общую наложенность платформенной структуры Припятского прогиба по отношению к внутреннему строению фундамента, отмечая при этом проявления унаследованности, относящиеся к мелким структурам чехла. Предполагается [Чирвинская, 1974] унаследованность Брагинско-Лоевской седловины от Кировоградской зоны разломов и соответствующего поднятия фундамента. Несколько сложнее обстоит дело с Днепроовско-Донецкой впадиной, поскольку там предполагается наличие рифейского грабена. Поэтому при общей наложенности возможна и унаследованность от более древних структур.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из анализа соотношения древних структур фундамента и более молодых рифтов и авлакогенов в рассмотренных регионах можно сделать некоторые выводы об унаследованности. Причем необходимо учитывать все три параметра, отмечающиеся в классическом понимании явления унаследованности: 1) унаследованность тектонического плана; 2) унаследованность тектонических форм и 3) унаследованность тектонических движений.

Прежде всего, хотелось бы отметить, что прав Ю.Г. Леонов [2001, 2004], когда говорит об унаследованности в широком смысле. Конечно, никакая структура не возникает просто так. Ей всегда предшествует длительный или короткий периоды эволюции территории, определяющие тип структуры, его формы и размеры, в какой-то степени местоположение, но в очень широких пределах. Все это связано с тем, что структурообразование на поверхности Земли определяется процессами в глубокой мантии, для проявления которых на поверхности (прямых или косвенных) требуется время и определенное состояние литосферы. В настоящее время доказать явление унаследованности в широком смысле практически невозможно, хотя сомневаться в его существовании не приходится. Поэтому такое явление надо принимать как аксиому.

Другое дело – явление унаследованности при изучении конкретных структур. Здесь можно оперировать конкретными геологическими данными при точном следовании определению этого явления.

Анализ кайнозойских (в большей степени) рифтов Байкальской рифтовой системы и рифтов западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы, рифейского Среднерусского авлакогена и палеозойского Припятско-Днепроовско-Донецкого грабена (в меньшей степени) показывает, что по своим соотношениям с более древними структурами кристаллического фундамента и осадочного основания они очень близки. Во всех рассмотренных структурах отсутствует унаследованность структурного плана. Чаще всего более молодые структуры секут под тем или иным углом простирания древних тектонических элементов. Так же отсутствует унаследованность тектонических форм. В основании рифтов и авлакогенов могут присутствовать и рифтовые элементы, и поднятия, и другие формы. Но уже первая посылка говорит о несоответствии древних тектонических форм более молодым. На-

конец, как правило, заложению рифтов и авлакогенов предшествует поднятие, т.е. происходит смена тектонических движений, что противоречит определению явления унаследованности.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что рифты и авлакогены – это наложенные структуры, которые не наследуют строение подстилающих тектонических элементов. Вместе с тем, как отмечалось выше, существует унаследованность более мелких мульд, поднятий, седловин, осложняющих строение осадочного заполнения рифтов и авлакогенов, от структур фундамента. Такие соотношения распространены достаточно широко.

Исходя из всего вышеизложенного, можно построить цепочку в эволюции рифтов и авлакогенов: унаследованность в широком смысле – наложенность в главный этап структурообразования – унаследованность мелких структур на заключительных этапах развития. Вероятно, можно найти примеры унаследованности рифтов и авлакогенов, но это, скорее всего, будет исключение из правила.

Работа выполнена при поддержке гранта Школы НШ-1982.2003.5.

### Литература

- Аксаментова Н.В. Структурно-вещественные комплексы и тектоническое районирование кристаллического фундамента Русской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 1. С. 3–13.
- Бухаров А.А., Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала. Новосибирск: Наука, 1996. 118 с.
- Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 1997. Т. 353, № 6. С. 789–792.
- Васильев Е.П., Мельников А.И., Николаев В.Г. Строение и развитие Байкальской зоны // Geol. Balcan. 1989. № 5. С. 15–24.
- Гарецкий Р.Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 300 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ: Неотектоника / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.
- Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М. и др. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 124 с.
- Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир: 2001. С. 155–173.
- Леонов Ю.Г. Некоторые тектонические и геодинамические аспекты развития осадочных бассейнов // Осадочные бассейны: Методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 60–79.
- Николаев В.Г. Дорифтовое поднятие в районе грабена Руква (Танзания) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 2. С. 34–38.
- Николаев В.Г. Тектоническая предистория Московской синеклизы в рифее // Геотектоника. 1999. № 6. С. 59–65.
- Николаев В.Г., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Ковхута А.М. Разломы Московской синеклизы // Геотектоника. № 6. 2002. С. 38–44.
- Селезнев В.С., Соловьев В.М. Отзыв-комментарий на статью А.Н. Булгатова “Вероятная тектоническая природа докайнозойского осадочного комплекса Южной котловины оз. Байкал” // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 10. С. 1513–1516.
- Тектоника Африки / Под ред. Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. М.: Мир, 1973. 541 с.



- Тектоника Припятского прогиба / Под. ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.
- Хаин В.Е. Региональная тектоника: Северная и Южная Америки, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Чирвинская М.В. Тектоника зоны сочленения Припятского и Днепровского грабенов // Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1974. С. 112–116.
- Black R. The Pan-African event in the geological Framework of Africa // *Pangea*. 1984. № 2. P. 6–16.
- Bogdanova S.V., Pashkevich T.K., Gorbachev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major paleoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European craton: Geology and geophysics // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 268. P. 1–21.
- Morley C.K., Cunningham S.M., Harper R.M., Wescott W.A. Geology and geophysics of the Rukwa rift, East African // *Tectonics*. 1992. Vol. 11, N 1. P. 69–81.
- Mruma A.H. Stratigraphy, metamorphism and tectonic evolution of the early proterozoic Usagaran belt, Tanzania. Oulu (Finland): Dep. of Geol. Univ. of Oulu, 1989. 132 p. (Res. Terrae. Ser. A; N 2).
- Tack L. Post-Kibaran intrusions in Burundi // *Geology for Economic Development, Newsletters. UNESCO*, 1984. N 3. P. 47–57.
- Theunissen K. The Ufipa shear zone in the Ubende belt an Karema (W. Tanzania) // *Doc. Zool. Mus. Roy. Afr. Cent.* 1988. N 96. P. 63–77.
- Theunissen K., Lenoir J.-L., Li J.-P. et al. Empreinte pan-africaine majeure dans la chaine ugendienne de Tansanie sud-occidentale: geochronologie U-Pb sur zircon et contexte structural // *C.r. Acad. Sci. Ser. 2*. 1992. T. 314, N 12. P. 1355–1362.
- Versfelt J., Rosendahl B.R. Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, East Africa // *Nature*. 1989. Vol. 337, N 6205. P. 354–357.
- Wopfner H., Kaaya C.Z. Syndepositional karoo rifting in the Ruhuhu and Selous basins – Tanzania // *Geology for Economic Development, Newsletters. UNESCO*. 1992. N 9. P. 159–168.

## СУБДУКЦИЯ В КОЛЛИЗИОННОМ КОНТЕКСТЕ: РАЗВИТИЕ И ОТМИРАНИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

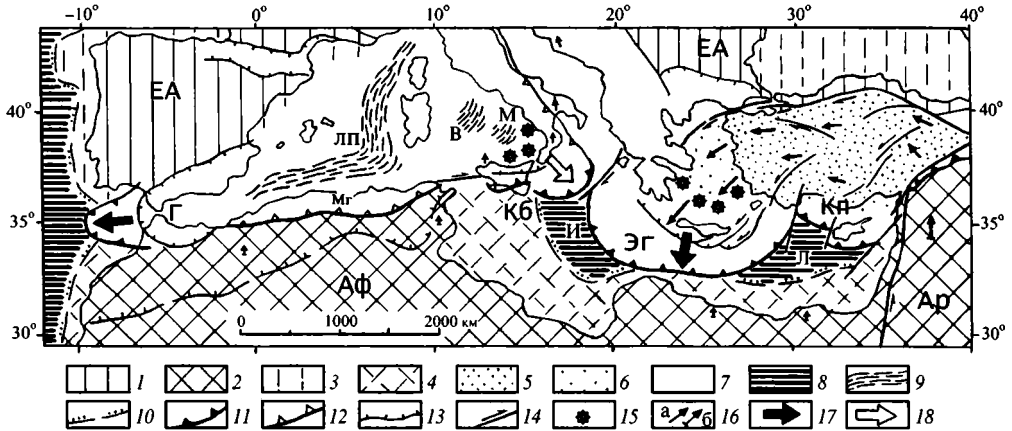
### ВВЕДЕНИЕ

Поглощение океанической литосферы в зонах субдукции служит главным механизмом сокращения пространства между континентальными единицами при их встречном перемещении. Некоторые из таких зон продолжают развитие и после начала межконтинентальной коллизии, если они оказались между выступами сомкнувшихся окраин, где сохраняются реликтовые океанические бассейны. Однако характер субдукции при этом заметно меняется.

Специфику субдукции в реликтовых бассейнах межконтинентального складчатого пояса, как будет показано ниже, определяют три главные причины: перестройка субдукционной кинематики, воздействие смежных коллизионных структур и ограниченность пространства, в котором развивается субдукция. Последствия, обусловленные этими причинами, многообразны, они особенно заметны в тектонике, проявлениях метаморфизма и магматизма.

Новейшая история Средиземноморского складчатого пояса дает уникальную возможность для изучения подобных соотношений. Для этого региона известна и предшествовавшая, доколлизийная, тектоническая обстановка мезозоя – раннего кайнозоя, которая определена уже несколькими поколениями палинспастических реконструкций: от основополагающих публикаций А. Смита, Дж. Дьюи и Б. Бижу-Дюваля с соавторами в 70-х годах прошлого века до палеотектонических атласов под редакцией Ж. Деркура и др. (1986 г., 1993 г.) и работ последующего десятилетия. Разделявшему континенту океану Тетис была свойственна асимметрия, он развивался между пассивной Африкано-Аравийской окраиной на юге и активной Евразийской окраиной на севере, куда направлялась субдукция и где наращивался широкий аккреционный пояс. Последовательное сокращение океана привело к тому, что в конце среднего эоцена Аравийский выступ южного обрамления достиг этого аккреционного пояса [Yilmaz, 1993], положив начало межконтинентальной коллизии и отчленив западную часть Тетиса вместе с зонами субдукции на его северной границе. Так обособилось Средиземное море – замкнутый реликтовый океанический бассейн (рис. 1).

Более двух десятилетий назад Кс. Ле Пишон, изучая Эгейскую (Эллинскую) дугу, обратил внимание на особые условия субдукции в подобных бассейнах (“land-locked oceanic basin”) и, в частности, на значение гравитационного отката субдуцирующей плиты [Le Pichon, 1982]. Роль такого отката была затем убедительно продемонстрирована также для Калабрийской и Гибралтарской дуг [Lonergan, White, 1997; Malinverno, Ryan, 1986]. В дальнейшем было показано, что во всем Средиземноморье этот режим субдукции ус-



**Рис. 1.** Структурное положение зон субдукции в Средиземноморском коллизиином поясе

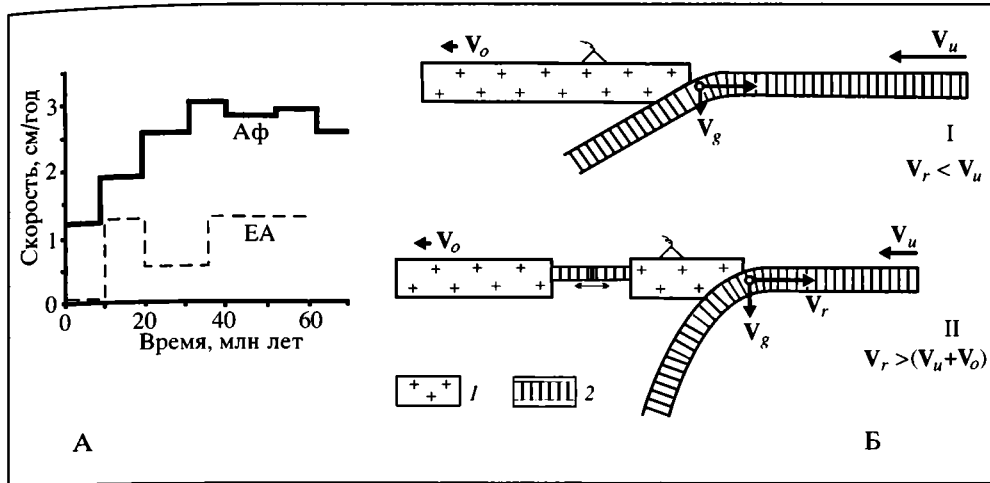
Зоны субдукции: Г – Гибралтарская, Кб – Калабрийская, Эг – Эгейская (Эллинская), Кп – Кипрская. Литосферные плиты: EA – Евразийская, Аф – Африканская, Ар – Аравийская

1, 2 – континентальные обрамления альпийского складчатого пояса: евразийское (1) и африкано-аравийское (2); 3, 4 – то же, под современными морями; 5–7 – складчатый пояс, в том числе – комплексы Эгейско-Анатолийской плиты, на суше (5) и под морем (6); 8 – реликтовые бассейны на океанической литосфере мезозойского Тетиса (И – Ионический, Л – Левантинский); 9 – новообразованная океаническая литосфера под кайнозойскими бассейнами: Лигуро-Прованским (ЛП), Вавилова (В) и Марсили (М); 10 – пассивные континентальные окраины Тетиса; 11, 12 – зоны субдукции: активные (11) и завершившие свое развитие (12), в том числе Магрибский фрагмент Западно-Средиземноморской палеозоны субдукции (Мг); 13 – надвиги; 14 – сдвиги; 15 – активный субдукционный вулканизм; 16 – горизонтальные движения относительно Евразии: а – по данным GPS [Kahle et al., 2000], б – согласно NUVEL1 [DeMets et al., 1990], масштаб служит вектор на Аравийской плите (2,5 см/год); 17, 18 – откат зон субдукции: продолжающийся (17) и прекратившийся (18)

становился почти одновременно (в конце палеогена) в связи с началом межконтинентальной коллизии, изменившей кинематику субдукции [Jolivet, Faccenna, 2000].

Кинематическая модель субдукции [Dewey, 1980] предусматривает систему векторов, среди которых два имеют наибольшее значение для рассматриваемого случая. Это  $V_u$  – вектор “абсолютного” движения пододвигающейся плиты (мы ограничимся частным случаем, когда он направлен вкострест простирацию желоба) и  $V_r$  – вектор отката шарнира (линии перегиба) пододвигающейся плиты, который также измеряется в “абсолютных” координатах (рис. 2)<sup>1</sup>. Такой откат происходит вследствие гравитационного опускания слэба в астеносферу (вектор  $V_g$ ) и поэтому возможен только при субдукции зрелой (мощной и тяжелой) литосферы, которая имеет достаточно большую плотность с самого начала, еще до фазовых преобразований в ее мантийных породах. Согласно расчетам, океаническая литосфера теряет свою положительную плавучесть уже при возрасте около 10 млн лет, с этого времени по-

<sup>1</sup> Предложенные Дж. Дьюи буквенные обозначения векторов соответствуют их определением по-английски:  $V_u$  – underriding,  $V_o$  – overriding,  $V_g$  – gravitational,  $V_r$  – retreat,  $V_m$  – motion [Dewey, 1980].



**Рис. 2.** Изменение кинематики в зонах субдукции, которые с началом межконтинентальной коллизии оказались в замкнутом Средиземноморском бассейне

А – “абсолютные” скорости взаимодействующих при субдукции литосферных плит: Африканской (Аф) и Евразийской (ЕА, только меридиональная компонента движения) по: [Jolivet, Faccenna, 2000], рассчитаны согласно модели Дж. О’Коннора и А. Розкса (1992 г.) для точки с современными координатами 37° с.ш., 20° в.д. Б – кинематика в зонах субдукции Средиземноморья до (I) и после (II) того, как с позднего эоцена началась межконтинентальная коллизия. Векторы “абсолютных” движений по Дж. Дьюи [Dewey, 1980]:  $V_u$  и  $V_o$  – скорости поддвигающейся и надвигающейся литосферных плит, их положительная величина – в направлении желоба;  $V_g$  и  $V_r$  – гравитационное погружение слэба в астеносферу и соответствующий откат шарнира на перегибе океанической плиты к глубоководному желобу.

1 – континентальная и 2 – океаническая литосферы

является и нарастает инверсия плотностей относительно подстилающей астеносферы [Cloos, 1993]. Остается, однако, неясным то критическое значение возраста литосферы, при котором ее гравитационное погружение (вследствие отрицательной плавучести) становится механически осуществимым и геологически значимым. Величина отката шарнира зависит от угла наклона верхней части слэба ( $\theta$ ):  $V_r = V_g \cdot \text{ctg}\theta$ .

В зонах субдукции, где  $V_u > V_r$ , реальный откат шарнира (и, вместе с ним, глубоководного желоба) невозможен, поэтому действие сил гравитационного погружения слэба ограничивается их влиянием на сцепление литосферных плит и на глубинный режим зоны субдукции (см. I на рис. 2, Б). Только при  $V_r > V_u$  гравитационный откат шарнира получает прямое выражение, а разница этих двух величин определяет скорость миграции глубоководного желоба навстречу субдуцирующей плите. Наконец, если учесть еще и вектор “абсолютного” движения надвигающейся плиты ( $V_o$ ), то при  $V_r > (V_u + V_o)$  миграция глубоководного желоба будет сопровождаться раскрытием задугового бассейна со скоростью, равной разнице этих двух величин (см. II на рис. 2, Б).

Соотношение между  $V_r$  и  $V_u$  в современных зонах субдукции широко варьирует. Марианская зона дает представление об экстремальном случае, когда в желоб уходит литосфера с возрастом более 140 млн лет, и поэтому

она погружается настолько быстро, что, несмотря на высокую скорость встречного перемещения Тихоокеанской плиты (более 9 см/год), все же происходят откат глубоководного желоба (до 3 см/год) и спрединг задугового Марианского трога. Совершенно иные, но тоже экстремальные кинематические условия субдукции, создаются в реликтовых океанических бассейнах складчатого пояса.

В предколлизиионном Тетисе субдукция под его северную окраину шла в аккреционном режиме. В частности, на анатолийском отрезке этой окраины с раннего сенона до среднего эоцена происходило приращение террейнов [Lomize, 1998; Robertson, 2000]. По крайней мере в конце этого времени возраст субдуцировавшей литосферы превышал 100 млн лет, на что указывает наличие триасово-юрских офиолитов и возраст тех участков океанического дна, которые все еще сохраняются под Левантинским и Ионическим бассейнами [Garfunkel, 1998; Catalano et al., 2001]. При субдукции такая литосфера, вероятно, испытывала гравитационное опускание, однако, судя по аккреционному режиму, отката глубоководного желоба не было: он подавлялся встречным движением океанического дна.

Вслед за началом межконтинентальной коллизии условия резко изменились. Скорость северного дрефта Африканской плиты, который до этого поддерживал субдукционное сокращение Тетиса, уменьшилась вдвое – до 2 см/год и менее, что могло быть следствием коллизиионного торможения [Meijer, Wortel, 1999]. Гравитационное погружение слэбов (с соответствующим откатом глубоководного желоба) продолжалось и стало преобладающим компонентом субдукции. Поскольку континентальная окраина Евразии, находившаяся в тылу зон субдукции, была почти неподвижна (вероятен даже северный, направленный от границы плит дрефт со скоростью 1 см/год или менее, см. рис. 2, А), гравитационный откат желоба должен был сопровождаться задуговым растяжением. Все это получило прямое геологическое выражение: в олигоцене от активных северных окраин Средиземноморья отделились островные дуги, они начали перемещаться в южных направлениях [Lonergan, White, 1997; Malinverno, Ryan, 1986; Walcott, White, 1998], оставляя за собой быстро раскрывающиеся (2–3 см/год) задуговые бассейны. Как будет показано ниже, этот процесс существенно различался в Западном и в Восточном Средиземноморье, в зависимости от коллизиионного окружения.

Рассматривая на материале Средиземноморья специфику субдукции в реликтовых бассейнах коллизиионного пояса, мы уделим особое внимание двум важным в этом отношении и взаимосвязанным вопросам.

1. Каким образом на востоке, в Эгейском задуговом бассейне, раскрывшемся при откате островной дуги на несколько сотен километров, сохраняется континентальная кора: в отличие от тихоокеанских моделей и от бассейнов Западного Средиземноморья, задуговое раскрытие произошло (и продолжается) без участия океанического спрединга.

2. Широко известна коллизиионная, главным образом разломная, тектоника Восточного Средиземноморья, которая определяется западным смещением и разворотом Анатолийской плиты, уходящей под давлением индентора в Эгейскую задуговую область. Поскольку эта разломная тектоника очень мо-

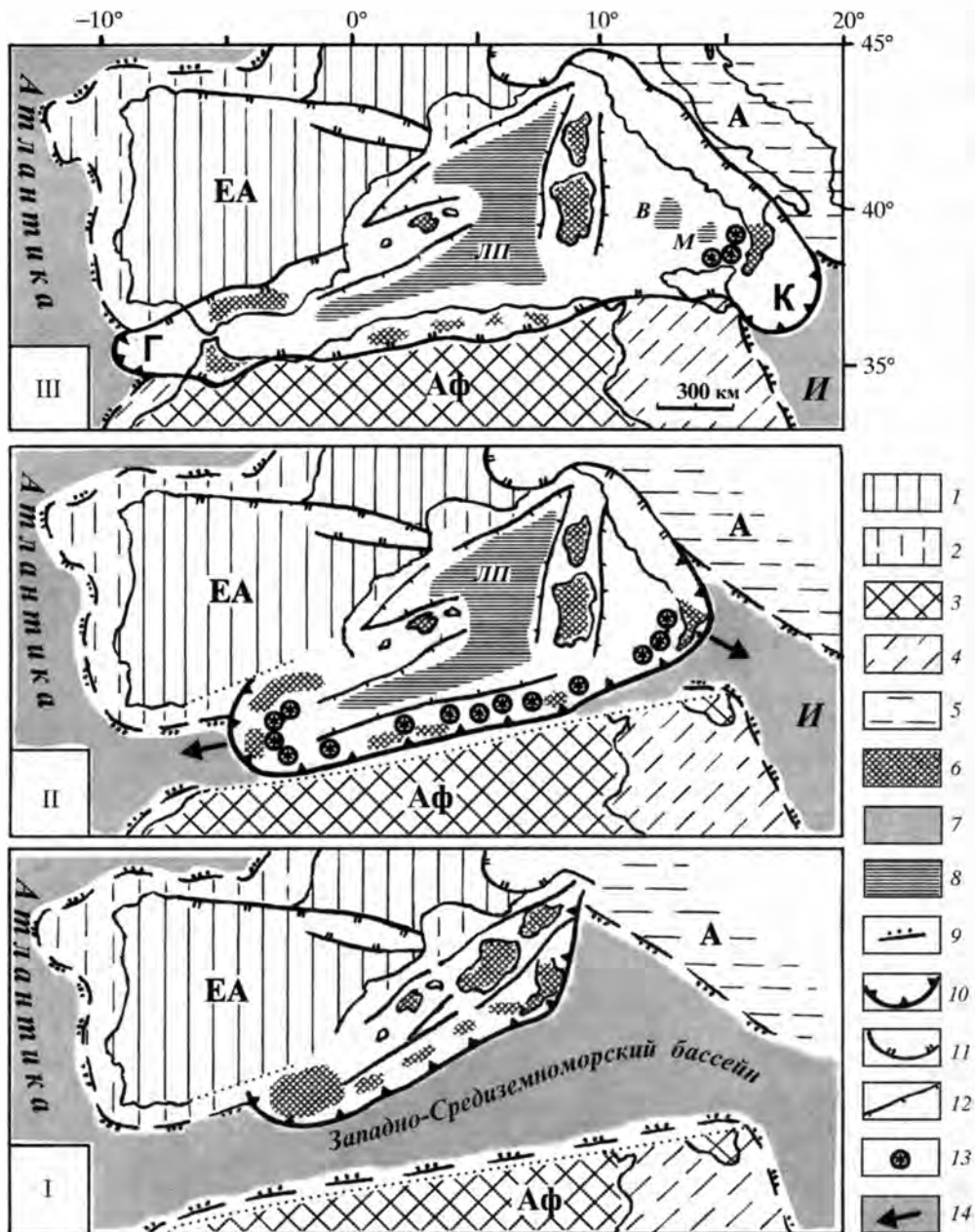
лода (с позднего миоцена), неясно, каким было взаимодействие между коллизонными деформациями и Эгейской субдукцией раньше, с самого начала межконтинентальной коллизии в конце среднего эоцена.

### РАЗВИТИЕ ЗОН СУБДУКЦИИ В ЗАПАДНОМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ

В основе современных представлений о геодинамической эволюции Западного Средиземноморья лежит тектоническая модель, предложенная Л. Лонерган и Н. Уайтом и развивающая идеи В. Альвареса, Ж.-П. Рэоля, А. Малинверно, Л. Ройдена и ряда других исследователей [Lonergan, White, 1997]. Авторы исходят из того, что в олигоцене, перед раскрытием бассейнов Западного Средиземноморья, метаморфические комплексы Корсики, Сардинии, Калабрии, Сицилии, Кабилии, Рифа и Бетских Кордильер (сходство которых отмечалось уже давно) не были разобщены и слагали континентальную окраину Евразии, размещаясь над уходящей под нее зоной субдукции (рис. 3, I). Первые признаки растяжений в тылу этой единой, наклоненной на север и северо-запад зоны субдукции отмечены олигоценовыми грабенами французского побережья и западной Сардинии (33–27 млн лет). По обе стороны Лигуро-Прованского бассейна в условиях растяжения произошла тектоническая эксгумация метаморфических ядер, датированная трековой термохронологией. В раннем миоцене (23–20 млн лет) растяжения проявились в трог Валенсия (с поворотом блока Болеарских островов по часовой стрелке), в Болеарском и Лигуро-Прованском бассейнах. Все это выражало начавшийся гравитационный откат зоны субдукции, определивший и последующее развитие Западного Средиземноморья.

Дальнейшее задуговое раскрытие привело к новообразованию океанической коры в Лигуро-Прованском бассейне (20–16 млн лет). Блок Корсики–Сардинии отделился от континента и повернулся на 30° против часовой стрелки. Уже в середине миоцена произошло его столкновение с Адриатической континентальной окраиной, что привело к отмиранию северо-восточного отрезка зоны субдукции и формированию коллизонной системы Апеннин. Вслед за этим центральный сегмент зоны субдукции пришел в соприкосновение с африканской континентальной окраиной, что положило начало образованию там коллизонной системы Кабилии (см. рис. 3, II). Так единая зона субдукции распалась на две: ее восточный фланг продолжал откатываться на юго-восток, формируя Тирренский бассейн и Калабрийскую дугу, а западный развернулся меридионально и тоже продолжал откат с наращиванием Альборанского бассейна и Гибралтарской дуги (см. рис. 3, III).

Вместе с зонами субдукции мигрировали и их вулканические пояса, при этом в результате раскрытия задуговых бассейнов продукты наиболее ранних извержений известково-щелочной магмы (олигоцен – ранний миоцен) сохранились в виде пространственно разобщенных фрагментов. Они известны на бортах трога Валенсии и о-ве Майорка, на побережье Прованса, на западе Сардинии и окраинах Лигурийского бассейна, а также в Бетских



**Рис. 3.** Развитие зон субдукции в Западном Средиземноморье: откат островных дуг и раскрытие задуговых бассейнов со спредингом океанической коры [Gutscher et al., 2002; Lonergan, White, 1997]

I – перед отделением островных дуг от активной континентальной окраины (ранний олигоцен, 35 млн лет); II – Западно-Средиземноморская островная дуга перед ее столкновением с Магрибской пассивной окраиной Африканского континента (конец среднего миоцена, 10 млн лет); III – современная

Кордильерах и Кабилии [Lonergan, White, 1997; Savelli, 2002]. Среднемиоценовая вулканическая дуга хорошо представлена на Сардинии, а главная ее часть – вдоль Магрибского побережья, куда она была надвинута при коллизии и где она завершала свое развитие. Замечено нарастание калиевой щелочности пород во времени, вплоть до высококалиевых андезитов, латитов и шошонитов.

После распада единой зоны субдукции, известково-щелочной вулканизм продолжался над ее сохранившимися Калабрийским и Гибралтарским сегментами. На востоке известково-щелочные вулканы плиоцена есть севернее впадины Марсили, а с 1,3 млн лет и по настоящее время активна дуга Эоловых островов. Состав вулканических пород там весьма разнообразен, представлены породы толеитового, известково-щелочного, высококалиевого известково-щелочного и шошонитового типа, преобладают андезиты-базальты и андезиты [Savelli, 2002]. Дискутируется вопрос о геодинамической принадлежности калиевого и ультракалиевого вулканизма Римской провинции и Кампани, где в зону субдукции уже давно вовлечена Адриатическая континентальная окраина.

На западе, на дне моря Альборан, известны фрагменты средне-позднемиоценовой вулканической дуги: высококалиевые известково-щелочные породы (от базальтов до риолитов) с возрастом 11–6 млн лет, а на испанском побережье – 15–6 млн лет. Их субдукционное происхождение подтверждено геохимическими характеристиками, в том числе по O–Sr–Nd–Pb изотопии [Duggen et al., 2004]. В дальнейшем, в течение плиоцен-четвертичного времени, субдукция в Гибралтарской зоне продолжалась без вулканизма [Gutscher et al., 2002].

Раскрытие задугового Тирренского бассейна сначала контролировалось системой вязких сбросов в континентальной коре [Jolivet et al., 1998], затем под впадинами Вавилова и Марсили произошел спрединг океанической коры с возрастом, соответственно, 7–4 и 2–1,8 млн лет. Прослежены смещение оси спрединга и омоложение дна бассейна в юго-восточном направлении, вслед за отступавшей Калабрийской зоной субдукции. Одновременно нарастали и скорости спрединга [Вержицкий, Казьмин, 1999].

Как показала сейсмическая томография, откат Калабрийской зоны субдукции происходил при крутом (под углом 70°) погружении слэба вплоть до поверхности нижней мантии, на которую он ложился почти горизонтально [Wortel, Spakman, 2000]. Размещение очагов в сейсмофокальной зоне обнару-

←  
тектоника, субдукция продолжалась там, где еще были реликты океанической литосферы Тетиса: на востоке – в Ионическом бассейне, и на западе – с последующим выходом в Атлантический океан. Литосферные плиты и микроплиты: EA – Евразийская, Аф – Африканская, А – Адриатическая (Апулийская). Островные дуги: К – Калабрийская, Г – Гибралтарская.

1, 3 – континентальные обрамления: евразийское (1) и африканское (3); 2, 4 – то же, под современными морями; 5 – Адриатический (Апулийский) микроконтинент; 6 – участки континентальной коры Евразийской окраины; 7 – зрелая (мезозойская) океаническая литосфера Тетиса и Атлантики (И – Ионический бассейн); 8 – новообразованная при задуговом спрединге океаническая литосфера миоцена–плиоцена (бассейны: ЛП – Лигуро-Прованский, В – Вавилова, М – Марсили); 9 – пассивные континентальные окраины; 10 – зоны субдукции; 11 – надвиги; 12 – сбросы; 13 – субдукционный вулканизм; 14 – откат зон субдукции



живает пробел в интервале 100–200 км, а глубже 350 км сейсмичность резко ослабевает, известно лишь небольшое количество очагов на глубине до 600 км [Mele, 1998].

В настоящее время откат островной дуги прекратился и, судя по данным GPS, она вовлечена в медленные обратные (северные) перемещения вместе с африканским форландом [Oldow et al., 2002]. Это объясняют отрывом слэба, учитывая признаки такого отрыва на томографических профилях и быстрые поднятия, охватившие дугу в последние 0,7 млн лет. Таким образом, так же как и Кипрская зона субдукции (см. ниже), Калабрийская зона отмирает, несмотря на то, что перед нею еще остается способная субдуцировать океаническая литосфера [Catalano et al., 2001]. В качестве возможной причины Е.В. Вержбицкий и В.Г. Казьмин [1999] предположили блокировку субдукции мощной осадочной толщей Ионической котловины. Не исключено, что этого было достаточно в условиях, когда конвергенции литосферных плит почти не было и субдукция поддерживалась только гравитационным откатом слэба.

На коллизионном магрибском отрезке, где субдукционный слэб отделился, по-видимому, еще 16–15 млн лет назад, он успел погрузиться в астеносферу, где выявляется по данным томографии [Wortel, Spakman, 2000].

К среднему миоцену коллизия распространилась на Рифскую и Бетскую континентальные окраины, между которыми, на центральном отрезке Гибралтарской зоны, субдукция сохранилась, продолжался ее западный откат, а в настоящее время она уже вышла в Атлантический океан. Слэб Гибралтарской зоны субдукции, ширина которого в верхах всего лишь 200–300 км, круто уходит на глубину до 700 км, ниже 400 км – почти вертикально. До глубины 150 км (с пробелом в интервале 60–100 км) субдукция сопровождается сейсмическими очагами, затем следует перерыв, за которым в нижней части слэба есть еще несколько очагов на глубине 600–630 км. Установлено, что и в этих самых глубоких очагах ось максимальных сжимающих напряжений направлена по падению слэба [Lonergan, White, 1997]. Подъем астеносферного вещества над отступающим слэбом выражается мантийными породами с пониженными сейсмическими скоростями на глубинах 50–100 км [Gutscher et al., 2002].

Западный откат Гибралтарской зоны субдукции происходил особенно активно в раннем–среднем миоцене, она сместилась более чем на 500 км со скоростью свыше 4 см/год [Lonergan, White, 1997]. Тем не менее, в пределах моря Альборан спрединга не было и сохранилась утоненная до 10–15 км континентальная кора. Ориентировка напряжений в коровых сейсмических очагах указывает на продолжающееся растяжение в направлении ВСВ-ЗЮЗ [Gutscher et al., 2002]. Механизм коллизионного сокращения задугового пространства, компенсирующий его раскрытие по мере отката зоны субдукции, мы рассмотрим ниже в связи с Эгейским задуговым бассейном. Весьма вероятно, что сходный механизм контролировал и широтное раскрытие моря Альборан, происходившее в условиях небольшой, но все еще продолжавшейся, меридиональной конвергенции африканского и евразийского континентальных обрамлений.

Во всем остальном геодинамическая эволюция Западного Средиземноморья вполне адекватна изложенному выше механизму субдукции в замкнутом бассейне, где она поддерживается гравитационным откатом слэба.

### СУБДУКЦИЯ В ВОСТОЧНОМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ, РЯДОМ С АРАВИЙСКИМ ИНДЕНТОРОМ

Сложнее развивалась субдукция в Восточном Средиземноморье, в непосредственном и контрастном соседстве с Аравийским синтаксисом складчатого пояса, откуда исходило коллизийное сжатие и продольное перемещение (tectonic escape) горных масс [Короновский и др., 2003]. Из двух зон субдукции этой части Средиземноморья, Эгейской (Эллинской) и Кипрской, только первая получила устойчивое и полное развитие (см. рис. 1). Кипрская, которая сначала находилась у края аккреционного пояса Анатолии (перед континентальными массивами Кирении и Аланьи), заняла свое современное положение лишь в начале миоцена путем “перескока” на южную сторону океанического террейна Троодос [Robertson, 2000]. С середины миоцена начались растяжения в задуговом бассейне Адана. Наконец, в конце плиоцена – квартере произошло столкновение Кипрской дуги и небольшого континентального террейна Эратосфен [Лимонов, 1999]. В условиях замкнутого океанического бассейна, при пассивной, обусловленной гравитационным откатом геодинамике субдукции, этого оказалось достаточно для ее заклинивания. В настоящее время, по-видимому, уже начался отрыв слэба, прослеженного томографией и все еще сейсмичного до глубины 130 км [de Boorder et al., 1998; Papazachos, Papaioannou, 1999]. Таким образом, Кипрская зона отмирает, несмотря на то, что перед ней, на дне Левантинской впадины, все еще остается океаническая литосфера [Ben-Avraham et al., 2002; Khair, Tsokas, 1999].

Гораздо полнее проявила себя Эгейская зона субдукции, развитие которой известно со среднего эоцена. Ее заложению предшествовало отмирание субдукции в более северной зоне, уходившей под континентальную окраину Евразии и оставившей след в виде Среднегорско-Понтийского вулканического пояса. Субдукция там прекращалась по мере замыкания краевой ветви океана Тетис, когда к активной окраине причленились такие микроконтиненты гондванского происхождения, как Сакарья (в туроне–коньяке) и Родопский (в кампане–маастрихте) [Lomize, 1998]. Судя по U-Pb датировкам цирконов, то же происхождение имеет и древняя сиалическая кора под архипелагом Киклад [Keay, Lister, 2002]. В дальнейшем субдукция возобновилась южнее этих континентальных единиц, сместившись на край аккреционного пояса. Так заложилась Эгейская зона, давшая эоценовые (40–45 млн лет) метаморфиты “голубосланцевой единицы Киклад” [Keay et al., 2001; Ring et al., 2001]. На континентальной окраине это сопровождалось деформациями сжатия, в том числе надвиганием направленных на север Родопских покровов, перекрывших в эоцене краевую офиолитовую сутуру Тетиса.

**Откат Эгейской зоны субдукции и раскрытие ее задугового бассейна.**

В позднем эоцене – раннем олигоцене, когда Эгейская зона субдукции еще занимала окраинно-материковое положение, над ней формировался характерный вулканоплутонический пояс (37–30 млн лет) с латеральной петрохимической полярностью, протянувшийся через Родопы и Фракию. Преобладали андезитовые образования глубинного происхождения, их сопровождали высокоглиноземистые риолитовые игнимбриты из вторичных внутрикоровых очагов [Yanev et al., 1995]. С позднего олигоцена (с 30–25 млн лет) начался откат зоны субдукции от континентальной окраины и обособилась островная дуга, в тылу которой раскрывался задуговой бассейн. Миграцию и изменение формы этой дуги можно проследить по размещению все более молодых субдукционных вулканитов относительно более ранних.

Вулканиты с возрастом 29–24 млн лет находятся на северном и северо-восточном обрамлении Эгейского моря, южнее они сменяются вулканитами раннего и среднего миоцена (от 23 до 11 млн лет) [Jolivet et al., 1998]. Геохимические и изотопные характеристики известково-щелочных пород с полуостровов Бига и Козак указывают на мантийное происхождение, коровую контаминацию магм и на их островодужную специализацию [Yilmaz et al., 2001]. Известны интрузии, комагматичные эффузивным образованиям. Глубинную часть зоны субдукции того времени маркируют метаморфиты высоких давлений – низких температур (8–10 кбар, 350–400 °С, 24–21 млн лет по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и  $\text{Rb}/\text{Sr}$ ), которые выведены на поверхность на Крите и в Кикладах [Ring et al., 2001].

Поскольку в раннем–среднем миоцене перед фронтом вулканической дуги появилась и все расширялась Аттико-Кикладская область тектонометаморфического разрастания земной коры (см. ниже), вулканическая дуга удалялась в это время от своего субдукционного источника, что привело к ее полному отмиранию в позднем миоцене. При этом магматизм сместился и продолжался южнее, по другую сторону Аттико-Кикладской области, где заложилась самая молодая вулканическая дуга, активная до настоящего времени (10,5–0 млн лет). Перед ней образовался Северо-Критский трог – ограниченная сбросами активная структура растяжения с резко сокращенной (до 15 км) мощностью континентальной коры. Развиваясь над зоной субдукции, он занимает сейчас то же положение перед фронтом вулканического пояса, что и преддуговая Аттико-Кикладская область вязкопластичного разрастания земной коры в раннем–среднем миоцене. Раскрытие Северо-Критского трога предопределяет возможность следующего перескока вулканической дуги, поскольку уже сейчас она оказалась на удалении около 400 км от фронта аккреционной призмы и почти 250 км – от ее внутреннего края.

Эта мощная аккреционная призма, выраженная в рельефе Средиземноморским валом, продолжает разрастаться, задерживая при субдукции до 60% осадочного материала, но на центральном отрезке ее фронт уже пришел в соприкосновение с Киренаикским выступом континентального склона [Лимонов, 1999; Kopf et al., 2003].

Судя по миграции вулканического фронта, средняя скорость отката островной дуги с позднего олигоцена была около 2 см/год. В настоящее время,

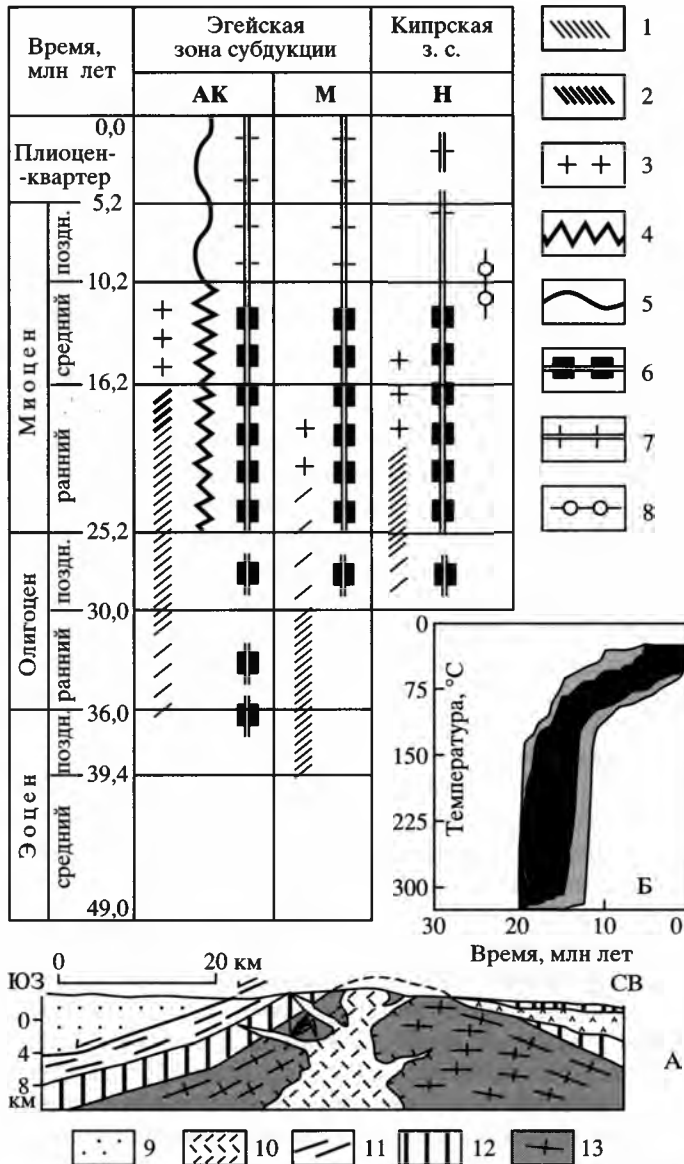
по данным GPS, центральная часть Эгейской дуги продолжает продвигаться относительно континента со скоростью около 3 см/год [Kahle et al., 2000].

Несмотря на то что суммарный откат вулканической дуги превысил 500 км, он не сопровождался задуговым океаническим спредингом, в этом – коренное отличие Эгейской зоны субдукции от рассмотренных выше систем Западного Средиземноморья. Под всем Эгейским задуговым бассейном сохранилась континентальная кора, а ее мощность уменьшилась всего лишь до 25–30 км, и только под некоторыми впадинами – до 15–20 км. Как будет показано ниже, это парадоксальное обстоятельство может быть интерпретировано с учетом той коллизииной обстановки, в которой развивалась Эгейская система.

До позднего миоцена главным механизмом растяжения континентальной коры под Эгейским бассейном было смещение по пологим вязким сбросам. Такие смещения начались на сравнительно большой глубине (около 50 км) еще в эоцене. Как показали исследования на островах Сирос и Сифнос (с использованием Rb-Sr, Ar-Ar датировок и трековой термохронологии), в позднем олигоцене (30 млн лет) смещения по пологим сбросам происходили уже на глубинах около 20 км, а в дальнейшем еще ближе к поверхности [Trotet et al., 2001]. В позднем миоцене и в плиоцен-четвертичное время главными структурами растяжения стали нормальные сбросы, заложились многочисленные грабены субширотного простирания, вытянутые вдоль островной дуги, а также наложенные на обрамления бассейна [Burchfiel et al., 2000; Jolivet et al., 1998; Walcott, White, 1998].

Анализ внутрикоровых сейсмических очагов в Эгейском бассейне дает меридиональные растяжения, а оценка современного напряженного состояния земной коры по распределению горизонтальных скоростей GPS свидетельствует о приуроченности современных растяжений преимущественно к азиатской стороне бассейна [Kahle et al., 2000]. Исследование сейсмической анизотропии верхней мантии показало, что ее параметры определяются главным образом продолжающейся внутренней деформацией литосферы Эгейского бассейна: по величине и направлению они коррелируются с меридиональными растягивающими напряжениями. При этом в растяжении дна сходным образом участвуют и земная кора, и литосферная мантия [Hatzfeld et al., 2001]. Таким образом, на всех стадиях разрастания Эгейского бассейна, вплоть до настоящего времени, устойчиво господствовали меридиональные растягивающие напряжения, что согласуется с моделью гравитационного отката зоны субдукции.

По данным томографии, слэб Эгейской зоны сначала, до глубины 100–150 км, наклонен очень полого (около 12°); далее, после резкого перегиба, он погружается под углом 45°, затем – 50°, а после пересечения границы с нижней мантией – около 65° [Vijwaard et al., 1998]. Под западным флангом дуги на глубине около 200 км замечен отрыв слэба [Spakman et al., 1989]. На востоке эгейский слэб отчетливо отделен от кипрского [de Boorder et al., 1998]. Несмотря на большую мощность субдуцирующей литосферы (скорее всего раннемезозойской), сейсмические очаги зоны Беньюффа заканчиваются уже на глубине 180 км [Papazachos et al., 2000]. Мы считаем это следстви-



**Рис. 4.** Тектонометаморфическая переработка континентальной коры в преддуговой области над Эгейской и Кипрской зонами субдукции, последовавшая за началом их гравитационного отката. По данным: [Avigad et al., 2001; Dora et al., 1995; Fayon et al., 2001; Keya et al., 2001; Walcott, White, 1998], геохронологическая шкала по: [Haq et al., 1987]

Области переработки коры: АК – Аттико-Кикладская, М – Мендерес, Н – Нидз

Внизу: А – профиль через метаморфическое ядро Нидз, текстуры пластичной деформации и вязкие пологие сбросы [Whitey, Dilek, 1997], местонахождение показано на рис. 6; Б – быстрое охлаждение пород метаморфического ядра Нидз при его эксгумации путем тектонической денудации, согласно трековой термохронологии по апатиту [Fayon et al., 2001], выделены статистически хорошие (черным) и приемлемые (серым) результаты

ем той специфической кинематики при субдукции в замкнутом Средиземноморском бассейне, которая рассмотрена выше в вводной части статьи: поскольку конвергенция плит заторможена, субдукция происходит главным образом за счет гравитационного отката слэба и скорость ее невелика<sup>2</sup>.

**Тектонометаморфическая переработка коры в преддуговой зоне.**

Это одна из примечательных особенностей субдукции в условиях Восточного Средиземноморья. В течение раннего и среднего миоцена перед фронтом Эгейской вулканической дуги (над зоной субдукции) происходили прогрев и тектонометаморфическая переработка континентальной коры, сопровождавшиеся ее растяжением в поперечном к дуге направлении (см. рис. 6, II). В фундаменте этого своеобразного преддугового бассейна при высоких температурах (380–700°) и средних давлениях проявился региональный метаморфизм типа Барроу, начавшийся, по-видимому, еще в олигоцене (рис. 4). В настоящее время породы этого фундамента обнажаются в пределах Аттико-Кикладского ареала на многочисленных островах и побережье Эгейского моря. Как показали исследования на о-ве Наксос, кульминацией метаморфизма в конце раннего миоцена и в среднем миоцене было частичное плавление пород с формированием мигматитов, а затем син- и постметаморфических интрузий, представленных S-гранитоидами: от тонких пластовых тел и даек лейкогранитов до крупных гранодиоритовых массивов. U-Pb датировки по цирконам дали время частичного плавления 20,7–16,8 млн лет и возраст интрузий 15,4–11,3 млн лет [Keay et al., 2001]. Эти гранитоиды широко распространены на Кикладах, они размещаются среди метаморфитов и чаще всего обнаруживают следы синкинематического внедрения, а также линейность, конформную по отношению к вмещающим породам [Walcott, White, 1998].

Там же, в преддуговой Аттико-Кикладской области, одновременно с метаморфизмом происходило растяжение коры вкрест простиранию дуги. Оно выражено вязкими сбросами, максимум которых приходится на ранний и средний миоцен (см. рис. 4). Уже в среднем миоцене новообразованные метаморфиты и мигматиты бывали при этом вскрыты на лежащем крыле таких сбросов, и к моменту внедрения главных гранитоидных интрузий эксгумация мигматитов почти завершилась [Keay et al., 2001]. Сбросы наклонены чаще всего на север, реже на юг, вдоль них развиты милонитовые структуры. Вытянутые зерна кварца и полевого шпата дают вязкое растяжение вкрест простиранию дуги. Тектоническая эксгумация аттико-кикладских метаморфитов продолжалась и в позднем миоцене [Hejl et al., 2002], когда, по-

<sup>2</sup> В случае полного прекращения конвергенции плит, скорость наклонного перемещения слэба на глубину (скорость субдукции)  $V_m = V_g/\sin\theta$ , где  $V_g$  – скорость гравитационного опускания слэба,  $\theta$  – угол наклона верхней части слэба [Dewey, 1980].

1 – метаморфизм высоких температур – средних давлений (метаморфизм типа Барроу); 2 – частичное плавление, мигматизация; 3 – гранитообразование; 4 – синметаморфические сжатые и опрокинутые линейные складки; 5 – пологие антиформы и синформы; 6 – растяжение посредством вязких пологих сбросов; 7 – хрупкие деформации растяжения (системы сбросов, грабены); 8 – эксгумация, датированная трековой термохронологией по апатиту; 9 – отложения бассейна Улукишла (эоцен–миоцен); 10 – граниты; 11 – метакarbonate; 12 – сланцы и метакarbonate; 13 – метапелитовые гнейсы и мраморы

сле смещения вулканической активности на юг, они оказались в задуговой области.

Подобные же преобразования континентальной коры установлены и на восточном фланге Эгейской дуги в Мендересском массиве, на прямом продолжении Аттико-Кикладской области. Метаморфизм начался там еще в позднем эоцене (так называемый “главный метаморфизм”, преобладают Rb-Sr датировки около 35 млн лет) и протекал при сходных условиях [Dora et al., 1995]. К концу олигоцена началось и меридиональное растяжение коры с образованием вязких сбросов. В раннем миоцене ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировка 19,5 млн лет) внедрились синтетектонические гранитоиды, они интродировали вязкие сбросы, но и сами, вместе с вмещающими породами, претерпели вязкие деформации и последующий катаклиз [Gessner et al., 2001; Hetzel et al., 1995].

Большой интерес представляют данные о складчатости поперечного к островной дуге простиранья, которая проявилась в Аттико-Кикладской преддуговой области в раннем–среднем миоцене одновременно с метаморфизмом и пологими сбросами [Мухин, 1999; Avigad et al., 2001]. Если описанные выше смещения по пологим сбросам развивались при вязком меридиональном растяжении коры, то это складкообразование – при ее вязком сокращении в широтном направлении. Образовались крупные (измеряемые сотнями метров и километрами) опрокинутые и вертикальные складки, нередко осложненные мелкой складчатостью. Опрокидывание складок шло как на запад, так и на восток. Метаморфизм зафиксировал повторные складчатые деформации на все меньших глубинах, происходившие одновременно или чередовавшиеся со смещениями по вязким сбросам, направленными почти перпендикулярно складкам. К вопросу о вероятном происхождении этой необычной синметаморфической складчатости, образовавшейся в преддуговой зоне Эгейской дуги и ориентированной вкрест ее простиранью, мы вернемся ниже, обсуждая воздействие коллизионных деформаций на развитие зон субдукции Восточного Средиземноморья.

Мы считаем, что тектонометаморфическая переработка континентальной коры происходила и над Кипрской зоной субдукции. Об этом свидетельствуют данные о миоценовом метаморфизме в массиве Нидэ на юге Анатолии [Fayon et al., 2001; Whitney, Dilek, 1998]. Массив Нидэ представляет собой характерно выраженное метаморфическое ядро, выведенное на поверхность посредством тектонической денудации (см. рис. 4, А,Б). Протолиты, преимущественно осадочные, подверглись региональному метаморфизму типа Барроу при высоких температурах (более  $700^\circ$ ) и средних давлениях (5–6 бар), с образованием силлиманит-полевошпатовых гнейсов, а также с последующим частичным плавлением и мигматизацией в позднем олигоцене – раннем миоцене. В это время начался и подъем метаморфитов при субмеридиональном (ЮЮЗ–ССВ) растяжении коры и тектонической денудации посредством вязких пологих сбросов. В ходе пластичных деформаций образовалась синметаморфическая линейность. К концу раннего миоцена породы поднялись с глубин 15–18 до 10 км или менее, о чем свидетельствует минеральная ассоциация в контактовом ореоле высокоглиноземистых гранитов Ючкапылы

(20–13,7 млн лет, U-Pb по монациту), внедрившихся в метаморфиты уже после их декомпрессии и охлаждения ниже 600° [Whitney, Dilek, 1998]. Трековая термохронология по апатиту указывает на высокую скорость эксгумации пород метаморфического ядра, которые прошли изотерму накопления треков (на глубине около 2 км) 12–9 млн лет назад [Fayon et al., 2001]. Со среднего–позднего миоцена продукты размыва этих пород появляются в смежных осадочных бассейнах.

Исследователи массива Нидэ предполагали, что он мог формироваться над одной из зон субдукции, отмеченной офиолитами Внутреннего океанического бассейна Таврид [Fayon et al., 2001; Whitney, Dilek, 1998], однако, как оказалось, этот бассейн был полностью сутурирован еще в эоцене [Robertson, 2000]. Между тем, массив Нидэ вполне аналогичен Аттико-Кикладскому по характеру метаморфизма и тектоники. Кроме того, размещаясь в 300 км севернее фронта Кипрской зоны субдукции, он занимает по отношению к ней то же структурное положение, что и Аттико-Кикладский относительно Эгейской зоны (см. ниже рис. 6, II), и эти соотношения мы считаем решающими [Ломизе, 2003].

Достойна внимания приблизительная синхронность тектонометаморфических преобразований коры, происходивших над Эгейской зоной субдукции (в Аттико-Кикладском ареале и Мендересском массиве) и над Кипрской зоной в массиве Нидэ (см. рис. 4). Она может трактоваться как выражение некоего “термального события” приблизительно с 25 по 10 млн лет [Walcott, White, 1998]. Одна из возможных причин – начавшийся за несколько миллионов лет до этого активный откат зоны субдукции и связанный с ним подъем астеносферного вещества над отступающим слэбом [Keay et al., 2001].

**Ороклинальный изгиб островных дуг и коллизионное сокращение задугового пространства.** Развиваясь рядом с Аравийским синтаксисом складчатого пояса, зоны субдукции Восточного Средиземноморья испытывают его влияние. Хорошо известна подтвержденная результатами GPS<sup>3</sup> [Kahle et al., 2000; McClusky et al., 2000] современная кинематика горизонтальных движений этого региона, которая определяется западным смещением и разворотом Анатолийской плиты от Аравийского индентора в сочетании с более дробной разломной тектоникой (см. рис. 6, III). На западе Анатолийская плита направляется в область задуговых растяжений отступающей на юг Эгейской зоны субдукции, отчасти компенсируя эти растяжения. Такая модель уже более 20 лет, начиная с работ Дж. Дьюи, Дж. Шенгёра, Кс. Ле Пишона, служит основой понимания эволюции Эгейской островной дуги и ее задугового бассейна. Между тем, эта кинематика установилась лишь в последние 10 млн лет, с позднего миоцена, что документируется возрастом контролирующих ее Северо-Анатолийского и других региональных сдвигов [Barka et al., 1996; Hubert-Ferrari et al., 2002]. Поэтому с тех пор, как установлено гораздо более раннее начало коллизии у Аравийского выступа (поздний эоцен) [Meijer, Wortel, 1999; Yilmaz, 1993], встал вопрос, какими были коллизионные деформации и перемещения горных масс в течение этого более раннего от-

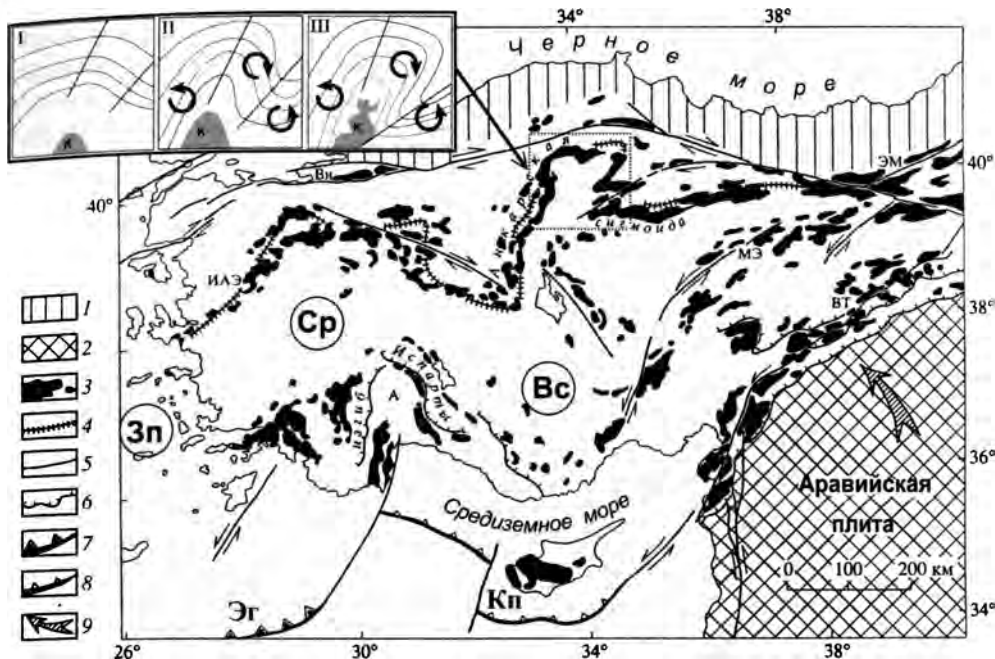
<sup>3</sup> Global Positioning System.



резка времени продолжительностью 30 млн лет. На масштабы перемещений указывает величина коллизийного продвижения Аравийского индентора – свыше 500 км [Savostin et al., 1986; Jolivet, Faccenna, 2000], из которых более половины приходится на допозднемиоценовое время.

Ответ на этот вопрос дает внутренняя коллизийная структура Анатолии, где по изгибу офиолитовых сутур различимы крупные горизонтальные складки, образовавшиеся на ранних стадиях коллизии при продольном отжимании материала с востока, от Аравийского индентора [Ломизе, 2000]. Наиболее выразительны изгибы офиолитовой сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан, на центральном отрезке которой вырисовывается левосторонняя Анкарская сигмоида приблизительно тех же размеров, что и известная Ферганская сигмоида Тянь-Шаня. В целом, офиолитовые сутуры маркируют в пределах Анатолии три крупных ороклинальных изгиба (рис. 5). *Восточная ороклиналь* обращена выпуклостью на юг, ее свод выражен поворотом складчатой системы Западного Тавра, а в ядре находится осложняющая ее Анкарская сигмоида. *Западная ороклиналь*, также обращенная сводом на юг, размещается уже в Эгейском регионе, попадая в пределы Анатолии только одним крылом. *Срединная ороклиналь* соединяет обе эти складки, ее свод обращен на север, а ядро обрисовано “изгибом Испарты” (“courbure d’Isparta”, впервые описанный еще в 50-х годах М. Блюменталем). В общих чертах все три изгиба складчатых систем были замечены уже несколько десятилетий назад Я. Брюном [Brunn, 1960], который тогда же предположил, что их образование обусловлено давлением Аравийского выступа. Очевидна пространственная связь главных ороклиналей Анатолии с субдукционными дугами: Восточной ороклинали – с Кипрской, а Западной ороклинали – с Эгейской.

Судя по структурному рисунку, образование горизонтальных складок Анатолии могло быть обусловлено выдавливанием и течением горных масс от Аравийского индентора на запад, в свободную от коллизийного сжатия область на северном обрамлении Средиземного моря (рис. 6, I,II). Перемещался и деформировался еще не консолидированный и неоднородный (включавший несколько континентальных террейнов) материал аккреционного пояса Тетиса. Данных о времени формирования горизонтальных складок пока немного, и они отрывочны. В частности, детально изучены структуры, огибающие бассейн Чанкыры [Каумакси, 2000; Каумакси et al., 2003], которые мы интерпретируем как северное колено Анкарской сигмиды [Ломизе, 2000]. Были получены: ориентировка векторов остаточной намагниченности для пород нижнего–среднего эоцена, верхнего эоцена – олигоцена, среднего миоцена и верхнего миоцена; ориентировка анизотропии магнитной восприимчивости для пород из тех же стратиграфических единиц; реконструкции древних полей напряжений по структурным наблюдениям на семи опорных участках. В результате авторы пришли к выводу об изгибе структур обрамления бассейна Чанкыры в течение эоцена–олигоцена с образованием горизонтальной складки (см. врезку к рис. 5). Авторы ограничились тем, что связали этот изгиб с давлением ближайшего угла Кыршехирского кристаллического массива, но мы считаем, что полученные результаты могут иметь более широкое значение, как частное подтвер-



**Рис. 5.** Предложенная автором трактовка размещения офиолитов Анатолии, предполагающая горизонтальный изгиб офиолитовых сатур на первых стадиях межконтинентальной коллизии (поздний эоцен – средний миоцен) как следствие течения горных масс с востока, от Аравийского индентора [Ломизе, 2000]

На врезке – модель изгиба структур (обрамляющих бассейн Чанкыры), основанная на новых детальных исследованиях, включавших восстановление древних полей напряжения и палеомагнитные определения [Каумакси, 2000; Каумакси et al., 2003]. Местонахождение бассейна показано на карте пунктиром.

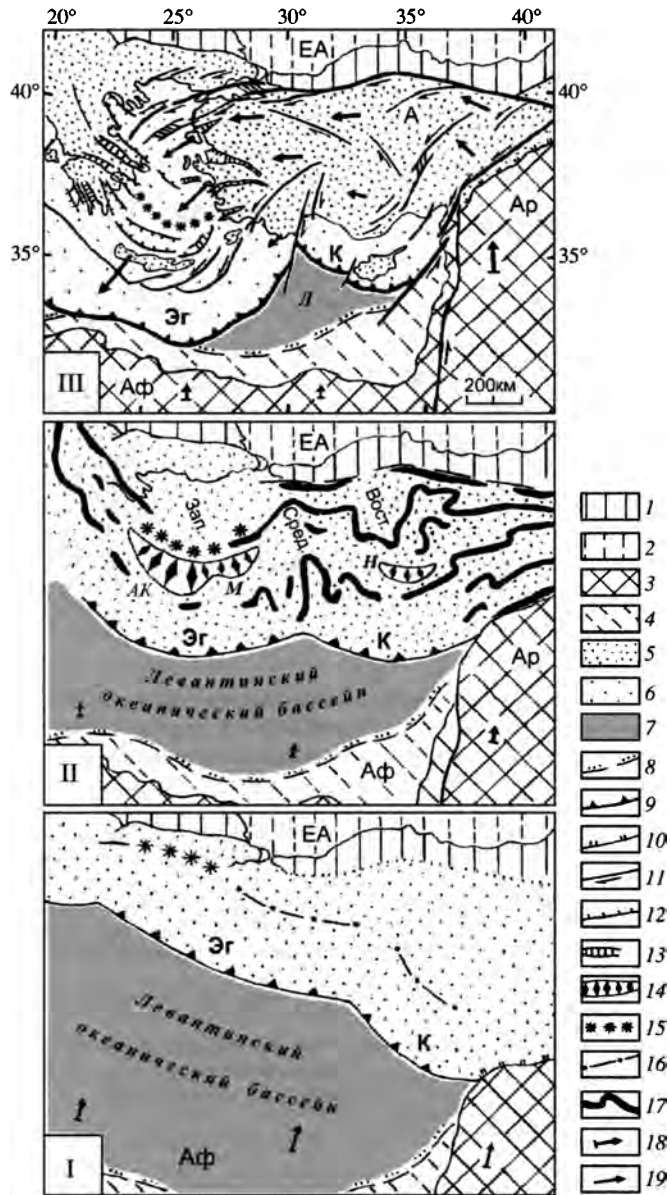
Офиолитовые сатуры: Внутрипонтийская (Вн), Эрзинджан-Малокавказская (ЭМ), Измир–Анкара–Эрзинджан (ИАЭ), Анталья (А), Мерсин–Эрзинджан (МЭ), Восточно-Таврская (ВТ). Зоны субдукции: Эгейская (Эг) и Кипрская (Кп). Буквы в кружках – ороклинали складчатого пояса: Восточная (Вс), Средняя (Ср) и Западная (Зп)

На врезке: I – перед эоценом, II – в раннем–среднем эоцене, III – в позднем эоцене – олигоцене; К – выступ Кыршехирского массива

1, 2 – континентальное обрамление складчатого пояса: евразийское (1) и аравийское (2); 3 – офиолиты, офиолитовые меланжи и олистостромы, 4 – линия офиолитовой сатуры Измир–Анкара–Эрзинджан; 5 – разломы, главным образом сдвиги; 6 – надвиги; 7, 8 – зоны субдукции: активная (7) и отмирающая (8); 9 – движение Аравийского индентора

ждение всей системы горизонтальных складок Анатолии и как указание на время ее формирования.

Палеомагнитные данные есть и для “изгиба Испарты” в ядре Срединной ороклинали, но оказалось, что 20–15 млн лет назад (бурдигал–ланг) там произошло полное перемагничивание пород, а в последующее время вся структура, как единое целое, была повернута против часовой стрелки на 30° [Morris, Robertson, 1993]. Такой поворот (убывающий в западном направлении) охватил в это время всю уже консолидировавшуюся к позднему миоцену Анатолийскую плиту, что не исключало внутренних смещений, главным



**Рис. 6.** Развитие зон субдукции в Восточном Средиземноморье: откат островных дуг в сочетании с коллизионным перемещением горных масс от Аравийского индентора [Ломизе, 2003]

I – активная континентальная окраина замкнутого бассейна, отделившегося от океана Тетис с началом коллизии (конец раннего олигоцена, 30 млн лет); II – Эгейская (Эг) и Кипрская (К) островные дуги к завершению стадии мягкой коллизии (конец среднего миоцена, 10 млн лет); III – то же, на стадии жесткой коллизии (в настоящее время). Векторы движений и палинспастика даны относительно неподвижной Евразии. Литосферные плиты: ЕА – Евразийская, Аф – Африканская, Ар – Аравийская, А – Анатолийская. Ороклинали складчатого пояса: Вост. – Восточная, Сред. – Срединная, Зап. – Западная

образом по сдвигам [Kissel et al., 2003; Platzman et al., 1998]. Для последних нескольких миллионов лет замечено, что на этом фоне происходит некоторый дополнительный изгиб горной дуги Таврид (в системе Восточной ороклинали): вращение против часовой стрелки убывает до  $5^\circ$  при движении с востока к своду ороклинали, а далее, на ее западном крыле, появляются встречные вращения до  $10^\circ$  [Tatar et al., 2002].

Есть все основания полагать, что с самого начала межконтинентальной коллизии (с позднего эоцена – олигоцена) формирование Западной ороклинали складчатого пояса было тесно связано с развитием Эгейской субдукционной дуги, а Восточной ороклинали – с Кипрской (см. рис. 5). Более того, наблюдаемое пространственное соотношение и геометрическое соответствие показывают, что каждая пара может рассматриваться как единая сложная структура, которая образовалась при совместном действии двух тектонических механизмов, рассмотренных выше: по мере гравитационного отката зоны субдукции происходило образование дуги и на этот процесс накладывался ороклинальный изгиб, обусловленный широтным сжатием, западным течением коллизии масс от Аравийского индентора (см. рис. 6, II).

Для Эгейской дуги (Западной ороклинали) широтное сокращение пространства, измеренное по изгибу офиолитовой сутуры Вардар–Измир–Анкара, превышает 250 км, его скорость могла быть до 1,5 см/год, что соизмеримо со скоростью южной миграции вулканического фронта (1,5–2 см/год). Дуга сильно выгибалась, есть палеомагнитные данные о встречных разворотах: по часовой стрелке – в северо-западной части Эгейского бассейна и против часовой стрелки – в юго-восточной. Их величина равна, соответственно,  $30^\circ$  и  $19^\circ$  для миоцена (25–3 млн лет),  $10^\circ$  и  $15^\circ$  – в последующее время [Walcott, White, 1998]. Мы считаем, что широтное коллизии сжатие со сближением крыльев Эгейской дуги сокращало задуговое пространство уже по мере его меридионального раскрытия, сохранив там сплошное поле континентальной коры с уменьшением ее мощности менее чем вдвое. Ороклинальная деформация объясняет и особенности современного размещения ранне-среднемиоценовых островодужных вулканитов Эгейской дуги, которые оказались скученными на сравнительно небольшой площади. При этом на восточном крыле дуги их пояс оказался ориентированным почти меридионально [Мухин, 1999].

Ороклинальный изгиб Эгейской дуги под давлением с востока, вероятно, обусловил также и линейную синметаморфическую складчатость Аттико-



1, 3 – континентальные обрамления альпийского складчатого пояса: евразийское (1) и африкано-аравийское (3); 2, 4 – то же, под современными морями; 5 – позднемиоценово-кайнозойский аккреционный пояс Евразии; 6 – то же, под современными морями; 7 – бассейны на океанической коре (Л – Левантинская впадина); 8 – пассивные континентальные окраины; 9 – зоны субдукции; 10 – надвиги; 11 – сдвиги; 12 – сбросы; 13 – грабены растяжения, в том числе типа pull-apart; 14 – области разрастания континентальной коры при ее метаморфическом и тектоническом преобразовании над зонами субдукции (АК – Аттико-Кикладская, М – Мендерес, Н – Нидэ); 15, 16 – пояса субдукционного вулканизма (15) и их предполагаемое продолжение (16); 17 – офиолиты; 18 – векторы горизонтальных движений согласно параметрам вращения литосферных плит [DeMets et al., 1990; Savostin et al., 1986], масштабом служит вектор Аравийской плиты на карте III (2,5 см/год); 19 – современные движения по данным GPS [Kahle et al., 2000], масштаб тот же

Кикладской области. Как уже отмечалось, эта область, протянувшаяся перед вулканическим фронтом островной дуги, обособилась в раннем–среднем миоцене в результате разогрева и метаморфизма коры. Она представляла собой механически ослабленную зону между вулканической и невулканической островными дугами. Поэтому при боковом сжатии пластичный материал мог перемещаться от крыльев к замку Эгейской ороклинали, где и формировались линейные складки, вытянутые меридионально, параллельно ее осевой поверхности [Ломизе, 2003].

Позже, с позднего миоцена, компенсационные (по отношению к раскрытию задугового бассейна) перемещения с востока, со стороны Аравийского индентора, стали разломными, они выражены главным образом движением консолидировавшейся к этому времени Анатолийской плиты, отжимаемой на запад в Эгейскую задуговую область (см. рис. 6, III). Многочисленные субширотные грабены по западной окраине плиты выражают перераспределение консолидированной литосферы в обстановке задугового растяжения.

**Состав островодужных вулканитов.** Сравнение молодых вулканитов Эгейской дуги с продуктами вулканизма энсиалической Камчатской дуги обнаруживает сходство мантийных базальтоидов, но заметное отличие кислых и средних пород, которые обогащены компонентами корового происхождения: калием, натрием и литофильными элементами-примесями [Попов и др., 1996]. В качестве возможной причины авторы называют наличие под Кикладами более полноценного древнего континентального субстрата. Вполне вероятно, что вовлечению сиалического материала в субдукционный магмогенез еще больше способствуют рассмотренные выше особенности субдукции в Восточном Средиземноморье: прогрев коры в результате подъема астеносферного материала над отступающим слэбом, а также коллизионные перемещения сиалических горных масс. В этом отношении интересны данные Д.А. Симонова [1998], который провел геохимическое сопоставление не только с породами энсиалической дуги (Японской), но и с коллизионными вулканитами Кавказского сегмента альпид. Обнаружены некоторые отличия кикладских вулканитов от пород субдукционного типа, сближающие их с коллизионными.

### **СПЕЦИФИКА СУБДУКЦИИ В РЕЛИКТОВЫХ БАССЕЙНАХ КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА**

С первых же лет выявления в Средиземноморье зон субдукции было замечено, что, по сравнению с океанскими, они выражены не вполне характерно, отличаясь меньшими размерами и сложной конфигурацией островных дуг, а также некоторыми их геологическими особенностями. К настоящему времени эти отличия известны гораздо полнее и, главное, становится возможным понять и интерпретировать их как закономерное следствие особых тектонических условий, свойственных реликтовому океаническому бассейну межконтинентального коллизионного пояса. Рассмотренные выше данные о развитии зон субдукции Средиземного моря показывают, что их специфику

определяют три главные причины: 1) *перестройка субдукционной кинематики* вследствие резкого замедления конвергенции литосферных плит, испытавших коллизию; 2) *воздействие коллизионных деформаций*, происходящих на смежных участках межконтинентального складчатого пояса; 3) *ограниченность пространства*, в котором развивается субдукция и, следовательно, ограниченность ресурса поглощаемой при этом океанической литосферы.

Воздействие коллизионных деформаций было значительным только на востоке, рядом с Аравийским синтаксисом складчатого пояса, что и обусловило впечатляющее различие зон субдукции Западного и Восточного Средиземноморья. Два других фактора проявились по всему региону, и это предопределило общие тенденции развития.

Специфику субдукции в реликтовых бассейнах Средиземноморского складчатого пояса выражают следующие ее особенности.

**1. Гравитационный откат зон субдукции от активной континентальной окраины** (вследствие резкого торможения пододвигающейся плиты), **обособление и миграция островных дуг с быстрым раскрытием задуговых бассейнов**. Начавшись почти одновременно, такой откат происходил, и все еще продолжается, во всем Средиземноморье. Но только в его западной части этот процесс проявился в чистом виде: задуговое раскрытие там почти полностью компенсировалось рифтогенным утонением континентальной коры и океаническим спредингом.

**2. Ороклинальный изгиб тех островных дуг, которые испытывают коллизионное боковое сжатие**. Сближение крыльев дуги при изгибе сокращает задуговое пространство уже по мере его субдукционного раскрытия, тем самым исключается океанический спрединг в тылу дуги. Такие соотношения проявились в развитии Эгейской зоны субдукции Восточного Средиземноморья начиная с олигоцена. С позднего миоцена откат дуги компенсировался еще и перемещением консолидировавшейся к этому времени Анатолийской плиты, которая отжималась от Аравийского индентора в задуговую область.

**3. Тектонометаморфическая переработка континентальной коры над зоной субдукции перед фронтом вулканической дуги**. Метаморфизм типа Барроу, образование мигматитов и S-гранитоидов проявились в обстановке преддугового растяжения (вязкие сбросы, эксгумация метаморфических ядер). Для Эгейской дуги это происходило в условиях ее ороклинального изгиба и сопровождалось нагнетанием пород, испытывающих метаморфизм, от крыльев ороклинали к ее замку, где формировались линейные складки, параллельные осевой поверхности. Все эти преобразования коры в преддуговой зоне (Аттико-Кикладская область, массивы Мендерес и Нидэ) охватывают время в 15–20 млн лет и могут рассматриваться как выражение длительного термального события, связанного с подъемом астеносферного вещества над отступающим слэбом при его активном откате.

**4. Сложная конфигурация островных дуг в плане**. Определяется быстрым нарастанием кривизны дуги при ее гравитационном откате, а также ограниченностью пространства, в котором перемещается дуга. Одни отрезки дуги, сталкиваясь с континентальными границами реликтового бассейна,

приспосабливаются к их очертаниям и отмирают; другие, которые продолжают взаимодействовать с океанической литосферой, продвигаются вперед, превращаясь в небольшие самостоятельные дуги. Дополнительное искажение формы, ороклинальный изгиб островной дуги, происходит в случае ее коллизионного сжатия.

**5. Специфический состав вулканических продуктов.** Необычность и разнообразие состава вулканитов над зонами субдукции Средиземноморья не раз отмечались исследователями, но характерные отличия от типичных субдукционных вулканитов периокеанических зон, а также природа таких отличий все еще недостаточно исследованы. Вполне вероятно, что свойственная Эгейской дуге обогащенность лав компонентами сиалической коры определяется такими особенностями субдукции в Восточном Средиземноморье, как прогрев коры при подъеме астеносферного материала над отступающим слэбом, а также коллизионные перемещения горных масс. В Западном Средиземноморье замечена повышенная калиевая щелочность вулканитов.

**6. Сравнительно малая глубинность сейсмофокальных зон.** Главные проявления сейсмичности заканчиваются уже на глубине 130–180 км, и только в Калабрийской зоне – на 350 км. В этой и в Гибралтарской зонах некоторое количество очагов образуется еще и в самой нижней части слэбов на глубине до 600–630 км. Судя по тихоокеанским и другим периокеаническим зонам, где субдуцирует зрелая литосфера мезозойского возраста, глубинная часть сейсмофокальных зон могла бы быть выражена лучше. Наиболее вероятная причина преимущественно малой глубинности зон Беньоффа в Средиземноморье – заторможенная при коллизии конвергенция плит. Субдукция там продолжается главным образом за счет гравитационного отката слэба, поэтому скорость ее невелика и уходящая на глубину литосфера, разогреваясь, теряет способность к хрупким деформациям уже на малой глубине.

**7. Неизбежность скорого отмирания зон субдукции.** По мере поглощения в них океанической литосферы реликтовых бассейнов и столкновения с континентальными окраинами скорое отмирание неизбежно. Большая часть Западно-Средиземноморской дуги (на Магрибском и Апеннинском отрезках) отмерла еще в миоцене–плиоцене, Кипрская и Калабрийская дуги также уже теряют свою активность, Эгейская дуга подошла к Киренаикскому выступу африканской окраины и только Гибралтарская вышла в пределы Атлантики и пока продолжает свое развитие. В тылу островных дуг остаются бассейны, в том числе Лигуро-Прованский и Тирренский, которые находятся между выступами сомкнувшихся при коллизии континентальных окраин и поэтому могут избежать коллизионного сжатия и надолго сохраниться после прекращения субдукции, заполняясь осадками. Раскрытие таких *финальных задуговых бассейнов*<sup>4</sup> (на утоненной континентальной и новообразованной океанической коре) завершается с отмиранием субдукции в реликтовом океаническом пространстве.

<sup>4</sup> Усматривается частичная аналогия таких бассейнов с впадинам Черного моря и Южного Каспия. Уместно вспомнить и об известной гипотезе К. Хсю (1988 г.) относительно остаточной природы Джунгарского бассейна.

## Литература

- Вержбицкий Е.В., Казьмин В.Г.* Геотермический режим и особенности тектонического развития бассейнов Западного Средиземноморья // Геотектоника. 1999. № 6. С. 66–75.
- Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Лимонов А.Ф.* Тектоника переходной зоны между коллизционным и субдукционным сегментами Кавказско-Анатолийско-Эгейского региона // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2003. № 5. С. 11–21.
- Лимонов А.Ф.* Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1999. 51 с.
- Ломизе М.Г.* Горизонтальные изгибы офиолитовых сутур и коллизционная кинематика Анатолии // ДАН. 2000. Т. 371, № 2. С. 211–214.
- Ломизе М.Г.* Субдукция в реликтовом бассейне складчатого пояса: эволюция Эгейской островной дуги // ДАН. 2003. Т. 389, № 5. С. 657–661.
- Мухин П.А.* Геологическое строение архипелага Киклады вдоль траверса Эвия–Аморгос (Греция) // Геотектоника. 1999. № 2. С. 61–79.
- Попов В.С., Алексеев А.В., Черная Л.А.* Эгейская островная дуга (Восточное Средиземноморье) в свете геохимических и петрологических данных: возможный состав и глубина залегания магматических источников // Вулканология и сейсмология. 1996. № 4. С. 32–47.
- Симонов Д.А.* Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1998. 27 с.
- Avigad D., Ziv A., Garfunkel Z.* Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the central Aegean (Cyclades, Greece) // Tectonics. 2001. Vol. 20, N 2. P. 277–287.
- Barka A., Saroglu F., Emre O., Kuscu I.* Active faults of Turkey // J. Earth. Predict. Res. 1996. Vol. 5, N 2. P. 413–421.
- Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Makris J., Eppelbaum L.* Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean // Tectonophysics. 2002. Vol. 346, N 1/2. P. 23–43.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103, N B12. P. 30055–30078.
- Brunn J.H.* Les zones helléniques internes et leur extension. Reflexions sur l'orogénese alpine // Bull. Soc. geol. France. 1960. T. 11, N 4. P. 470–477.
- Burchfiel C.B., Nakov R., Tzankov Tz., Royden L.H.* Cenozoic extension in Bulgaria and northern Greece: the northern part of the Aegean extensional regime // Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area / Eds. E. Bozkurt et al. L., 2000. P. 325–352. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; N 173).
- Catalano R., Doglioni C., Merlini S.* On the Mesozoic Ionian Basin // Geophys. J. Int. 2001. Vol. 144, N 1. P. 49–64.
- Cloos M.* Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts // Bull. Geol. Soc. Amer. 1993. Vol. 105, N 6. P. 715–737.
- De Boorder H., Spakman W., White S.H., Wortel M.J.R.* Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 164, N 3/4. P. 569–575.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 101, N 2. P. 425–478.
- Dewey J.F.* Episodicity, sequence, and style at convergent plate boundaries // Geol. Assoc. Canada Spec. Pap. 1980. N 20. P. 553–573.
- Dora O.O., Candan O., Durr S., Oberhansli R.* New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif // Proc. Intern. Earth Sci.: Colloquium on the Aegean Region. Izmir-Guluk, Turkey. 1995. Vol. 1. P. 53–72.
- Dugren S., Hoernle K., van den Bogaard P., Harris C.* Magmatic evolution of the Alboran region: the role of subduction in forming the Western Mediterranean and causing the Messinian salinity crisis // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 218, N 1/2. P. 91–108.



- Fayon A.K., Whitney D.L., Teyssier Ch. et al. Effects of plate convergence obliquity on timing and mechanisms of exhumation of a mid-crustal terrain, the Central Anatolian Crystalline Complex // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 192, N 2. P. 191–205.
- Garfunkel Z. Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 298, N 1/3. P. 5–35.
- Gessner K., Ring U., Johnson C. et al. An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in Western Turkey // *Geology*. 2001. Vol. 29, N 7. P. 611–614.
- Gutscher M.-A., Malod J., Rehault J.-P. et al. Evidence for active subduction beneath Gibraltar // *Geology*. 2002. Vol. 30, N 12. P. 1071–1074.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235, N 4793. P. 1156–1167.
- Hatzfeld D., Karagianni E., Kassaras I. et al. Shear wave anisotropy in the upper mantle beneath the Aegean related to internal deformation // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106, N B12. P. 30737–30753.
- Hejl E., Riedl H., Weingartner H. Post-plutonic unroofing and morphogenesis of the Attic-Cycladic complex (Aegea, Greece) // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 349, N 1/4. P. 37–56.
- Hetzl R., Ring U., Akal C., Troesch M. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey // *J. Geol. Soc., London*. 1995. Vol. 152, N 4. P. 639–654.
- Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G. et al. Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107, N B10, ETG-9. 2235, doi:10.1029/2001JB000393.
- Jolivet L., Faccenna C. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision // *Tectonics*. 2000. Vol. 19, N 6. P. 1095–1106.
- Jolivet L., Faccenna C., Goffe B. et al. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea // *J. Geophys. Research*. 1998. Vol. 103, N B6. P. 12123–12160.
- Kahle H.-G., Cocard M., Peter Y. et al. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates // *J. Geophys. Research*. 2000. Vol. 105, N B10. P. 23353–23370.
- Kaymakci N. Tectono-stratigraphical evolution of the Cankiri Basin (Central Anatolia, Turkey). Ph.D. Thesis. Utrecht, 2000. 248 p. (Geologica Ultraiectina; N 190).
- Kaymakci N., White S.H., Van Dijk P.M. Kinematic and structural development of the Cankiri Basin (Central Anatolia, Turkey): a paleostress inversion study // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 364, N 1/2. P. 85–113.
- Keay S., Lister G. African provenance for the metasediments and metaigneous rocks of the Cyclades, Aegean Sea, Greece // *Geology*. 2002. Vol. 30, N 3. P. 235–238.
- Keay S., Lister G., Buick I. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 342, N 3/4. P. 275–312.
- Khair K., Tsokas G.N. Nature of the Levantine (Eastern Mediterranean) crust from multiple-source Werner deconvolution of Bouguer gravity anomalies // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104, N B11. P. 25469–25478.
- Kissel C., Laj C., Poisson A., Gorur N. Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 362, N 1/4. P. 199–217.
- Kopf A., Mascle J., Klaeschen D. The Mediterranean Ridge: a mass balance across the fastest growing accretionary complex on Earth // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108, N B8, EPM-1. 2372, doi:10.1029/2001JB000473.
- Le Pichon X. Land-locked oceanic basins and continental collision: the eastern Mediterranean as a case example // *Mountain building process* / Ed K.J. Hsu. L.: Acad. press, 1982. P. 201–211.
- Loneragan L., White N. Origin of the Betic-Rif mountain belt // *Tectonics*. 1997. Vol. 16, N 3. P. 504–522.
- Lomize M.G. The final evolution and extinction of Tethyan active margin (from the Srednogorie to the Minor Caucasus) // *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. XVI Congr.: Abstracts*. Vienna, 1998. P. 343.
- Malinverno A., Ryan W.B.F. Extension of the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere // *Tectonics*. 1986. Vol. 5, N 2. P. 227–245.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105, N B3. P. 5695–5719.

- Meijer P.T., Wortel M.J.R.* Cenozoic dynamics of the African plate with emphasis on the Africa-Eurasia collision // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104, N B4. P. 7405–7418.
- Mele G.* High-frequency wave propagation from mantle earthquakes in the Tyrrhenian Sea: new constraints for the geometry of the south Tyrrhenian subduction zone // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25, N 15; P. 2877–2880.
- Morris A., Robertson A.H.F.* Miocene remagnetisation of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta Angle, SW Turkey // *Tectonophysics.* 1993. Vol. 220, N 1/4. P. 243–266.
- Oldow J.S., Ferranti L., Lewis D.S.* et al. Active fragmentation of Adria, the North African promontory, central Mediterranean orogen // *Geology.* 2002. Vol. 30, N 9. P. 779–782.
- Papazachos B.C., Karakostas V.G., Papazachos C.B., Scordilis E.M.* The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc // *Tectonophysics.* 2000. Vol. 319, N 4. P. 275–300.
- Papazachos B.C., Papaioannou Ch.A.* Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area // *Tectonophysics.* 1999. Vol. 308, N 1/2. P. 193–204.
- Platzman E.S., Tapirdamaz C., Sanver M.* Neogene anticlockwise rotation of Central Anatolia (Turkey): preliminary palaeomagnetic and geochronological results // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 299, N 1/3. P. 175–189.
- Ring U., Layer P.W., Reischman Th.* Miocene high-pressure metamorphism in the Cyclades and Crete, Aegean Sea, Greece: evidence for large-magnitude displacement on the Cretan detachment // *Geology.* 2001. Vol. 29, N 5. P. 395–398.
- Robertson A.H.F.* Mesozoic – Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethian oceanic basin and its margins in southern Turkey // *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area* / Eds. E. Bozkurt et al., 2000. P. 97–138. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; N 173).
- Savelli C.* Time-space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations) // *Journ. Geodynamics.* 2002. Vol. 34, N 1. P. 99–126.
- Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P.* et al. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 1–35.
- Spakman W., Wortel M.J.R., Vlaar N.J.* The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic interpretation // Upper mantle delay time tomography. Utrecht, 1989. P. 181–193.
- Tatar O., Gursoy H., Piper J.D.A.* Differential neotectonic rotations in Anatolia and the Tauride Arc: palaeomagnetic investigation of the Erenlerdag Volcanic Complex and Isparta volcanic district, south-central Turkey // *Journ. Geol. Soc., London.* 2002. Vol. 159, N 3. P. 281–294.
- Trotet F., Jolivet L., Vidal O.* Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece) // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 338, N 2. P. 179–206.
- Tuysuz O., Dellalloglu A.A., Terzioglu N.* A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of Northern Turkey // *Tectonophysics.* 1995. Vol. 243, N 1/2. P. 173–191.
- Walcott C.R., White S.H.* Constraints on the kinematics of post-orogenic extension imposed by stretching lineations in the Aegean region // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 298, N 1/3. P. 155–175.
- Whitney D.L., Dilek Y.* Core complex development in Central Anatolia, Turkey // *Geology.* 1998. Vol. 25, N 11. P. 1023–1026.
- Wortel M.J.R., Spakman W.* Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region // *Science.* 2000. Vol. 290, N 5498. P. 1910–1917.
- Yanev Y., Innocenti F., Manetti P., Serri G.* Paleogene collision magmatism in eastern Rhodopes (Bulgaria) – western Thrace (Greece): temporal migration, petrochemical zoning and geodynamic significance // *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. XV Congr., Proceedings, Athens, 1995.* P. 578–583.
- Yilmaz Y.* New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. Vol. 105, N 2. P. 251–271.
- Yilmaz Y., Genc S.C., Karacik Z., Altunkaynak S.* Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance // *J. Geodynamics.* 2001. Vol. 31, N 1/3. P. 243–271.

- Fayon A.K., Whitney D.L., Teyssier Ch. et al.* Effects of plate convergence obliquity on timing and mechanisms of exhumation of a mid-crustal terrain, the Central Anatolian Crystalline Complex // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 192, N 2. P. 191–205.
- Garfunkel Z.* Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 298, N 1/3. P. 5–35.
- Gessner K., Ring U., Johnson C. et al.* An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in Western Turkey // *Geology*. 2001. Vol. 29, N 7. P. 611–614.
- Gutscher M.-A., Malod J., Rehault J.-P. et al.* Evidence for active subduction beneath Gibraltar // *Geology*. 2002. Vol. 30, N 12. P. 1071–1074.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235, N 4793. P. 1156–1167.
- Hatzfeld D., Karagianni E., Kassaras I. et al.* Shear wave anisotropy in the upper mantle beneath the Aegean related to internal deformation // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106, N B12. P. 30737–30753.
- Hejl E., Riedl H., Weingartner H.* Post-plutonic unroofing and morphogenesis of the Attic-Cycladic complex (Aegea, Greece) // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 349, N 1/4. P. 37–56.
- Hetzl R., Ring U., Akal C., Troesch M.* Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey // *J. Geol. Soc., London*. 1995. Vol. 152, N 4. P. 639–654.
- Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G. et al.* Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107, N B10, ETG-9. 2235, doi:10.1029/2001JB000393.
- Jolivet L., Faccenna C.* Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision // *Tectonics*. 2000. Vol. 19, N 6. P. 1095–1106.
- Jolivet L., Faccenna C., Goffe B. et al.* Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea // *J. Geophys. Research*. 1998. Vol. 103, N B6. P. 12123–12160.
- Kahle H.-G., Cocard M., Peter Y. et al.* GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates // *J. Geophys. Research*. 2000. Vol. 105, N B10. P. 23353–23370.
- Kaymakci N.* Tectono-stratigraphical evolution of the Cankiri Basin (Central Anatolia, Turkey). Ph.D. Thesis. Utrecht, 2000. 248 p. (Geologica Ultraiectina; N 190).
- Kaymakci N., White S.H., Van Dijk P.M.* Kinematic and structural development of the Cankiri Basin (Central Anatolia, Turkey): a paleostress inversion study // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 364, N 1/2. P. 85–113.
- Keay S., Lister G.* African provenance for the metasediments and metaigneous rocks of the Cyclades, Aegean Sea, Greece // *Geology*. 2002. Vol. 30, N 3. P. 235–238.
- Keay S., Lister G., Buick I.* The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 342, N 3/4. P. 275–312.
- Khair K., Tsokas G.N.* Nature of the Levantine (Eastern Mediterranean) crust from multiple-source Werner deconvolution of Bouguer gravity anomalies // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104, N B11. P. 25469–25478.
- Kissel C., Laj C., Poisson A., Gorur N.* Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 362, N 1/4. P. 199–217.
- Kopf A., Masclé J., Klaeschen D.* The Mediterranean Ridge: a mass balance across the fastest growing accretionary complex on Earth // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108, N B8, EPM-1. 2372, doi:10.1029/2001JB000473.
- Le Pichon X.* Land-locked oceanic basins and continental collision: the eastern Mediterranean as a case example // *Mountain building process* / Ed K.J. Hsu. L.: Acad. press, 1982. P. 201–211.
- Loneragan L., White N.* Origin of the Betic-Rif mountain belt // *Tectonics*. 1997. Vol. 16, N 3. P. 504–522.
- Lomize M.G.* The final evolution and extinction of Tethyan active margin (from the Srednogorie to the Minor Caucasus) // *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. XVI Congr.: Abstracts*. Vienna, 1998. P. 343.
- Malinverno A., Ryan W.B.F.* Extension of the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere // *Tectonics*. 1986. Vol. 5, N 2. P. 227–245.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al.* Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105, N B3. P. 5695–5719.

- Meijer P.T., Wortel M.J.R.* Cenozoic dynamics of the African plate with emphasis on the Africa-Eurasia collision // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104, N B4. P. 7405–7418.
- Mele G.* High-frequency wave propagation from mantle earthquakes in the Tyrrhenian Sea: new constraints for the geometry of the south Tyrrhenian subduction zone // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25, N 15; P. 2877–2880.
- Morris A., Robertson A.H.F.* Miocene remagnetisation of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta Angle, SW Turkey // *Tectonophysics.* 1993. Vol. 220, N 1/4. P. 243–266.
- Oldow J.S., Ferranti L., Lewis D.S.* et al. Active fragmentation of Adria, the North African promontory, central Mediterranean orogen // *Geology.* 2002. Vol. 30, N 9. P. 779–782.
- Papazachos B.C., Karakostas V.G., Papazachos C.B., Scordilis E.M.* The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc // *Tectonophysics.* 2000. Vol. 319, N 4. P. 275–300.
- Papazachos B.C., Papaioannou Ch.A.* Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area // *Tectonophysics.* 1999. Vol. 308, N 1/2. P. 193–204.
- Platzman E.S., Tapirdamaz C., Sanver M.* Neogene anticlockwise rotation of Central Anatolia (Turkey): preliminary palaeomagnetic and geochronological results // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 299, N 1/3. P. 175–189.
- Ring U., Lauer P.W., Reischman Th.* Miocene high-pressure metamorphism in the Cyclades and Crete, Aegean Sea, Greece: evidence for large-magnitude displacement on the Cretan detachment // *Geology.* 2001. Vol. 29, N 5. P. 395–398.
- Robertson A.H.F.* Mesozoic – Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethian oceanic basin and its margins in southern Turkey // *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area* / Eds. E. Bozkurt et al. L., 2000. P. 97–138. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; N 173).
- Savelli C.* Time-space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations) // *Journ. Geodynamics.* 2002. Vol. 34, N 1. P. 99–126.
- Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P.* et al. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 1–35.
- Spakman W., Wortel M.J.R., Vlaar N.J.* The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic interpretation // *Upper mantle delay time tomography.* Utrecht, 1989. P. 181–193.
- Tatar O., Gursoy H., Piper J.D.A.* Differential neotectonic rotations in Anatolia and the Tauride Arc: palaeomagnetic investigation of the Erenlerdag Volcanic Complex and Isparta volcanic district, south-central Turkey // *Journ. Geol. Soc., London.* 2002. Vol. 159, N 3. P. 281–294.
- Trotet F., Jolivet L., Vidal O.* Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece) // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 338, N 2. P. 179–206.
- Tuysuz O., Dellaloglu A.A., Terzioglu N.* A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of Northern Turkey // *Tectonophysics.* 1995. Vol. 243, N 1/2. P. 173–191.
- Walcott C.R., White S.H.* Constraints on the kinematics of post-orogenic extension imposed by stretching lineations in the Aegean region // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 298, N 1/3. P. 155–175.
- Whitney D.L., Dilek Y.* Core complex development in Central Anatolia, Turkey // *Geology.* 1998. Vol. 25, N 11. P. 1023–1026.
- Wortel M.J.R., Spakman W.* Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region // *Science.* 2000. Vol. 290, N 5498. P. 1910–1917.
- Yanev Y., Innocenti F., Manetti P., Serri G.* Paleogene collision magmatism in eastern Rhodopes (Bulgaria) – western Thrace (Greece): temporal migration, petrochemical zoning and geodynamic significance // *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. XV Congr., Proceedings, Athens, 1995.* P. 578–583.
- Yilmaz Y.* New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. Vol. 105, N 2. P. 251–271.
- Yilmaz Y., Genc S.C., Karacik Z., Altunkaynak S.* Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance // *J. Geodynamics.* 2001. Vol. 31, N 1/3. P. 243–271.

## КОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОГО УРАЛА

### ВВЕДЕНИЕ

Основные представления о структуре Южного Урала, формирование которой связано с процессами коллизии Восточно-Европейской платформы (палеоконтинента – ВЕП), Восточно-Уральского микроконтинента и Казахстанского каледонского континента, были разработаны в результате исследований, проведенных в 70–80-е годы XX в. Именно в это время была предложена модель покровно-складчатого сооружения Урала, сформировавшегося на месте системы океанических бассейнов Палеоурала [Пейве и др., 1972; Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976; Перфильев, 1979; Самыгин, 1980; Формирование..., 1986]. Было показано, что Южный Урал представляет собой дивергентное (веерообразное) покровно-складчатое сооружение, возникшее вследствие встречного пододвигания ВЕП и Казахстанского континента по направлению осевых частей Палеоурала (Присакмаро-Вознесенская и Магнитогорская зоны). Оно сопровождалось выжиманием и навалкиванием разнообразных палеоуральских комплексов на континентальные блоки с образованием сложно построенных аллохтонных масс (в том числе офиолитовых). Геофизические работы по проекту УРСЕЙС-95 существенно детализировали эту схему, подтвердив ее в принципе [Глубинное..., 2001]. Далее дается характеристика основных структурно-формационных зон Южного Урала с использованием сейсмических данных.

### ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Профиль УРСЕЙС (рис. 1) пересекает Южный Урал, захватывая все наиболее крупные зоны этого сооружения, в пределах которого выделяются следующие основные элементы: ВЕП, Западно-Уральский, Восточно-Уральский, Зауральский и Казахстанский домены.

**Восточно-Европейская платформа.** ВЕП представлена на профиле западной, слабо дислоцированной частью Предуральского краевого прогиба. Рифейско-палеозойские породы осадочного чехла представлены здесь терригенно-карбонатной серией мощностью до 15 км, несогласно перекрывающей архейско-палеопротерозойский фундамент. Эти отложения слабо деформированы; а главные их элементы легко распознаются на временном разрезе. Сейсмические данные показывают, что кристаллический фундамент постепенно погружается под более восточные зоны и прослеживается,

не теряя сплошности, в нижней части профиля. В качестве восточной границы платформы рассматривается Шиханский (в более южных районах Касмарский) надвиг, по которому на нее шарьированы относительно сильно деформированные серии Западно-Уральского домена.

**Западно-Уральский домен.** Включает восточную часть Предуральского прогиба, Башкирскую, Зилаирскую, Сакмаро-Кракинскую зоны и зону Уралтау. Его структура образована серией тектонических пластин, состоящих из деформированных рифейско-палеозойских пород, среди которых существенную роль играет средне- и верхнепалеозойский флиш.

**Восточная часть Предуральского прогиба** сложена маломощным (до 3 км) комплексом терригенных и карбонатных пород ( $D_1-P$ ), без видимого несогласия перекрывающих толщу рифейско-вендских осадков.

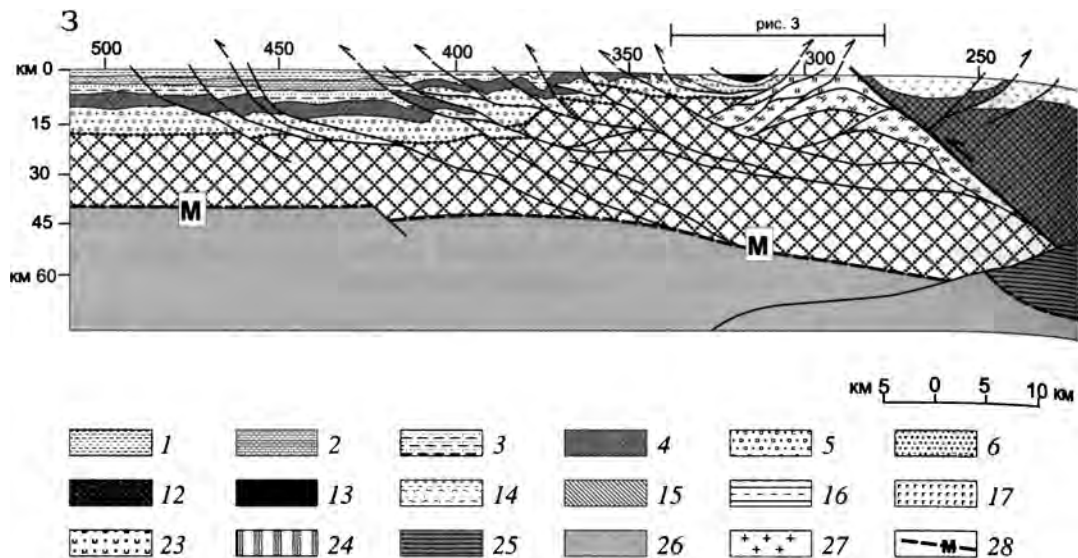
**Башкирская зона** (“антиклинорий”) образована рифейско-вендскими преимущественно терригенно-карбонатными толщами мощностью до 20 км. С запада она ограничена Ташлинской зоной разломов. В структурном отношении зона представляет собой серию тектонических пластин. С запада на восток это Ашинская, Западно-Башкирская, Инзерская, Ямантауская и Авзянско-Маярдакская пластины. С запада на восток (снизу вверх) в каждой следующей пластине на поверхность выводятся все более глубинные части разреза. Так, например, в Ашинской обнажены верхнерифейские и вендские отложения, а в Авзянско-Маярдакской представлен полный разрез рифея. Общая дивертикуляция структуры вообще характерна для Западно-Уральского домена.

Чешуйчатая структура Предуральского прогиба и Башкирской зоны хорошо выражена и в вибро-, и во взрывной версиях профиля. Главные позднепалеозойские надвиги (Шиханский, Ташлинский, Зильмердакский, Зюраткульский и др.) на поверхности представляют собой более или менее крутые взбросы. Однако на глубине они выполаживаются, сливаясь с региональным срывом (детachment), расположенным в кристаллическом фундаменте [Brown et al., 1997, 1998].

**Зилаирская зона** образована ордовикско-девонскими кремнисто-карбонатно-терригенными отложениями, выполняющими крупную синформу, осевая часть которой образована зилаирским флишем ( $D_3-C_1$ ).

**Сакмаро-Кракинская зона** представлена двумя аллохтонными массами – Кракинской (на севере) и Сакмарской (на юге). Кракинский аллохтон залегает на зилаирском флише и состоит из двух пластин: нижней (кремнисто-терригенная толща ордовика–девона) и верхней (офиолитовые массивы Крака). На линии профиля ультрамафиты образуют тонкую, полого залегающую пластину, мощностью не более 2 км.

Сакмарский аллохтон построен гораздо сложнее. Он представляет собой сложную систему разнофациальных тектонических покровов. В самом общем виде здесь выделяются следующие типы разрезов: сакмарский (черносланцево-кремнистый,  $O-D_2$ ), сугралинский (кремнисто-вулканогенный,  $O-D_3$ ), губерлинский (контрастно дифференцированные вулканиты и туфотерригенные породы,  $O-D_2$ ), сарбайский (кремни,  $S-D_3f$ ; граувакковый флиш,  $D_3fm-C_1t$ ). Отличительной чертой Сакмарского аллохтона является

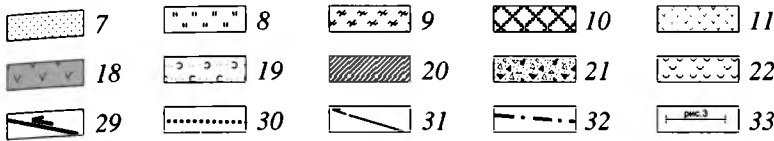
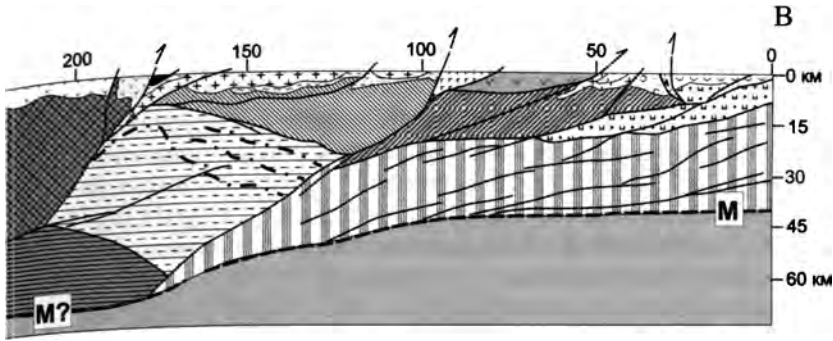


**Рис. 1.** Принципиальный геолого-геофизический разрез вдоль сейсмического профиля УРСЕЙС (по: [Савельев и др., 2001] с изменениями и дополнениями)

1–10 – комплексы Восточно-Европейской платформы и Западного домена: 1 – девонско-пермские, 2 – вендские, 3 – верхнерифейские, 4 – среднерифейские, 5 – нижнерифейские, 6 – ордовикско-девонские терригенно-карбонатные, 7 – верхнедевонские флишевые, 8 – ниже-среднепалеозойские сланцевые (суванякский комплекс), 9 – докембрийские и палеозойские эклогитсодержащие (максютовский комплекс), 10 – архейско-нижнепротерозойский фундамент Восточно-Европейской платформы; 11–16 – Восточно-Уральский домен: 11, 12 – комплексы Магнитогорской зоны: (11 – девонско-каменноугольные вулканогенные и вулканогенно-осадочные (островодужные), 12 – меланократовый фундамент Магнитогорской зоны), 13 – офиолитовые аллохтоны, 14–16 – комплексы Восточно-Уральской зоны: (14 – ниже-среднепалеозойские терригенные, 15 – докембрийско-нижнепалеозойские (?) сланцевые, 16 – докембрийские гнейсово-сланцевые); 17–21 – комплексы Зауральского домена: 17 – нижнекаменноугольные меланокра-

исключительно широкое развитие серпентинитовых меланжей и микститолистостромовых толщ ( $D_2$ – $C_2$ ). Верхними элементами аллохтона являются Кемпирсайский, Хабарнинский и Катралинский офиолитовые массивы, имеющие сходную структурную позицию с массивами Крака.

Зона Уралтау включает два комплекса метаморфических пород: суванякский и максютовский. Первый образован преимущественно палеозойскими кремнисто-терригенными толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Второй представлен метаморфизованными офиолитами (в том числе глаукофановыми сланцами и эклогитами) и аркозовыми песчаниками. Среди этих образований, скорее всего, присутствуют как докембрийские, так и палеозойские комплексы [Захаров, Пучков, 1994; Пучков, 2000; Самыгин и др., 2003]. Более определенно устанавливается средне-позднедевонский возраст высокобарического метаморфизма пород максютовского комплекса [Шацкий и др., 1997]. На профиле отчетливо видна правильная антиформная структура зоны. В то же время, нельзя исключить, что здесь антиклинально изогнута система покровных пластин, надвинутых на восточное крыло Зилаирской синформы. Иными словами, допускается [Пучков, 2000;



товые Карталинской зоны, 18 – ниже-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные (островодужные) Варненской зоны, 19 – ниже-среднепалеозойские терригенные и сланцевые Зауральской зоны, 20 – докембрийские и нижепалеозойские (?) сланцевые Зауральской зоны, 21 – верхнедевонские и нижнекаменноугольные кремнистые и олистостромовые Камышлыаятской зоны; 22–24 – комплексы Казахстанского домена: 22 – нижнекаменноугольные вулканогенные и девонские терригенно-карбонатные Денисовской зоны, 23 – ордовикские офиолиты Денисовской зоны, 24 – докембрийские метаморфические Казахстанского каледонского континента; 25 – нижнекоровые комплексы Восточно-Уральского домена, насыщенные базитовым материалом; 26 – комплексы верхней мантии; 27 – позднепалеозойские гранитоиды; 28 – граница Мохо; 29 – Главный Уральский разлом; 30 – кровля архейско-нижнепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы; 31 – крупные надвиги и покровы; 32 – структурные линии в докембрийских комплексах Восточно-Уральской зоны; 33 – положение разреза, показанного на рис. 3 к югу от линии профиля УРСЕЙС

Самыгин, Руженцев, 2003] общее покровное строение Уралтауской зоны, являющейся верхним структурным элементом Западно-Уральского домена.

Западно-Уральский домен на Южном Урале – сложно, но закономерно построенная система структур с определенной пространственной последовательностью разрывно-складчатых нарушений. С запада на восток это: 1) внешняя впадина Предуральского прогиба, для подсолевого ложа которого характерны узкие гребневидные антиклинали, сопряженные с продольными надвигами и разделенные широкими плоскими синклиналями; 2) зона передовых складок восточной части Предуральского прогиба – серия гармонично сопряженных дислокаций, экранируемых снизу Шиханским (Касмарским) надвигом; 3) Зилаирская синформа – область развития напряженных кливажных складок; 4) Сакмаро-Кракинская зона – система аллохтонов (в том числе офиолитовых).

Структурная модель западного склона Южного Урала в общем виде сводится к следующему [Руженцев, 1976; Казанцев, 1984; Руженцев, Самыгин, 2004]. Намечается устойчивая тенденция к увеличению напряженности деформаций с запада на восток. Это выражается как в росте напряженности



складчатых нарушений, так и в увеличении амплитуды надвигов от небольших сколов в зоне гребневидных складок до крупных шарьяжей с видимым перебросом в десятки километров в пределах Сакмаро-Кракинской зоны. Судя по сейсмическим данным (см. рис. 1), мощность покровно-складчатого пакета увеличивается к востоку и сопровождается погружением плоскостей сместителей в этом же направлении. Важнейшим результатом исследований по проекту УРСЕЙС является, на наш взгляд, обоснование структурных связей оперяющих надвигов с системой регионально выраженных базальных срывов, экранирующих снизу поверхностные деформации.

Таким образом, механизм формирования покровно-складчатой структуры Западно-Уральского домена можно представить следующим образом. В основе его лежит процесс тектонического сучивания, реализуемого в разрезе деформируемой толщи неравномерно. На глубинных уровнях оно проявляется в виде системы фронтальный надвиг – тыловой срыв, приводящей к структурному расслоению деформируемой толщи на обособленные литопластины. В поверхностных условиях формировались складки продольного изгиба, отражающие дисгармоничное смятие сорванных толщ. Ступенчатое расположение аллохтонов, образованных комплексами разного возраста и состава, связано с тем, что базальный срыв для каждого из них проходил на разных уровнях, переходя с верхнепалеозойского – во внешней впадине Предуральского прогиба – до кристаллического фундамента – в Башкирской и меланократового основания – в Сакмаро-Кракинской зонах. Обособившаяся сорванная масса в результате прогрессирующего сжатия и регенерации граничных разломов между отдельными структурно-формационными комплексами в оперяющие базальный срыв надвиги распадалась на отдельные пластины (“фациальные” покровы), которые впоследствии деформировались дополнительно, обуславливая появление рассмотренной выше сложной чешуйчатой структуры.

**Восточно-Уральский домен.** Включает три зоны: Присакмаро-Вознесенскую, Магнитогорскую и Восточно-Уральскую. От Западно-Уральского он отделен Главным Уральским разломом (ГУР), который на Южном Урале представляет собой серию офиолитовых массивов и полосы серпентинитовых меланжей, тянущихся вдоль восточного края Уралтау. Ширина зоны ГУР часто не превышает 1 км. На сейсмическом профиле он выражен достаточно слабой зоной отражения, падающей на восток под углом  $60^\circ$ . Лучше ГУР проявлен в гравитационных и магнитных полях [Doring et al. 1997].

**Присакмаро-Вознесенская зона** – узкая структура, расположенная между ГУР’ом и Западно-Ирендыкским разломом. Здесь широко развиты офиолиты, включая базальтовые и черносланцевые тощи (O–S), перекрытые кремнистым чехлом (S–D<sub>3</sub>). Зона характеризуется крайне сложной структурой. Работы, выполненные в последние годы в ее южной части, показали [Руженцев, Самыгин, 2004], что зона имеет покровное строение. В качестве относительного автохтона здесь выделяются вулканогенно-туфогенные толщи (D<sub>1</sub>–D<sub>2</sub>ef<sub>2</sub>, баймак-бурибаевская, актауская, аналоги ирендыкской и карамалыташской свит Магнитогорской зоны), вскрытые в ядрах ряда антиформ под ультрабазитами, базальтами (O), черными сланцами и кремнями (S–D) собственно Присакмаро-Вознесенской зоны (рис. 2). Разрез последней тек-

**Рис. 2.** Сводный геологический разрез северного крыла Казанкинской атиформы (Присакмаро-Вознесенская зона [Руженцев, Самыгин, 2004])

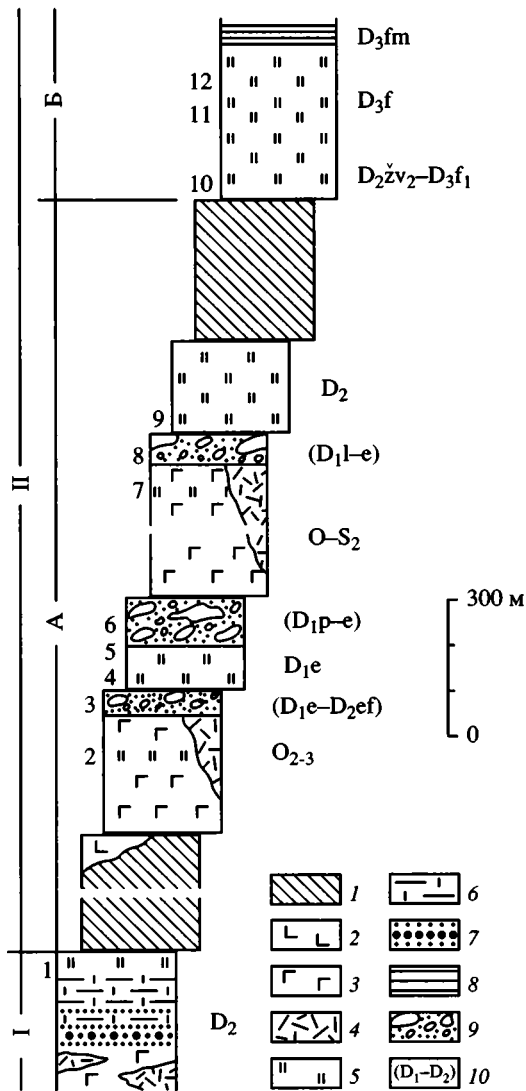
1 – гарцбургиты, дуниты, серпентинитовый меланж; 2 – габбро; 3 – базальты; 4 – ридолиты, их туфы; 5 – кремни; 6 – туффиты, туфоалевролиты; 7 – вулканогенно-обломочные породы, тефроиды; 8 – граувакковый флиш; 9 – микститы; 10 – установленный возраст кремней в олистолитах

Цифры слева от колонок – уровни отбора органических остатков: 1 – *Tortodus* sp., *Belodella* sp., *Panderodus* sp. ( $D_2$ ); 2 – *Scabardella altipis* Oreh., *Panderodus gracilis* (Brans. et Mehl.) ( $O_3a\delta$ ); 3 – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus* sp. ( $D_{1e}$ ) и *Pol. costatus costatus* Klapp. ( $D_{2ef_1}$ ); 4 – *Pol. cf. gronbergi* Klapp. et Johns ( $D_{1e_1}$ ); 5 – *Pol. costatus patulus* Klapp. ( $D_{1e_2}$ ); 6 – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) ( $D_{1p-e}$ ); 7 – граптолиты верхнего силура (данные А.А. Захарова и Б.М. Садрисламова); 8 – *Pandorinellina optima* (Mosk.) ( $D_{1_2}$ ) и *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus* sp. ( $D_{1e_1}$ ); 9 – *Polygnathus costatus costatus* Klapp. ( $D_{2ef_1}$ ); 10 – *Pol. dubuis* Hinde ( $D_2\check{z}v_2-D_3f_1$ ); 11 – *Palmatolepis transistans* Müll. ( $D_3f_1$ ); 12 – *Pal. hassi* Müll. et Müll., *Pal. cf. subrecta* Müll. et Youngq., *Polygnathus foliatus* Bruant. ( $D_3f_2$ ).

I – Магнитогорская зона, II – Присакмаро-Вознесенская зона (А – нижняя система литопластин, Б – Нигматовский покров)

тонически расслоен. Здесь выделяются два структурных элемента. Нижний представлен системой пластин (ультрабазиты, реже габбро, базальты ордовика, кремни силура – среднего девона), расслоенных горизонтами микститов. Верхний, выделяемый как Нигматовский покров, образован кремнями ( $D_2\check{z}v_2-D_3f$ ), граувакковым флишем ( $D_3fm-C_1$ ) и известняками ( $C_1$ ). Он представляет собой относительно слабо дислоцированную, монолитную массу, которая в ряде мест подстилается микститам, содержащими глыбы пород верхнего девона и нижнего карбона [Мизенс, 2002; Руженцев и др., 2002], что и позволяет рассматривать Нигматовскую сорванную пластину как тектонический покров.

*Магнитогорская зона* образована разнообразными девонско-каменноугольными вулканогенно-осадочными толщами, относящимися к реликтам Магнитогорской энсиматической островной дуги. На западе зона ограничена Западно-Ирендыкским, с востока – Алтынташ-Кидишским надвигами, от-



носителем хорошо выраженными на вибро- и взрывных сериях сейсмопрофиля падением к западу под углом  $45\text{--}50^\circ$  (см. рис. 1).

Глубинная структура Магнитогорской зоны существенно отличается от соседних зон. Здесь кора обладает повышенной мощностью, а положение границы М становится гораздо менее определенным. С вероятностью 15% след от отражающей границы М определяется с помощью метода COSCAD на глубине 60–65 км. Другие методы определения слабых сигналов не дают здесь определенных результатов, поэтому присутствие такой границы в этой части профиля до сих пор проблематично. В то же время, к западу и востоку от нее граница М прослеживается надежно.

Верхняя часть коры (до глубины 15–20 км), согласно сейсмически данным, характеризуется акустическими контрастами, мелкоблоковой структурой и разноориентированным положением рефлекторов. Напротив, нижняя часть разреза (до глубин 60–65 км) гораздо более прозрачна. Отсутствие надежных сейсмических маркеров, которые могут помочь в создании структурного образа коры, может быть связано с большей абсорбцией сейсмической энергии в верхней части разреза, а также с отсутствием рефлекторов в нижней коре, где развиты сравнительно однообразные и плотные мафит-ультрамафитовые массы, что подтверждается гравиметрическими данными [Döging et al., 1997]. Предполагается, что Магнитогорская зона имеет аномально мощную кору (до 60–65 км), большая часть которой насыщена мафит-ультрамафитовым материалом. Такой состав коры также предполагает отсутствие блоков докембрийского кристаллического фундамента, широкое развитие вулканитов основного и среднего состава, габброидных и ультрамафитовых тел; незначительные объемы гранитоидов характеризуются примитивными первичными изотопными отношениями [Ферштатер, Беа, 1993; Богатов и др., 2000].

*Восточно-Уральская зона* ограничена надвигами: Алтынташ-Кидишским – на западе и Карталинским – на востоке. Центральную позицию в зоне занимает осевая Чесма-Джабыкская антиформа, состоящая из автохтонных комплексов. С запада и востока она обрамляется синформами, в строении которых участвует несколько аллохтонных пластин. Автохтон образован докембрийскими гнейсами и ордовикскими вулканогенно-осадочными породами. Аллохтонный комплекс составляют три серии покровов (снизу вверх): нижняя представлена серпентинитовым меланжем; средняя образована вулканогенно-осадочным комплексом ( $D_3\text{--}C_1$ ) и верхняя – серпентинитовым меланжем, базальтами (О) и кремнисто-терригенными породами  $D_{2-3}$  [Тевелев, Кошелева, 2002].

Специфические черты Восточно-Уральской зоны – это обилие каменноугольно-пермских гранитоидов (Джабыкский, Чеминский, Неплюевский, Суундукский и другие массивы). Огромный объем гранитоидов может быть результатом позднепалеозойской ремобилизации метаморфического фундамента этой зоны. Профиль пересекает крупнейший на Урале Джабыкский гранитный массив, который имеет вертикальную мощность 8–12 км. В плане он характеризуется гравитационной и магнитной гетерогенностью, выраженной концентрическими аномалиями.

Таким образом, Восточно-Уральский домен представляет собой асимметричное дивергентное покровно-складчатое сооружение. Присакмаро-Вознесенская зона рассматривается как его осевая сутура, структурно зажатая между комплексами Уралтауской и Магнитогорской зон. Западное крыло этого сооружения образовано кремнистыми толщами (S–D<sub>3</sub>f) и граувакками (D<sub>3</sub>fm–C<sub>1</sub>) сарбайского комплекса и офиолитами Кракинского, Хабарнинского и Кемпирсайского массивов [Руженцев, Савельева, 2003]. В этом смысле показательна возрастная и вещественная тождественность отложений сарбайского комплекса (покрова) Сакмарской зоны и Нигматовского покрова Присакмаро-Вознесенской зоны, которая рассматривается как корневая область аллохтонов Сакмаро-Кракинской зоны. Соответственно, офиолиты ГУР'а являются корневыми для офиолитовых аллохтонов.

Структура восточного крыла определяется отмеченным ранее налеганием серии тектонических пластин пород Присакмаро-Вознесенской зоны на вулканогенно-осадочные отложения магнитогорского типа. В ряде случаев последние непосредственно перекрыты мощными аллохтонами Байгускаровского и Халиловского офиолитовых массивов, смещение которых имело вергентность, противоположную надвиганию офиолитовых масс Сакмаро-Кракинской зоны.

Таким образом, формирование структуры Восточно-Уральского домена обусловлено встречным движением толщ Западно-Уральского домена (в том числе Уралтау), с одной стороны, и толщ Магнитогорской и Восточно-Уральской зон – с другой, выразившемся в пододвигании тех и других под структурно-формационные комплексы Присакмаро-Вознесенской зоны.

**Зауральский домен.** Характеризуется наличием серии мощных, падающих на запад рефлекторов, выделяемых как Карталинская система разломов (КОР) [Berzin et al., 1996; Echtler et al., 1996]. Непрерывная серия рефлекторов – КОР – протягивается на десятки километров с падением на запад под углами 30–40°. Эти рефлекторы преобладают в средней и нижней коре, где прослеживаются до глубины около 40–50 км. Здесь они сливаются с хорошо выраженной падающей на запад границей между зоной с рефлекторами и прозрачной зоной, которая интерпретируется как граница М. Взаимоотношения между более крутыми, падающими на запад, индивидуальными зонами разломов и границей М позволяют предполагать, что собственно М выражена здесь как главная разломная зона. Ближе к поверхности, на глубине до 20 км, выбросейсмичные рефлекторы гораздо более прерывисты и не обнаруживают однородной вергентности (см. рис. 1). Здесь предполагается наличие более ранних структур, которые сейчас не поддаются расшифровке.

В Зауральском домене выделяется четыре зоны: Карталинская, Варнинская, Зауральская, Камышляятская.

**Карталинская зона** ограничена Карталинским разломом на западе и полосой метаморфизованных ранне-среднепалеозойских комплексов на востоке. Зона образована в основном базальтами, габброидами, известняками и сланцами раннекаменноугольного возраста.

**Варненская зона** представлена ордовикскими офиолитами и перекрывающими их кремнисто-терригенными карбонатными и вулканогенными силу-

рийскими и нижнедевонскими породами, а также наличием фаменско-нижнетурнейских карбонатных отложений [Тевелев, Кошелева, 2002]. По строению разреза и комплексам органических остатков ордовикско-силурийские толщи Варненской зоны близки к островодужным разрезам Тагильской зоны Среднего Урала.

*Зауральская зона* характеризуется широким развитием плохо датированных протерозойских и ордовикских (?) кремнисто-терригенных комплексов. Важная черта терригенных пород – это их кварцевый или кварц-слюдистый состав, характерный для континентальных провинций [Евлентьев, Гауер, 1981]. Эти комплексы перекрыты с резким несогласием каменноугольными терригенно-карбонатными отложениями.

Особенности строения и состава вулканогенно-осадочных толщ Карталинский и Варненской зон позволяют предполагать, что их формирование связано с различными энзиматическими структурами. По сейсмическим данным устанавливается, что комплексы этих зон образуют пакеты маломощных тектонических пластин, залегающих на образованиях Зауральской зоны.

*Камышляятская зона* – это узкая (5–10 км) протяженная структура, выклинивающаяся в северном направлении. Она сложена верхнедевонскими кремнистыми, кремнисто-туфогенными и олистостромовыми толщами [Дегтярев и др., 2001].

*Казахстанский домен.* Располагается в основном к востоку от начала (0 км) профиля УРСЕЙС, и на линию профиля попадает только Денисовская зона. В ее строении участвуют ордовикские офиолиты, перекрытые силурийскими и нижнедевонскими терригенными толщами, среднедевонско-нижнекаменноугольными известняками и ниже-среднекаменноугольными эффузивами [Иванов, 1998; Пучков, 2000]. Каменноугольные вулканиты являются наиболее западным фрагментом Валерьяновского вулканоплутонического пояса. Офиолиты Денисовской зоны в виде крупной полого (30°) падающей на запад пластины прослеживаются в верхней части профиля, тектонически расслаивая различные метаморфические комплексы (см. рис. 1).

К востоку от Денисовской зоны располагается Валерьяновская зона, сложенная мощным (до 3 км) комплексом ниже-среднекаменноугольных вулканитов и туфотерригенных пород средне-основного состава. Вулканиты подстилаются карбонатными толщами ( $D_2-C_1$ ) и континентальными кислыми и средними эффузивами ( $D_{1-2}$ ), являющимися характерными элементами разреза каледонских сооружений Центрального Казахстана.

## ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Профиль УРСЕЙС-95 дал много информации для расшифровки пространственных соотношений различных структурно-формационных комплексов Южного Урала, создав основу для палеотектонических реконструкций. Начиная с венда, здесь существовала Восточно-Европейская континентальная окраина Прото- и Палеоурала, претерпевшая несколько этапов струк-

турно-тектонических преобразований. Одним из наиболее дискуссионных вопросов тектоники Южного Урала является проблема пространственно-временных связей прото- и палеоуральских комплексов. Согласно наиболее распространенной точке зрения, палеоуральские бассейны являются новообразованными рифтогенными структурами (см., например: [Пучков, 2000]), возникшими в результате распада Евросибирского континента. В модели унаследованного развития предполагается, что океанический бассейн к востоку от ВЕП (здесь и далее – современные координаты) существовал уже в рифее и венде, продолжая развиваться и в палеозое [Самыгин, Руженцев, 2003; и др.]. По нашим данным, выделяются определенные этапы развития Палеоурала, каждый из которых характеризуется набором структурно-формационных комплексов, группирующихся в латеральные ряды. Ниже дана краткая характеристика таких рядов.

**Венд – ранний кембрий.** С запада на восток выделяются следующие тектонические элементы: ВЕП – надсубдукционный вулканический пояс, формировавшийся на краю континента – аккреционная призма, содержащая блоки дотремадокских метаофиолитов [Самыгин и др., 2003] – Протоуральский океанический бассейн, существование которого постулируется на основании палеомагнитных данных. Восточное ограничение этого бассейна неясно, так как не известна позиция Восточно-Уральского микроконтинента.

**Средний–поздний кембрий.** Комплексы этого возраста на Южном Урале не известны. Предполагается, что это время “тектонопаузы”.

**Поздний кембрий – ранний ордовик.** ВЕП – Сакмарский рифтогенный прогиб – Палеоуральский бассейн, по-видимому, унаследованно развивавшийся на месте Протоурала. Пространственная позиция Восточно-Уральского микроконтинента не ясна. Для этого времени выделяются как глубоководные кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы (Палеоуральский океан), так и фациально пестрые аркозы и бимодальные вулканиты (Сакмарский прогиб). Вещественный состав, гранулометрия и строение разреза последних позволяют рассматривать их как рифтогенные образования, формировавшиеся в отдельных седиментационных ваннах за счет размыва как сиалических, так и меланократовых (протоуральских офиолитов) комплексов.

**Средний ордовик – ранний девон.** ВЕП – Сакмарский краевоморский бассейн – Губерлинская островная дуга – Палеоуральский океанический бассейн. Реликтовой структурой Палеоурала является Присакмаро-Вознесенская зона. Здесь присутствуют офиолиты и базальты ( $O_1a_2-D_1$ ) с петрогеохимическими характеристиками СОХ [Серавкин, 1997; Рязанцев и др., 1999]. Кремнистая толща ( $S_1ln_2-D_3fm_1$ ), перекрывающая базальты, рассматривается как океанический осадочный чехол. Возраст раздела базальт–осадок изменяется в интервале  $S_1ln_2-D_1$ , что связано со спрединговым механизмом раскрытия бассейна.

Вдоль западной периферии Палеоурала формируется активная окраина Восточно-Европейского палеоконтинента. Она включает Губерлинскую энсиматическую островную дугу, наиболее характерными комплексами которой являются контрастные и дифференцированные колчедано-

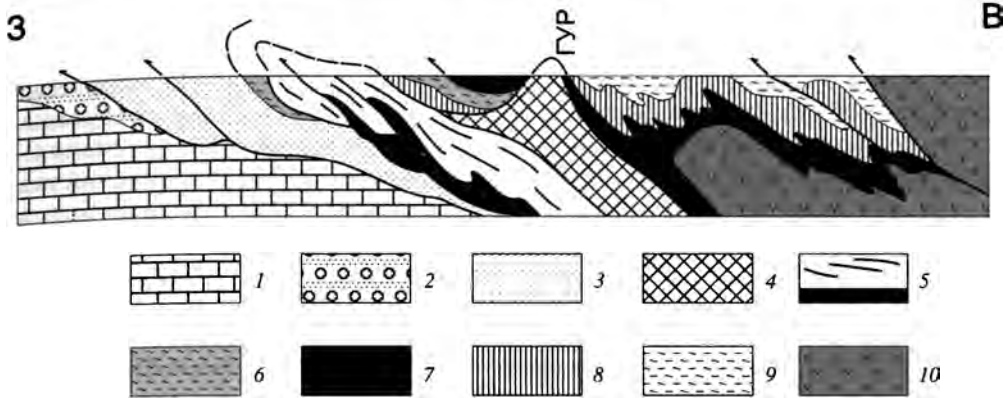
носные вулканиты, а также туфогенные и туфотерригенные комплексы. Западнее дуги располагались Сакмарский окраинный бассейн (офиолиты, вулканогенно-кремнистые толщи сугралинского комплекса и туфогенно-кремнистые отложения), континентальное подножие и склон ВЕП (черносланцевые и кремнисто-терригенные отложения сакмарского комплекса), шельфовая часть ВЕП (терригенно-карбонатные толщи Бельской зоны). Достоверные данные о полярности Губерлинской дуги отсутствуют, однако последующие события на окраине ВЕП (см. ниже) позволяют предполагать для этой дуги западную полярность (зона субдукции погружается на восток).

В эмсе вдоль восточной периферии Палеоуральского океана происходит заложение Магнитогорской энсиматической островной дуги, развитие которой продолжается до конца девона. Ее полярность также была западной. Дуга характеризуется четкой петрохимической зональностью, отражающей смещение фронта активного вулканизма с запада на восток. Здесь выделяются: преддуговой депрессионный бассейн (Актауская подзона), заполнявшийся тефротурбидитами, и собственно дуга, в пределах которой выявлены образования подводных вулканических гряд (комплексы щитовых вулканов и кальдер) [Вулканизм..., 1992].

Положение Восточно-Уральского микроконтинента по-прежнему не известно, можно только предполагать, что от окраины ВЕП он отделялся Палеоуральским океаном. Докембрийские метаморфические комплексы этого микроконтинента перекрывались терригенно-карбонатным чехлом. Неясны также положение и структурная приуроченность сиалических комплексов Зауральской зоны.

В конце ордовика происходит образование каледонского Казахстанского континента, по периферии которого в силуре–девоне начинается формирование системы надсубдукционных краевых вулканических поясов. Перед фронтом этих поясов формируются аккреционные призмы, сложенные офиолитами, кремнисто-базальтовыми и кремнистыми комплексами. Аккреционные призмы постепенно наращивают каледонский континентальный блок, а затем перекрываются преддуговыми флишевыми толщами. Образованиями такой аккреционной призмы являются ордовикские офиолиты Денисовской зоны, причленившиеся к Казахстанскому континенту в течение силура и перекрытые девонским флишем.

**Средний девон – средний карбон.** В этот период времени происходит постепенная трансформация рассмотренного выше палеотектонического профиля, обусловленная процессом тектонического сгущивания, наиболее полно проявленного в области сочленения ВЕП–Палеоурал. Это привело к становлению коллизионного покровно-складчатого сооружения, в пределах которого тектонически были совмещены ВЕП, Губерлинская и Магнитогорская островодужные системы. Наряду с этим происходило последовательное закрытие бассейнов с океанической корой, располагавшихся к западу от Магнитогорской дуги. Таким образом, к середине карбона на Южном Урале возникло дивергентное покровно-складчатое сооружение, в строении которого участвует серия литопластин Палеоурала (Присакмаро-Вознесенская



**Рис. 3.** Схематизированный профиль, иллюстрирующий соотношение основных структурных элементов области сочленения ВЕП – Южный Урал

1–3 – Бельская зона и Предуральский прогиб: 1 – терригенно-карбонатная толща ( $O_2-P$ ), 2 – моласса (P), 3 – флишевые серии ( $D_3-C$ ); 4 – метаморфические комплексы зоны Уралтау; 5, 6 – Сакмарская зона (аллохтон): 5 – нижняя система покровов (сакмарский, сугралинский и губерлинский комплексы), 6 – Сарбайский покров; 7–9 – Присакмаро-Вознесенская зона: 7 – офиолиты, 8 – нижняя система покровов – базальты дергаишской свиты ( $O-S_1$ ), кремни сакмарской ( $S_{1-2}$ ) и мазовской ( $D_{1-2}$ ) свит, 9 – Нигматовский покров – кремни мазовской ( $D_2$ ) и мукасовской ( $D_3f$ ) свит, граувакки зилаирской свиты ( $D_3fm-C_1t$ ); 10 – вулканогенные и туфогенные толщи ( $D_{1-2}$ ) Магнитогорской зоны. ГУР – Главный Уральский Разлом

зона) шарьированная к западу и востоку в пределы краевых частей Губерлинской и Магнитогорской дуг (Сарбайский и Нигматовский покровы, соответственно) (рис. 3).

С конца эмса и вплоть до среднего карбона происходило постепенное тектоническое совмещение отдельных элементов активной континентальной окраины, которое выражалось в пододвигании континентального склона под структурно-формационные комплексы Сакмарского бассейна и Губерлинской дуги. Отмирание этого бассейна и коллизия ВЕП с Губерлинской дугой сопровождалась высокobarическим метаморфизмом комплексов Уралтауской зоны (средний–поздний девон), формированием “фациальных” покровов Сакмарского аллохтона и выведением на его верхние структурные уровни литопластин океанической литосферы (Сарбайский покров, офиолитовые покровы Сакмаро-Кракинской зоны).

Становление Сакмарского аллохтона – процесс длительный. Судя по возрасту сопутствующих шарьированию микстит-олистостромовых толщ, он начался в конце эмса. Уже в эйфеле сформировались мощные микситовые горизонты, содержащие глыбы нижнедевонских кремней, которые указывают на появление в составе аллохтона фрагментов разреза океанического чехла. В дальнейшем этот процесс шел по нарастающей, достигнув максимума в раннекаменноугольное время. Увеличивалась мощность микситовых горизонтов, расширялись стратиграфический диапазон глыб (вплоть до кремней верхнего девона включительно) и их литологическое разнообразие. В пределах Сакмаро-Кракинской зоны формирование олистостромов завершилось в послезилаирское время [Рязанцев и др., 2000; Руженцев, Аристов,



2003]. Аналогичные данные получены и для Присакмаро-Вознесенской зоны [Мизенс, 2002; Руженцев и др., 2002].

Важным рубежом в развитии Южного Урала является начало формирования отложений зилаирской свиты ( $D_3fm-C_1t$ ). Именно в это время кремнистые осадки сменяются граувакковым флишем, накопление которого свидетельствует о становлении системы внутрибассейновых кордильер, поставивших в прилегающие седиментационные ванны значительные объемы терригенного и в значительной степени туфогенного материала. Обломочный материал во флишевые прогибы поставлялся как с активной Магнитогорской дуги, так и с поднятия Уралтау. В это время происходит эксгумация высокобарических комплексов и выведение их на уровень эрозионного среза, что подтверждается присутствием обломков глаукофана и фенгита во флишевых толщах [Мизенс, 2002].

В конце девона – самом начале карбона происходит коллизия Магнитогорской дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом. Коллизия сопровождается надвиганием океанических комплексов (кремнисто-базальтовые и черносланцевые толщи O–S) на докембрийско-нижнепалеозойский сиалический фундамент. Шарьирование сопровождалось зональным метаморфизмом и формированием системы гранито-гнейсовых куполов (Сысертско-Ильменогорская подзона) [Кузнецов, Дегтярев, 1999; Дегтярев и др., 2003].

Продолжается развитие активной окраины Казахстанского континента. В середине визейского века вулканический фронт смещается к востоку, в пределы аккреционной призмы (Денисовская зона). Здесь на протяжении конца раннего и в среднем карбоне формируется крупный протяженный Валерьяновский вулканический пояс. Пояс имел западную полярность, перед его фронтом формируется аккреционная призма, образованная сложно дислоцированными верхнедевонскими и раннекаменноугольными кремнистыми, кремнисто-вулканогенными и олистостромовыми комплексами (Камышлыаятская зона). В раннекаменноугольное время бассейн с океанической корой еще разделял Восточно-Европейский и Казахстанский континенты. В этом бассейне, вероятно, существовали вулканические поднятия с утолщенной корой, комплексы одного из таких поднятий слагают Карталинскую зону.

**Поздний палеозой.** С некоторым отставанием от времени закрытия Сакмарского бассейна шло сближение Присакмаро-Вознесенской части Палеоурала и, как следствие, сближение палеоконтинента с Магнитогорской островодужной системой. Конкретная реализация этого процесса происходила в виде поддвига западного края последней под офиолиты и вулканогенные осадочные толщи Присакмаро-Вознесенской зоны. Встречное движение ВЕП и Магнитогорской дуги привело к образованию веерообразного покровно-складчатого сооружения. Его возникновение отражает второй этап коллизии ВЕП – островная дуга, обусловившей закрытие в среднем карбоне Присакмаро-Вознесенского бассейна Палеоурала и формирование Южно-Уральского орогена. В его состав входили структурно-формационные комплексы активной окраины ВЕП, собственно океанического бассейна, обдуцированные на край континента, и комплексы Магнитогорской дуги, которая

первоначально располагалась по другую сторону Присакмаро-Вознесенского бассейна. В это же время происходит коллизия сложной окраины ВЕП и Казахстанского континента. В результате в Зауральском домене оказались совмещенными комплексы окраин Восточно-Европейского и Казахстанского континентов и разделявшего их бассейна с океанической корой. В пределах Восточно-Уральского микроконтинента коллизия сопровождалась срывом и расчешуиванием каменноугольных комплексов, а также повторным надвиганием более древних образований, формированием общей антиформной структуры и широким развитием гранитоидов.

Морские условия к этому времени сохранились западнее орогена – в формирующемся Предуральском прогибе. Его становление началось с образования флишевой впадины. По мере разрастания герцинского орогена она мигрировала к западу, а флиш сменялся сначала нижней, а затем верхней молассой (внешняя впадина краевого прогиба). Как было показано в предыдущем разделе, в позднем палеозое на территории западного склона Южного Урала формируется система покровно-складчатых нарушений финального этапа поддвига ВЕП на восток. В более внутренних зонах этот процесс нашел свое отражение в перестройке структурного плана, выразившейся в смятии покровного пакета в систему складок западной вергентности. Одновременно возникла серия продольных надвигов и взбросов со значительной сдвиговой составляющей. В целом дивергентная структура была переработана молодыми движениями с общим дополнительным выжиманием палеоуральских комплексов на восточный край палеоконтинента и их разноамплитудным сдвиговым смещением по простиранию.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученный в последние годы фактический материал позволяет предложить следующую модель тектонического развития Южного Урала. Прото- и Палеоуральский океанические бассейны представляли собой унаследованно развивавшуюся геодинамическую систему. Относительное положение рассмотренных ранее разновозрастных рядов структурно-формационных комплексов в целом совпадает, что связано прерывисто-унаследованным их развитием. Лишь с конца раннего девона намечается значительная перестройка существовавшего до этого структурного плана. С этого времени геодинамическую эволюцию региона начинают определять коллизионные процессы. В позднем девоне происходит закрытие Сакмарского бассейна, сопровождавшееся коллизией ВЕП и Губерлинской дуги, реализованной в виде обдукции на палеоконтинент краевоморских и островодужных комплексов, а в дальнейшем также фрагментов литосферы палеоокеанического бассейна (Сарбайский покров, офиолитовые покровы Крака, Хабаровинского и др.). В дальнейшем процессы тектонического скупивания привели к ликвидации Присакмаро-Вознесенского бассейна, оформлению на его месте сутуры ГУРа и Нигматовского покрова и, наконец, коллизии ВЕП и Магнитогорской дуги. Повидимому, вдоль восточного края последней в связи изменением полярности

зоны субдукции (в начале карбона) происходила коллизия магнитогорских комплексов с Восточно-Уральским микроконтинентом. Собственно в это время ( $D_3-C_2$ ) в основном и сформировалась дивергентная коллизонная структура Южного Урала.

В связи со сказанным принципиальное значение имеет строение Магнитогорской зоны, которая обладает рядом характерных особенностей. Геохимические данные свидетельствуют о ее энзиматической природе, что подтверждается отсутствием выходов сиалического фундамента и мантийными изотопными характеристиками развитых здесь гранитоидов. С зоной совпадает крупный гравитационный максимум, смещенный к востоку от современного Уральского орогена. Нижняя (большая) часть коры практически прозрачна; она лишена протяженных отражающих площадок. Предполагается – нижние горизонты коры здесь состоят из практически гомогенного, очень плотного материала бывшей мантии. Тот факт, что архейско-протерозойский фундамент платформы прослежен вплоть до западного крыла зоны, показывает, что структурное совмещение ВЕП и Магнитогорской дуги остановилось на начальной стадии обдукции. Повидимому, это связано с тем, что коллизия ВЕП и Казахстанского континента не была ортогональной, а сопровождалась значительным сдвиговым смещением. Западный край Казахстана, возможно являвшийся мягкой аккрезированной массой, не оказывал жесткого давления на зоны к западу от него.

Профиль УРСЕЙС-95 относится к числу наиболее успешных интернациональных проектов такого рода. Будучи достаточно детальным, он, наряду с новейшими геологическими данными, впервые сделал возможным фактически обосновать дивергентную структуру Южного Урала. Эти данные подтвердили также существование корня под Восточно-Уральским доменом, доказав несостоятельность представлений о полной аллохтонности Уральского орогена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64782).

### *Литература*

- Богатов В.И., Шатагин К.Н., Чаплыгина Н.Л.* Эволюция изотопного состава Sr и Nd в коллизонных гранитоидах на примере плутонов северной части Магнитогорского прогиба (Южный Урал) // Петрография на рубеже XXI века: Итоги и перспективы. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2000. С. 237–239.
- Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс) / Под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
- Дегтярев К.Е., Аристов В.А., Степанова М.М.* Верхнедевонские кремнисто-туфогенно-терригенные комплексы Зауралья // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 59–66.
- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Сальникова Е.Б.* и др. Позднедевонский гранито-гнейсовый комплекс Южного Урала // ДАН. 2003. Т. 391, № 4. С. 502–506.

- Евлентьев И.В., Гауэр К.Е.* Докембрийские отложения Зауральского антиклинория Южного Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 18–25.
- Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале: Уфа: УНЦ РАН, 1994. 30 с.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуралья. М.: Наука, 1984. 234 с.
- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 168 с.
- Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е.* Покровная структура Сысертско-Ильменогорской зоны Восточного Урала // ДАН. 1999. Т. 369, № 5. С. 653–658.
- Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Свердловск: ИГиГ УрО РАН, 2002. 189 с.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 2. С. 3–17.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
- Руженцев С.В.* Микститовые (олисторомовые) образования в покровно-складчатой структуре западного склона Урала // ДАН. 2002. Т. 386, № 4. С. 525–528.
- Руженцев С.В., Аристов В.А.* Девонские миксит-турбидитные серии в аккреционной структуре Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 161–165.
- Руженцев С.В., Кузнецов Н.Б., Аристов В.А.* и др. “Фациальные” покровы в структуре Южного Урала // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 2. М.: ГЕОС, 2002. С. 149–153.
- Руженцев С.В., Савельева Г.Н.* Офиолиты в коллизионной структуре Южного Урала // ДАН. 2003. Т. 391, № 5. С. 663–667.
- Руженцев С.В., Самыгин С.Г.* Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 14–32.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Иванова Е.А.* Девонские олисторомы и тектонические покровы в Сакмарской зоне Урала и проблема вулканического кембрия // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 442–446.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.* Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.
- Савельев А.А., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К.* и др. Основные черты фанерозойской структуры профиля УРАЛСЕЙС // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала. Тверь: ГЕРС, 2001. С. 249–261.
- Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29–62.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* Геодинамическая природа и история формирования зоны Уралтау (Южный Урал) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 168–171.
- Самыгин С.Г., Руженцев С.В.* Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // ДАН. 2003. Т. 392, № 2. С. 226–229.
- Серавкин И.Б.* Тектоническая зональность Южного Урала и его положение в складчатой системе Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–37.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // Геохимия. 1993. № 11. С. 1579–1599.
- Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 265 с.

- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. Sm–Nd датирование высокобарического метаморфизма Максютковского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 1997. Т. 352, № 6. С. 812–815.
- Berzin R., Oncken O., Knapp J.H., et al. Orogenic evolution of the Urals Mountains: results of integrated seismic experiment // Science. 1996. Vol. 274. P. 220–221.
- Brown D., Alvarez-Marrón J., Pérez-Estaún A. et al. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the Southern Urals // Tectonics. 1997. Vol. 16. P. 551–562.
- Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marrón J., et al. Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the Southern Urals, Russia // Tectonics. 1998. Vol. 17. P. 158–171.
- Döring J., Götze H.-J., Kaban M.K. Preliminary study of the gravity field of the Southern Urals along the URSEIS'95 seismic profile // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 49–62.
- Echtler H.P., Stiller M., Steinhoff F. et al. Preserved collisional crustal structure of the Southern Urals revealed by vibroseis profiling // Science. 1996. Vol. 274. P. 224–226.

# НОВЕЙШИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ ОРОГЕН ЮЖНОГО УРАЛА И МУГОДЖАР: ДИНАМИКА И КИНЕМАТИКА ФОРМИРОВАНИЯ

## ВВЕДЕНИЕ

В последние годы внутриплитные складчатые деформации и орогенез все чаще связывают с событиями, происходящими на активных межплитных границах, особенно коллизионных [Копп, 1999а, б, 2004б; Леонов, 1995; Леонов и др., 2001; Милановский, 1983; Sim et al., 1999; Ziegler, 1987]. Новейший Урал теперь иногда называют внутриплитным коллизионным швом [Копп, 1999б; Леонов, 1995; Лёвин, Фомин, 2001; Михайлов и др., 2001; Тевелев, 2003; Тевелев и др., 1998; Уфимцев, 2000, 2002; и др.], хотя часто такое его определение основано только на общих соображениях: остается неясным, какие субплиты или блоки приведены здесь в соприкосновение и какова их кинематика.

В данной связи следует иметь в виду, что новейший внутриплитный ороген Урала уникален в том отношении, что он значительно удален от активных границ Евразийской плиты – как спрединговой на севере, так и коллизионной на юге – и, кроме того, занимает прямо поперечное им положение. В этом смысле он сильно отличается, например, от форландовых и внутриплитных орогенов типа Большого Кавказа, Тянь-Шаня или Алтая, возникновение которых легко объяснить прямым давлением со стороны коллидирующих плит. С одной стороны, одновременность новейшего поднятия Урала с альпийским орогенезом на Кавказе и в Средней Азии, а также заметное увеличение амплитуды неотектонического подъема именно на Южном Урале, т.е. в наиболее близкой к зоне коллизии области, заставляют думать, что такие связи все-таки существуют. О том же свидетельствуют и опубликованные нами результаты структурно-геологических наблюдений [Копп, 2004б; Копп, Егоров, 2002; Копп и др., 2002]. С другой стороны, более интенсивное воздымание Полярного Урала по сравнению со Средним говорит о вероятном участии в его деформации процессов, генерируемых рифтогенезом в Арктике (давление срединного хребта Гаккеля – эффект *ridge push* – ?). Наконец, с третьей, приуроченность новейшего Урала к краю Восточно-Европейского кратона приводит и к предположениям о давлении с запада, а своеобразная позиция Урала внутри Евразийской плиты – о некоторой нежесткости последней, о том, что она разделена Уральским новейшим швом на две самостоятельные субплиты: Восточно-Европейскую и Сибирскую субплиты, активно взаимодействующие в районе современного Урала [Копп, 1999б]

Разобраться во всех этих сложных вопросах мешает почти полное отсутствие достоверной информации о кинематике структурообразования. Новейшая тектоника Южного Урала прекрасно изучена [Борисевич, 1992; Вахрушев, 1960; Вербицкая, 1964; Гарецкий, 1962; Зайонц, 1967; Зиняхина и др.,

1991; Киселев, 1958; Михайлов и др., 2001; Наумов, 1967; Тапалов, 1969, 1995; Тевелев, 2003; Тевелев и др., 1998; Трифонов, 1969; Худяков, 1960; Шабалина, 1963], что было прежде всего связано с практической необходимостью поиска месторождений в россыпях и коре выветривания. Однако именно из-за последней причины главное внимание уделялось только рельефу, реально же наблюдаемые деформации позднемезозойско-кайнозойских отложений чехла Урала игнорировались в силу их очевидной малоамплитудности. Между тем изучение этих деформаций только и способно дать какой-то материал о новейшем поле напряжений и деформаций.

Кроме того, обычно рассматривалась только вертикальная составляющая тектонических движений – тогда как горизонтальные перемещения оставались вне поля зрения исследователей. Немногочисленные публикации на эту тему появились только в последние годы [Бачманов и др., 2001; Копп, 1999б; Копп, Егоров, 2002; Копп и др., 2002; Тевелев и др., 1998, 2003; Зиняхина и др., 1991], однако пока они касаются лишь отдельных аспектов проблемы. Интересная попытка найти связь новейшей деформации всего Урала с кинематикой крупных блоков соответствующей части Евразии сделана в работе: [Лёвин, Фомин, 2001], но она основана только на обобщении геофизических и геодезических данных.

Соответственно, основная цель настоящей работы – это попытка выяснить роль горизонтальных напряжений во внутриплитной новейшей деформации Южно-Уральского региона и найти связи этой деформации с движениями блоков, генерируемыми на соседних активных границах Евразийской плиты – прежде всего, на ее южной (коллизонной) границе, находящейся ближе к Южному Уралу. Последний занимает ключевую позицию в данном отношении, так как решение связанных с этим вопросов существенно облегчено относительно широким распространением здесь деформированных кайнозойских и позднемезозойских отложений. Слабоизученная горизонтальная компонента новейших движений устанавливалась с помощью следующих методических подходов: 1) исследование морфологии макроструктур (складок и разрывов) юрско-кайнозойского чехла, анализ их регионального структурного рисунка; 2) полевые наблюдения кинематики трещинных мезоструктур, развитых прежде всего в породах юры–квартера; 3) анализ данных о морфоструктурных особенностях и развитии современного рельефа.

### **НОВЕЙШИЕ МАКРОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ИХ СТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК**

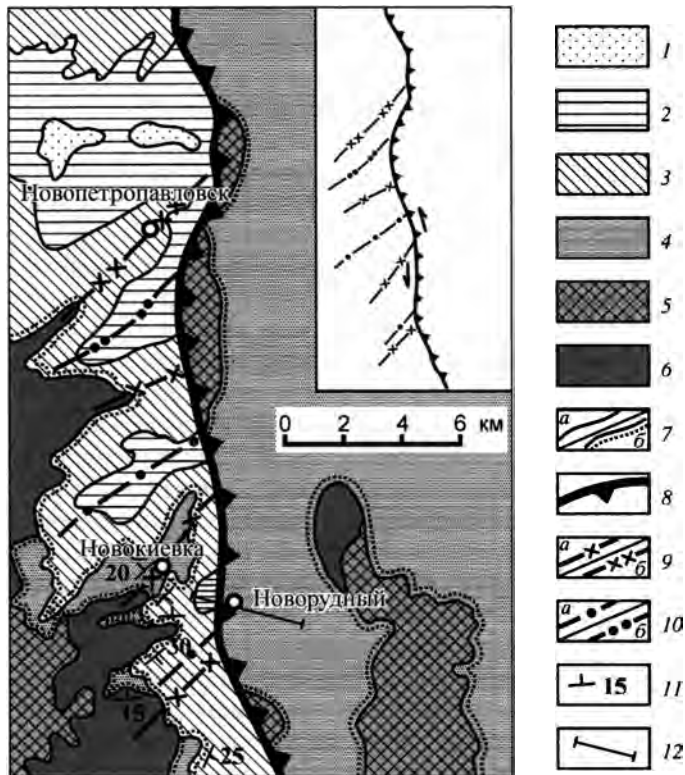
Складчато-разрывные деформации слоев чехла Урала известны давно, однако специального изучения их не предпринималось. Автором проанализирован литературный материал по данному вопросу и, кроме того, проведена детальная съемка ряда участков, позволившая обнаружить молодые деформации там, где они до сих пор не отмечались, и выяснить кинематику их образования. Систематизируем все имеющиеся данные отдельно для Южного Урала (вместе с Зауральем) и Мугодзар.

**Южный Урал.** Повышенная дислоцированность отмечается для всех участков увеличения мощности пород чехла, прежде всего, для Таналык-Баймакского юрско-эоценового трога и для Бельской ячеи Предуральского прогиба (рис. 1–3 и 4,А).

В первом из этих районов отложения чехла слагают приуроченную к офиолитовой зоне палеодолину (периодически заливавшуюся морем), которая, видимо, образовалась не только за счет размыва меланжа и других рыхлых пород, но и, судя по довольно заметной (до 200 м) мощности сохранившегося осадочного выполнения, с участием некоторого погружения палеосутуры Главного Уральского разлома. Крутой восточный борт депрессии ограничен Новокиевским надвигом (так его называют в литературе, на самом деле четко доказан лишь взброс вдоль относительно крутого разрыва – см. рис. 1 и 2), по которому породы юры и палеозоя взброшены к западу на эоцен со стратиграфической амплитудой до 100–150 м. Взброс резче всего выражен в районе с. Новокиевка и пос. Новорудный, в северном направлении он постепенно затухает, замещаясь пологой моноклиалью юрско-палеогеновых слоев. Восточное падение плоскости разрыва установлено поисковым бурением чуть ли не с 30-х годов [Вахрушев, 1960] (В.С. Шарфман, 1959 г.), оно показывается на среднемасштабных геологических картах и подтверждено современными данными бурения (см. рис. 2). В висячем крыле взброс осложняет западное крыло асимметричной антиклинали чехла с палеозойским фундаментом в ядре; в лежащем же крыле горизонты юры и мела “ныряют” в зону взброса, образуя прижатую к нему синклираль. Какие-либо другие деформации слоев лежащего крыла ранее не описывались, автором здесь обнаружена система приразрывных складок с юрскими отложениями в ядрах и мел-палеогеновыми на крыльях; на опубликованных геологических картах ядра антиклиналей также угадываются по эрозионным окнам палеозойских офиолитов и юры (см. рис. 1). Прослеженная длина структур составляет до 2 км, наклон слоев на крыльях – до 20–30° (см. рис. 3, А). Складки северо-восточного простирания образуют кулисный ряд, свидетельствующий о левосдвиговой компоненте Новокиевского взброса, имеющего здесь север-северо-западное (345°) простирание. Все эти постэоценовые деформации “запечатаны” четвертичными отложениями, более точный верхний предел их возраста неизвестен.

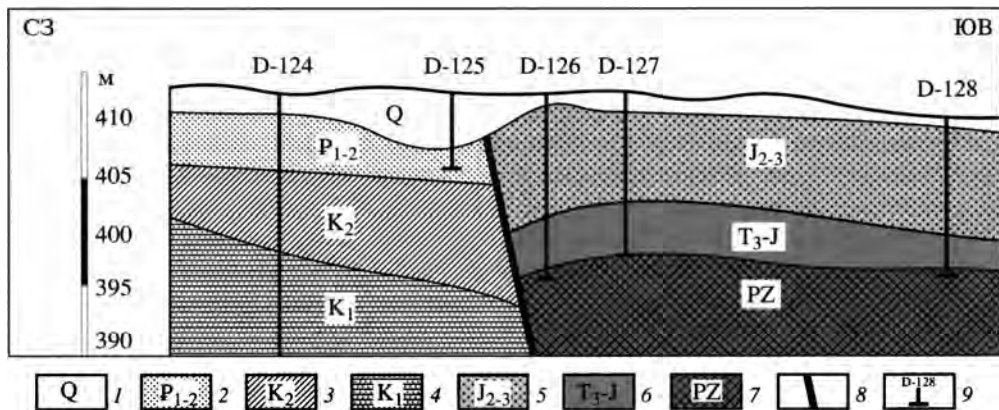
Осевая зона Бельского сегмента Предуральского прогиба на поверхности выполнена достаточно мощными (до 300 м) образованиями верхнего кайнозоя, основную часть которых составляет озерно-аллювиальная угленосная толща олигоцена (?) – нижнего миоцена (“предуральская” серия). Узкая депрессия, в которой она формировалась, в какой-то мере возникла за счет карста эвапоритов кунгура, однако повышенная (до 300 м) мощность свидетельствует о возобновлении медленного погружения Предуральского прогиба. Как видно в ряде карьеров (Талалаевка, Байгузино, Кумертау, Маячный, Тюльган), угленосная толща дислоцирована гораздо сильнее юрско-эоценовых слоев предыдущего района, будучи смята в крутые гребневидные складки (см. рис. 3,Б), нарушенные взбросами и сдвигами. Несомненно, здесь сказывается очень высокая (до 4 км) мощность слабо дислоцированных в





**Рис. 1.** Геологическая карта района Новокиевского взброса (по Государственной геологической карте СССР, м-б 1 : 200 000, лист М-40-V, составил В.С. Шарфман, 1959 г., с упрощениями). На врезке – структурно-кинематическая схема

1–6 – комплексы (стратиграфическая разбивка по легенде указанной карты): 1 – средний–верхний эоцен, 2 – низы эоцена, 3 – маастрихт, 4 – средняя юра, 5 – палеозой, зеленокаменные породы, 6 – то же, перидотиты; 7 – геологические границы: а – согласные, б – трансгрессивные; 8 – Новокиевский взбросо-надвиг (вершины треугольников направлены в сторону падения сместителя); 9 – оси антиклиналей: а – установленных, б – предполагаемых по конфигурации эрозионных окон; 10 – оси синклиналей: а – установленных, б – предполагаемых; 11 – элементы залегания; 12 – линия профиля, показанного на рис. 2



**Рис. 2.** Геологический разрез через Новокиевский взбросо-надвиг в районе пос. Новорудный (по материалам Новорудненского ГОК)

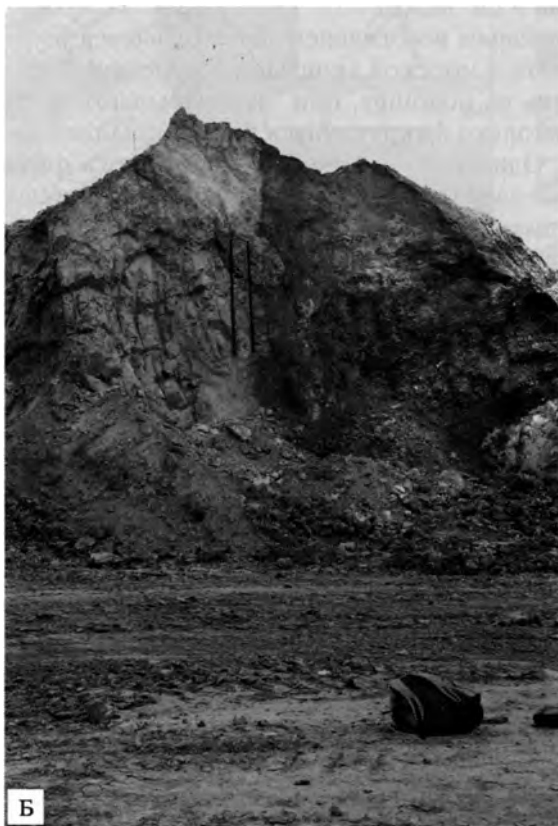
1–7 – стратиграфические комплексы: 1 – квартер, 2 – палеоцен–эоцен, 3 – верхний мел, 4 – нижний мел, 5 – средняя (?)–верхняя юра, 6 – кора выветривания, 7 – палеозой; 8 – разрыв; 9 – скважины

конец палеозоя осадков Предуральского прогиба, из которых весьма существенная часть приходится на пластичные эвапориты кунгура, способные к повторной деформации; значительно утолщен (400–500 м) и посттриасовый чехол, причем большую часть его составляет неоген–квартер). Дисгармоничный характер антиклиналей указывает на участие угольного диапиризма в деформации, однако в основе она все же имеет тектоническую природу, о чем свидетельствуют откартированные в результате геологической съемки м-ба 1:200 000 разрывы вдоль контактов моласс пермо-триаса с угленосной толщей и факт заметной дислоцированности перекрывающих угленосную толщу плиоцен-четвертичных слоев, в том числе и на значительном от нее удалении (реки Иленька, Карломан – см. ниже).

Угленосная толща с резким угловым несогласием перекрывается отложениями плиоцена (кинельская свита и морской акчагыл). В середине Бельского трога, где удается наблюдать их подошву, они “запечатывают” ядра сложенных миоценом складок, несколько выкручиваясь лишь к крыльям последних (Талалаевка, Байгузино). Однако на севере Бельского трога плиоцен-четвертичные отложения тоже заметно смяты: крылья складок наклонены до 30–40° (Карамалы, Карламан, источник Леканды, р. Эленька – см. рис. 3, В), что естественно связывать с увеличением мощности этих отложений в данном районе (ингрессия акчагыльского моря была направлена здесь с севера на юг, вверх по долине р. Белой).

Как показывает проведенный нами анализ, на большей части Бельской впадины преобладают структуры “уральского” – субмеридионального, точнее, здесь – север-северо-западного простирания (Карамалы, реки Карламан и Эленька, Талалаевка, Утеймулино, Байгузино), указывающие на новейшее сжатие примерно поперек Предуральского прогиба, в восток-северо-восточном направлении; намечается (по кулисности складок) и правый сдвиг вдоль оси последнего. Однако на самом юге впадины, в сторону Кумертау и Тюльгана, простирание складок резко меняется на северо-западное и субширотное, причем местами констатируются достаточно сложные пересечения этих структур с субмеридиональными. Причина этого неясна, и можно лишь предположить, что локальное искривление структурного плана связано со сдвиговой деформацией: сюда прослеживается трансорогенная Кумертау-Орская левосдвиговая зона, заметная по систематическому коленообразному изгибу Бельского, Таналык-Баймакского и Орского мезозойско-кайнозойских прогибов (см. рис. 4, А). Изгиб мог быть вызван как смещением, так и первично кулисным расположением прогибов около сдвига.

Таким образом, новейшие складчато-разрывные деформации Южного Урала возникли при примерно поперечном к нему укорочении. Важно подчеркнуть при этом, что юрско-кайнозойские слои дислоцированы только в тех зонах, где они обладают достаточно большой мощностью (Таналык-Баймакский и Бельский прогибы чехла). Внутри же орогена, где мощность неогеновых моласс незначительна (Белорецко-Тирлянский межгорный прогиб и пр.), последние залегают почти горизонтально – хотя и здесь иногда отмечаются их пологие наклоны: например, в Пугачевском карьере около Белорецка можно видеть антиклинальное залегание подошвы миоцена, облегаю-



**Рис. 3.** Складчатые деформации мезозойско-кайнозойского чехла (маркеры подчеркивают направление слоистости)

А – наклон слоев верхней юры – нижнего мела на крыле одной из складок в зоне Новокиевского надвига, Б – осложненная взбросом субвертикальная флексура слоев миоцена (Талалаевка, Предуральский прогиб)

щей выступ палеозойских пород. Практически не смят и маломощный неоген-четвертичный чехол Орского грабена и Южного Зауралья, где присутствуют лишь пологие флексуры и уступы, связанные с продольными разрывами, разделяющими уступы рельефа. Поскольку во всех указанных зонах маломощный неоген-четвертичный чехол ложится на достаточно крепкие породы основания (кристалликум зоны Уралтау, вулканиты Магнитогорской островной дуги), возникает впечатление, что его

слабое смятие здесь вызвано вовсе не отсутствием напряжений, а тем, что данные зоны во время альпийских движений представляли собой жесткие блоки, раздавливавшие полосы более податливых пород.

**Мугоджары.** Мугоджарская гряда представляет собой резко асимметричную мегантиклиналь с очень пологим восточным крылом и флексуриобразным западным, осложненным согласным Западно-Мугоджарским разломом, по которому зеленокаменные породы уральского среднего палеозоя приведены в соприкосновение с мел-эоценовыми слоями платформенного чехла Прикаспийской синеклизы (см, рис. 5, Б). Истинная же постпалеозойская ам-

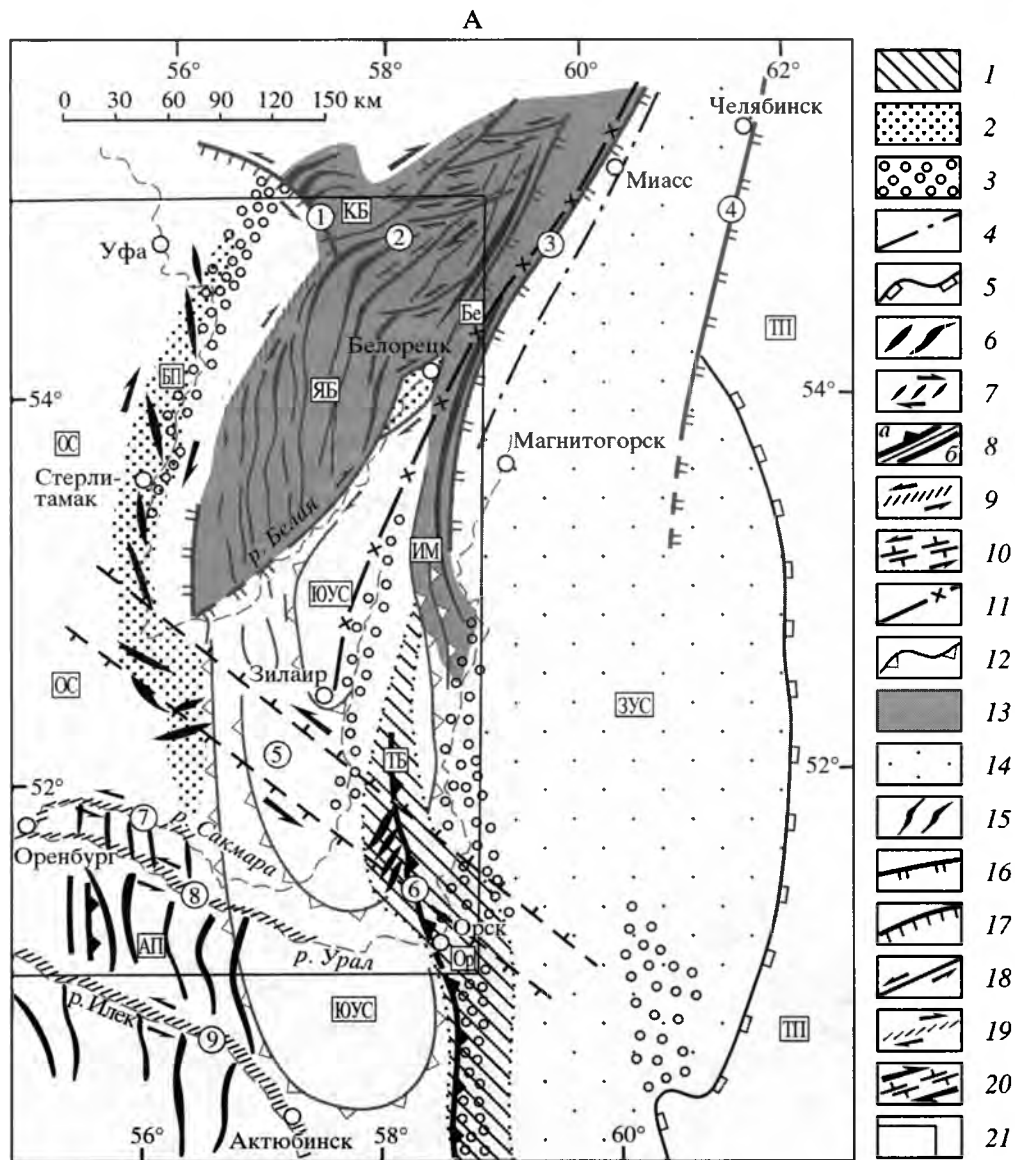
плитуда смещения, измеренная по перепаду высот подошвы мела в Мугоджарах и соседней части синеклизы, составляет всего 400–500 м. В некоторых местах рассматриваемый новейший разрыв замещается флексурой и, в свете этого обстоятельства, вместе с фактом периклинального залегания свит мела на юге Мугоджарской гряды, последняя предстает в виде резко асимметричной мегантиклинали с флексуобразным западным крылом, осложненным согласным Западно-Мугоджарским разломом. Вместе с тем, несмотря на умеренную амплитуду и на проявляющуюся местами нечеткость выражения, разлом сопровождается достаточно интенсивной деформацией мел-палеогеновых слоев, которые наклонены круто, вплоть до запрокидывания (Р.А. Сегедин, 1965 г.; Г.И. Водорезов, 1956 г.). Такой резкий подворот, несомненно, является признаком сжатия поперек плоскости разлома, однако последний картируется в виде нехарактерной для надвигов плавной линии; нет пока и никаких данных бурения, свидетельствующих о надвигании. Очевидно, на поверхности разлом круто наклонен – что, правда, не исключает возможности его выполаживания на глубине. На западе Мугоджарская новейшая мегантиклиналь сопряжена с Предмугоджарской синклиналью [Гарецкий, 1962], которая особенно глубока напротив места наибольшего воздымания первой и в этом смысле напоминает своего рода передовой прогиб.

В плане линия Западно-Мугоджарского разлома в виде крупной дуги плавно выгнута к востоку: на юге (район ст. Мугоджарская, пос. Берчогур)



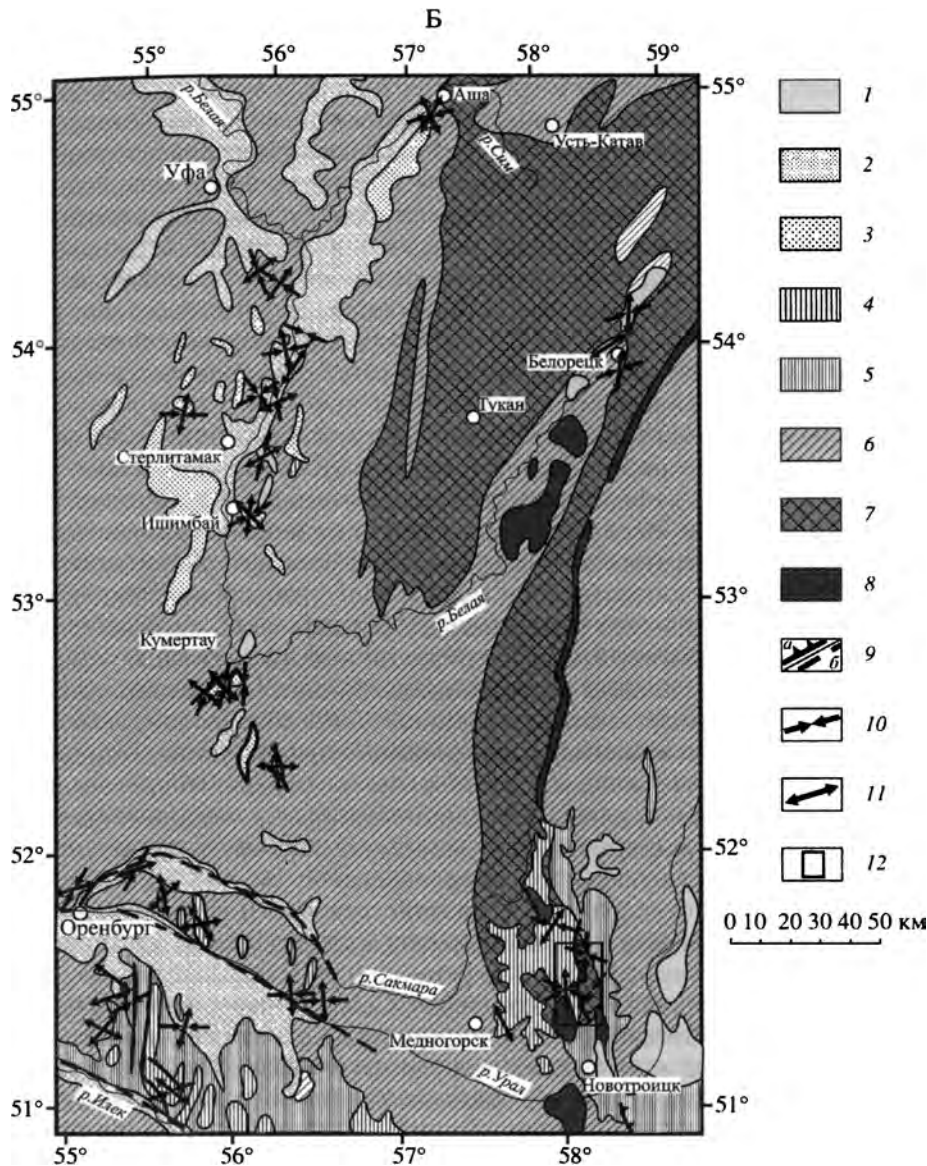
**Рис. 3** (продолжение)

В – наклон контакта верхнего плиоцена (акчагыл) и континентального эоплейстоцена (р. Эленька, Предуральский прогиб)



**Рис. 4.** Новейшая структура Южного Урала

А – неотектоническое районирование и элементы макроструктуры. 1–4 – мезозойские и кайнозойские прогибы, возраста: 1 – позднюрско-эоценового, 2 – миоценового, 3 – плиоцен-четвертичного, 4 – четвертичного (ось прогиба); 5 – граница сплошного покрова четвертичных отложений; 6–10 – элементы макро- и мегаструктуры мезозойско-кайнозойских образований: 6 – оси и направления складок, 7 – зоны сдвига, по кулисности складок, 8 – откартированные кайнозойские разрывы (а – взбросы и надвиги, б – неясной кинематики), 9 – флексурно-разрывные зоны, знак сдвига – по особенностям структурного рисунка и по мезотектоническим данным, 10 – предполагаемая (по систематическим колесообразным изгибам осей юрско-кайнозойских прогибов) зона рассеянного сдвига; 11–20 – элементы морфоструктуры: 11 – ось Южно-Уральского свода (главный водораздел), 12 – условные морфоизобазы, иллюстрирующие конфигурацию этого свода, 13 – боковые поднятия, наложенные на Южно-Уральский свод и под-



нятые выше него, 14 – Зауральская структурная ступень, 15–20 – элементы морфоструктуры (15 – оси крупных хребтов, 16 – эрозивно-тектонические уступы вероятной взбросовой природы, 17 – сдвиги, по особенностям морфоструктурного рисунка, 18 – сбросы, 19 – широкие зоны сдвига, по особенностям морфоструктурного рисунка, 20 – то же, регионального масштаба); 21 – положение на схеме рис. 4, Б

Неотектонические структуры и мегаструктуры (аббревиатуры в квадратах): АП – складчатая зона Актюбинского Приуралья, Бе – Белорецкий межгорный прогиб, БП – Бельский сегмент Предуральского прогиба, ЗУС – Зауральская структурная седловина, ИМ – Ирландская мегантиклиналь, КБ – Каратауский блок, Ор – Орская депрессия, ОС – восточный склон свода Общего Сырта, ТБ – Таналык-Баймакский прогиб, ТП – Тургайский прогиб, ЮУС – Южноуральский свод, ЯБ – Ямантауский блок. Новейшие разрывы, флексурно-разрывные зоны и эрозивно-тектонические уступы (цифры в кружках): 1 – Ашинский разрыв, 2 – Усть-Катавская региональная сдвиговая зона, 3 – Ильменогорский уступ,

он имеет север-северо-восточное простирание, в центре (Родники) становится меридиональным, а на самом севере (отрезок Кумсай–Орь) постепенно поворачивает к северо-западу и трассируется на охарактеризованный выше Новокиевский взбросо-надвиг, занимающий фактически ту же структурную позицию (с той только разницей, что палеозойские офиолиты выброшены на чехол Таналык-Баймакского прогиба, а не Прикаспийской синеклизы; при этом оба чехла имеют одинаковый возраст, стратификацию и литологический состав). Строго говоря, характер южного продолжения Новокиевского разрыва не совсем ясен, и на старых геологических картах показывают его затухание в районе Халилова и Новотроицка, внутри бассейна р. Орь (В.С. Шарфман, Б.И. Козлов, 1961 г.), где коренные породы обнажены слабо. Между тем, соединение обоих разрывов четко дешифрируется на цифровых картах градиентов рельефа (см. рис. 7).

Дугообразная конфигурация Западно-Мугоджарского разрыва (особенно заметная, если его рассматривать вместе с Новокиевским) может быть признаком появления деформации сдвига на его концах. Характерно, что секущий характер линии сместителя усиливается по направлению от центра к югу и особенно к северу: и там, и там она принимает несколько косое по отношению к моноклинальным слоям мела и палеогена простирание и последовательно срезает их – что подтверждает наличие здесь сдвиговой компоненты смещения. О том же свидетельствует и кулисообразная геометрия сместителя, зафиксированная на имеющихся геологических картах. В связи с этим, следует отметить, что в центральной части западного крыла разрыва нами обнаружена неизвестная ранее зона небольших (длина до 1–3 км, высота до 200 м) линейных складок с довольно крутыми (20–30°, иногда до 50° – см. рис. 3,Г) наклонами крыльев. Складки имеют север-северо-западное, косое к линии разлома, простирание и, если считать, что они возникли при сжатии, знак их кулисообразности указывает на правый сдвиг (см. рис. 5,Б). Данная система складок хорошо выражена в рисунке гидросети север-северо-западным направлением балок и, опираясь на этот признак, можно предположить, что указанная зона правосдвиговой деформации протягивается далеко на юг, по крайней мере до станции Мугоджарская. Севернее же с. Кумсай, на меридиональном отрезке долины р. Орь, определенный по ориентировке эрозионных окон знак кулисообразности меняется на противоположный и соответствует уже левому сдвигу. Напомним, что такая же левосдвиговая кулисообразность скла-

#### Рис. 4 (продолжение)

4 – Челябинский уступ, 5 – Кумертау-Орская региональная сдвиговая зона, 6 – Новокиевский взброс, 7–9 – ветви регионального Яицко-Оренбургского линеамента (левого сдвига): 7 – Сакмарская, 8 – Уральская, 9 – Илекская

Б – ориентация осей новейших деформаций, по данным мезотектонических наблюдений (геологическая основа взята с Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист М-40, составили Г.А. Водорезов и А.Л. Яншин, 1946 г., с упрощениями). 1–8 – стратиграфические комплексы: 1 – неоген–эоценовый, нерасчлененный, 2 – плиоцен–эоценовый, 3 – олигоцен–миоцен, 4 – мел–эоцен, 5 – юра, 6 – палеозой–пермь, 7 – кристаллические породы зоны Уралтау, 8 – офиолиты; 9 – некоторые разрывы и флексуры, возникшие или активизированные в новейшее время: а – установленные по данным геологической съемки, б – предполагаемые по геоморфологическим признакам, 10, 11 – горизонтальные проекции главных осей деформации: 10 – укорочения, 11 – удлинения; 12 – положение на схеме рис. 1

док (только гораздо лучше доказанная) отмечена выше и для западного крыла, находящегося на северном продолжении Западно-Мугоджарского Новокиевского разрыва.

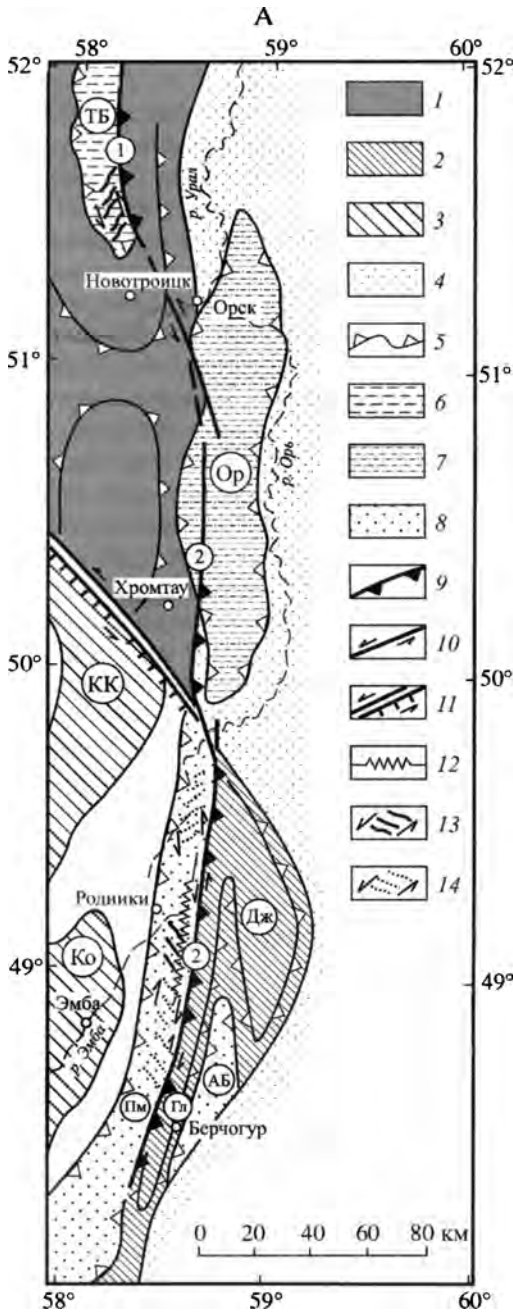
Таким образом, вся эта Западно-Мугоджарская зона дислокаций, включающая и находящийся вне собственно Мугоджар Новокиевский разрыв, принимает форму огромной плавной дуги, огибающей с востока Прикаспийскую синеклизу. Установленные по макроструктурным данным участки нарастания право- и левосдвиговой составляющей смещения приурочены, соответственно, к южному и северному флангам дуги, тогда как в ее центре, где разлом является строго продольным и местами замещается попутной флексурой, присутствует полоса особенно крутых залеганий слоев мела–палеогена (область более сильного сжатия?) (рис. 5,А). Подобное распределение разрывов разной кинематики вдоль Западно-Мугоджарской дуги, плавно огибающей с востока Прикаспийскую впадину, заставляет предполагать активную роль последней в субширотном сжатии Мугоджар: либо ее утоненная кора пододвигалась к востоку под более мощную кору Уральско-Казахстанского региона, либо же, напротив, Прикаспийский неотектонический блок служил каким-то препятствием для масс, двигавшихся к западу.

На западе Мугоджарская новейшая мегантиклиналь сопряжена с выполненной мел-палеогеновыми отложениями Предмугоджарской синклиальной зоной [Гарецкий, 1962], которая особенно глубока напротив места наибольшего воздымания первой и в этом смысле напоминает своего рода передовой прогиб. Еще ближе к Прикаспийской синеклизе находится Кокпектинская антиклинальная цепь; как и Мугоджарская, она скошена к западу и входит в состав группы осложненных глубинными западновергентными надвигами структур Актюбинского Приуралья [Волож и др., 1997].

## МЕЗОСТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

*Методические замечания.* Замеры трещиноватости производились во всех зонах Южного Урала, где присутствуют образования с постэоценовым, либо еще более поздним нижним пределом возраста деформации: верхняя юра – эоцен Таналык-Баймакского прогиба и Мугоджар, эоцен–неоген – Бельской ячеи Предуральяского прогиба, неоген–квартер – Белорецко-Тирлянской межгорной мульды и Орского грабена, плиоцен(?)–квартер – Южного Зауралья (см. рис. 4,Б и 5,Б). Неотектонический возраст мезоструктур, изучавшихся в этих породах, не вызывает сомнения, и соответствующие замеры составляют большую часть (порядка 80%) от их общего количества (свыше 4000). Более проблематична датировка мезоструктур, замеренных в пермско-триасовых отложениях Оренбургско-Актюбинского Приуралья (около 20% от общего числа замеров), однако замечу, что амплитуда структурного несогласия между чехлом и палеозойско-триасовым фундаментом в данном районе, принадлежащем к относительно слабо дислоцированным областям Предуральяского прогиба и Прикаспийской синеклизы, сильно снижа-





**Рис. 5.** Новейшая структура Мугоджар

А – неотектоническое районирование и элементы макроструктуры. 1–4 – неотектонические поднятые участки: 1 – погружение Южно-Уральского свода, 2 – Западно-Мугоджарская мегантиклиналь, 3 – новейшие поднятия внутри Прикаспийской синеклизы, 4 – Зауральская и Восточно-Мугоджарская структурные ступени; 5 – условные морфоизобазы, иллюстрирующие конфигурацию поднятий; 6–8 – мезозойские и кайнозойские прогибы, возраста: 6 – позднечурско-палеогенового, 7 – позднечурского и (унаследованного) неоген-четвертичного, 8 – неоген-четвертичного; 9, 10 – откартированные разрывы: 9 – взбросы и надвиги, 10 – сдвиги (кинематика – по данным автора); 11 – региональная флексура (бергштрихи – в сторону опущенного крыла) с вероятной левосдвиговой компонентой, предполагаемой по особенностям структурного рисунка; 12 – полоса круто залегающих слоев в центре Западно-Мугоджарского разрыва; 13 – эшелонированные складки, указывающие на сдвиг; 14 – то же, предположительно

Аббревиатуры и цифры в кружках – новейшие антиклинали: Гл – “Главная” Западно-Мугоджарская, Дж – Джангенинская, КК – Кокпектинско-Кемпирсайская, Ко – Кокпектинская; новейшие депрессии: АБ – Алабас-Берчогурская синклинали, Ор – Орский “грабен”, Пм – Предмугоджарский прогиб, ТБ – Таналык-Баймакский прогиб; новейшие разрывы: 1 – Новокиевский, 2 – Западно-Мугоджарский

Б – ориентация осей новейших деформаций по данным мезотектонических наблюдений (геологическая основа взята с Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист М-40, составил А.Л. Яншин, 1946 г., с упрощениями)

1–7 – стратиграфические комплексы: 1 – плиоцен–эоплейстоцен, 2 – олигоцен–миоцен, 3 – палеоцен–эоцен, 4 – мел, 5 – юра, 6 – палеозой, 7 – докембрий; 8 – гранитоиды, 9 – зеленокаменные породы; 10 – разрывы; 11, 12 – горизонтальные проекции главных осей деформации: 11 – укорочения, 12 – удлинения

ется – так что альпийское новообразование или, по меньшей мере, достройка существующих там структур очевидны. Ранее нами уже отмечалось общее сходство мезотектонических полей деформаций, ус-

становленных в этом районе по замерам отдельно в пермско-триасовых и верхнеюрско-палеогеновых породах [Копп и др., 2002; Копп, Егоров, 2002].

Наконец, несомненно доальпийскими являются мезоструктуры в сложнодислоцированном палеозойском цоколе горного Урала, где поэтому мы не

Б

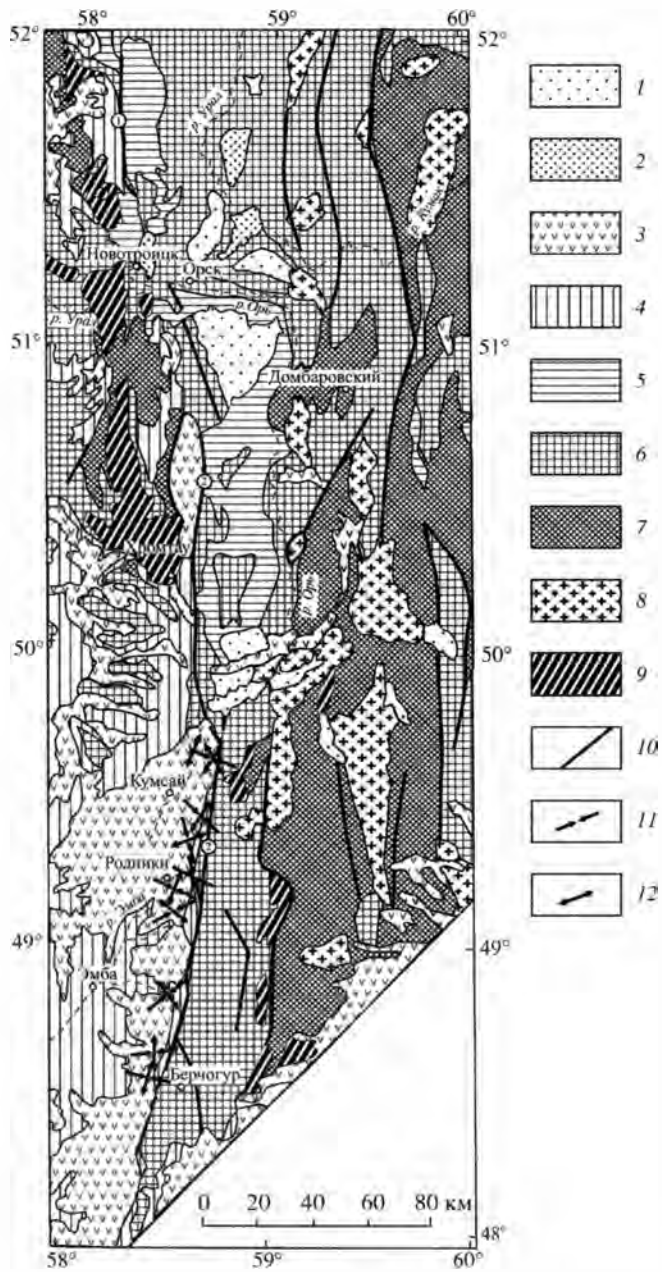


Рис. 5 (продолжение)

проводили наблюдение: они резко отличаются по своему облику от таковых, замеренных в субгоризонтально залегающих неоген-четвертичных молассах (эффектные зеркала скольжения и мощные жилы, сформированные при значительных деформациях в горизонтальной плоскости – в отличие от субвертикальных трещин преимущественно сбросового и раздвигового типа). Вместе с тем, учитывая значительную амплитуду неотектонического поднятия Южного Урала, следует признать, что проблема остается: воздымание должно было использовать хотя бы имеющуюся трещиноватость. Однако для вычленения новейших (или преобразованных в новейшую эпоху) мезоструктур из их суммарного ансамбля, наблюдаемого в палеозойских породах, требуется более углубленное сравнение мезотектонических парагенезов фундамента и чехла Южного Урала, которое в принципе можно провести на участках типа Белорецкого межгорного прогиба.

**Поля деформаций и их пространственно-временная локализация.** Поскольку подробные отчеты о мезотектонических наблюдениях нами уже публиковались [Копп, 2004б; Копп, Егоров, 2002; Копп и др., 2002], здесь излагаются только главные результаты последних по всему региону в целом. Прежде всего, в сравнении с ближайшими участками Русской плиты (Общий Сырт и др.), где мезоструктуры представлены преимущественно сбросами и раздвигами, на Южном Урале и в Мугоджарах заметно возрастает доля сдвигов и взбросов, что указывает на возрастание компрессионной составляющей в общей деформации.

При этом мезоструктуры сжатия особенно характерны для юрско-кайнозойских депрессий, где соответствующие свиты утолщены и смяты в складки (Предуральский и Предмугоджарский прогибы, Таналык-Баймакский межгорный трог). На крыльях складок иногда отмечается взбросового типа межслоевое проскальзывание, кроме того, установленная по мезотектоническим данным ось горизонтального укорочения (наибольшего сжатия или наименьшего растяжения) направлена чаще всего поперек них; то и другое доказывают возникновение складок в результате бокового изгиба. Соответственно, подтверждается знак региональных сдвигов, констатированный выше по особенностям кулисного расположения структур.

Напротив, на участках юрско-палеогеновых поднятий (зона Уралтау, Зауральская островная дуга), где маломощные и почти не дислоцированные молассы неогена–квартера сразу перекрывают палеозойский цоколь, мезотектонический ансамбль представлен структурами, сформировавшимися при вертикальном перемещении блоков или при горизонтальном растяжении: субвертикальными и наклонными сбросами, а также раздвигами, заполненными карбонатными журавчиками. Таковы Белорецко-Тирлянский межгорный прогиб [Копп, Егоров, 2002], а также Орский грабен и Южное Зауралье (где наблюдения производились совместно с В.Е. Вержбицким).

Указанная дифференцированность режима мезотектонической деформации слоев чехла в зависимости от мощности последнего и стиля его макроструктуры не противоречит высказанному в первом разделе предположению о том, что новейший стресс локализовался в ослабленных зонах, раздавливаемых более жесткими блоками основания.

Если же проследить характер мезотектонических парагенезов в вертикальном разрезе, то тогда оказывается, что более всего сжаты слои миоцена (и, соответственно, подстилающих пород чехла), тогда как породы плиоцен-четвертичного возраста чаще разрушались в результате растяжения. Очевидно, это связано с нарастанием сводового поднятия в конце плиоцена – квартере, а также с постумным характером постплиоценовой (валахской) тектонической фазы, легко угадываемым и по особенностям макроструктуры. Например, в низах неогенового молассового разреза Белорецко-Тирлянской межгорной мульды мезоструктурный ансамбль представлен сбросами и сбросо-сдвигами, свидетельствующими о субмеридиональном удлинении и ассоциирующем субширотном укорочении. В верхней же его части зеркала скольжения редки, но зато имеются заполненные карбонатными журавчиками раздвиги, субширотная ориентировка которых свидетельствует о продолжающемся в плиоцене–квартере меридиональном удлинении. В середине Бельского прогиба, там, где можно наблюдать несогласную подошву плиоцена (карьеры в Талалаевке и Байгузино), угленосные породы миоцена имеют взбросовый стиль деформации, проявляющийся как в макро-, так и в мезоструктуре. В залегающих же выше поверхности несогласия слоях ассоциация мезоструктур состоит из субвертикальных сбросов и раздвигов, заполненных карбонатными журавчиками (при этом растяжение чаще направлено вдоль осей миоценовых складок; следовательно, они возобновили медленный рост в позднем плиоцене – эоплейстоцене). Правда, на севере Бельского трога, где степень смятия тех же плиоцен-нижнечетвертичных отложений увеличивается, в них встречаются многочисленные мезоструктуры сжатия и, в целом, стиль их деформации уже ничем не отличим от такового миоценовых пород преуральской серии.

**Ориентировка осей эллипсоида деформации.** При всем многообразии, вызванном наложением друг на друга разнопорядковых полей, ось наибольшего укорочения чаще всего ориентирована почти поперек или по диагонали к Уралу (зато вдоль Урала – практически никогда: см. рис. 4,Б и 5,Б). Единственное место, где широко фиксируется субмеридиональное сжатие, – это Оренбургско-Актюбинское Приуралье, однако этот регион расположен ближе всего к Прикаспийской впадине, где в большей степени следует ожидать признаки воздействия направленного с юга на север давления Периаравийской коллизионной области [Копп, 1999а, 2004а]. Но даже здесь ось укорочения к востоку, в сторону Урала, постепенно разворачивается от субмеридионального (север-северо-восточного) до субширотного, поперечного ему, направления.

Ось удлинения ориентирована более разнообразно, но при этом образует два максимума: приблизительно вдоль и поперек Урала. В первом случае субмеридиональное удлинение вполне совместимо с субширотным сжатием. Что же касается субширотного удлинения, то здесь все обстоит сложнее, но ранее нами уже отмечалось для Русской плиты, что такие крупные внутриплитные разрывы, как Жигулевский или Елшанско-Сергиевский, – несомненные новейшие надвиги, доказанные бурением, – на поверхности выражены не только и даже не столько мезотектоническими надвигами, сколько по-

лями субпараллельных им мезотектонических сбросов [Копп, 1999а; Копп и др., 2001]. Этот факт мы связываем с глубиной разрывов и с хорошо доказанным их постепенным затуханием вверх – что должно включать механизм компенсационного подъема и растяжения кровли. Возможно, что-то такое имеет место и в зонах дислокаций Южного Урала. Очевидно также, что растяжению вдоль и поперек Южного Урала должно было благоприятствовать усиливавшееся в течение новейшего этапа сводовое поднятие.

Часто проявляющаяся диагональная (к новейшему структурному плану) ориентировка осей укорочения и удлинения позволяет идентифицировать продольные сдвиги. На Южном Урале намечаются правые сдвиги: субмеридионального простираения – вдоль оси Бельского и север-северо-восточного – Белорецко-Тирлянского новейших прогибов [Копп, Егоров, 2002]. Подтверждаются правый и левый сдвиги, соответственно, на южном и северном флангах Западно-Мугоджарского разрыва, предполагаемые по макроструктурным наблюдениям (см. выше) и по данным дешифрирования (см. рис. 7) [Копп, 2004б]. Трассирующиеся в сторону Мугоджар региональные новейшие разрывы запад-северо-западного простираения, отделяющие свод Общего Сырта от новейшей Прикаспийской впадины (Яицко-Оренбургский и его ветви), имеют, по мезотектоническим данным, левосдвиговую компоненту смещения.

### **ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ И МОРФОЛОГИИ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА**

Рассмотренный в предыдущих разделах материал показывает, что породы платформенного чехла Южного Урала испытали достаточно заметные складчато-разрывные дислокации в поле горизонтальных напряжений. Однако чехол развит только в узких зонах на крыльях орогена, и сразу возникает вопрос: как же деформировалась остальная (главная) часть последнего? Судя по низкой дислоцированности редко встречающихся здесь неогеновых моласс, можно представить, что внутренняя часть Южного Урала во время альпийской орогении оставалась жесткой. И все же кристаллический фундамент мог деформироваться в виде крупных складок основания, как это происходит, например, на Тянь-Шане. Для решения задачи нельзя обойтись без привлечения геоморфологических данных, но, к сожалению, они неоднозначны. Несмотря на чрезвычайно высокую изученность, до сих пор не решены принципиальные вопросы, касающиеся длительности, амплитуды и степени дифференцированности новейших движений Урала. Безусловно, во многом это связано с объективными трудностями, прежде всего, с незнанием точного возраста поверхностей выравнивания и террас, а также с разными принципами их выделения. Поэтому, не вдаваясь в полемику, которая себя исчерпала, попытаемся выделить наиболее бесспорные моменты, по двум линиям: возраст новейшего Южного Урала и степень дифференцированности его поднятия. Кроме того, здесь будут рассмотрены еще два вопроса: морфоструктурные индикаторы новейших горизонтальных перемещений и поперечная асимметрия рельефа как показатель направления тектоническо-

го надвига (или поддвига) коровых блоков. Для решения последних трех задач, помимо обобщения литературных материалов, использовались результаты собственного анализа плановых особенностей морфоструктуры.

**Время формирования новейшего рельефа Южного Урала.** В большинстве работ считается, что новейшая активизация началась в олигоцене [Борисевич, 1992; Вахрушев, 1960; Вербицкая, 1964; Елисеев, 1950; Зиняхина и др., 1991; Наумов, 1967; Рождественский и др., 1974; Тапалов, 1969; Тевелев, 2003; Трифонов, 1969; Фредерикс, 1927; Худяков, 1960], причем некоторые исследователи полагают, что новейшее воздымание даже относительно сильно поднятого Южного Урала было очень небольшим (всего две–три сотни метров), а вся остальная высота унаследована от триаса [Борисевич, 1992]. Другие авторы, напротив, считают, что Южный Урал вырос чуть ли не на всю свою высоту только в четвертичное время [Леонов и др., 1998; Тевелев, 2003; Puchkov, 2002; Puchkov, Danukalova, 2004]. Поскольку в тех и других публикациях приводятся достаточно резонные аргументы, можно предположить, что данное разногласие имеет терминологическое происхождение: под началом новейшего этапа можно понимать как первоначальное зарождение орогена, так и фазу его особенно интенсивного роста. Однако обратимся к фактам. Учитывая неоднозначность геоморфологических данных, особое внимание уделим тем признакам новейших движений, которые запечатлены в литологическом составе, мощности и характере деформаций кайнозойских осадков.

Совершенно очевидно, что до олигоцена, т.е. в позднем мелу – эоцене, никакого сильного сноса с Южного Урала не было, и он, вероятно, почти целиком был покрыт морем. В середине эоцена началась регрессия, однако была ли она связана с поднятием Урала или же с общей эвстатической регрессией, проявившейся на всей территории Евразии и развивающейся до сих пор, все-таки неясно. В Зауралье и Тургае вплоть до конца раннего олигоцена существовал шельфовый бассейн чеганской свиты. Первые настоящие признаки активизации собственно Южного Урала, выраженные интенсивным размывом и переотложением кор выветривания и коренных пород (повышенное содержание полевых шпатов, а также, в тяжелой фракции, неустойчивых минералов типа эпидота и цоизита), появляются только в верхах разреза чеганской свиты (М.Н. Дегтева, К.П. Савельева, 1967 г.; А.П. Сигов, В.А. Шуб и др., 1959 г.). При этом размывался именно Урал, тогда как другие области обрамления Западной Сибири не поставляли в бассейн адекватного количества полимиктового материала. Олигоценовые свиты восточного склона Северного Урала заметно деформированы и даже нарушены взбросами (Лозьвинская зона); складчатость началась после раннего олигоцена, а закончилась, по разным данным, в конце олигоцена либо в раннем миоцене, до накопления аральской свиты [Лидер, 1960; Ренгартен, 1948] (М.Н. Дегтева, К.П. Савельева, 1967 г.) – временной интервал, соответствующий савской и, может быть, штирийской орогеническим фазам. Вероятно, именно из-за этих деформаций в среднем олигоцене прервалась связь Среднеазиатского и Западно-Сибирского бассейнов и окончательно установились континентальные условия. Активное воздымание Южного Урала в то время ощущается как в полимиктовом характере сносимого с него песчаного материала, так и в увеличении в

его сторону количества и размера плохоокатанной гальки в олигоценовых свитах Южного Зауралья (М.Н. Дегтева, К.П. Савельева, 1967 г.; И.З. Шуб и др., 1977). По палеогеографическим данным, в олигоцене в Южном Зауралье постепенно росли параллельные Уралу меридиональные валы (так называемые увалы), разделенные продольными долинами.

Характер позднеэоцен-олигоценового развития западного склона Южного Урала и Предуралья неясен ввиду отсутствия пород соответствующего возраста. Очевидно лишь, что уже к началу миоцена здесь существовала продольная ложбина, приуроченная к оси Бельского сегмента передового прогиба и выполненная угленосными породами олигоцена(?)–миоцена [Яхимович, 1966]. Пески в ее составе имеют аркозовый характер, однако присутствие гравия и мелкой гальки кварца и яшм свидетельствует о сносе с Урала, а не с Русской плиты. Хотя возникновение ложбины в какой-то степени могло быть вызвано карстом кунгурских эвапоритов (который мог активизироваться в период олигоценового поднятия), большая (до 300 м [Яхимович, 1966]) мощность миоцена, сопоставимая с таковой юрско-эоценовых пород вместе взятых, свидетельствует о тектоническом прогибании. При этом темп погружения был существенно большим, чем на востоке, в Тургайском прогибе: мощность одновозрастных осадков аральской свиты там незначительна. Со временем Предуральская ложбина все больше вовлекалась в поднятие (вызванное, очевидно, расширением горного Урала), хотя к ней до сих пор приурочена р. Белая, а область максимального погружения в плиоцене сместилась на восток, в Тургайский прогиб и Южное Зауралье, где и остается до сих пор.

Таким образом, новейшее развитие Южного Урала началось в раннем олигоцене и активно продолжалось в миоцене; оно сопровождалось усилением размыва палеозойского ядра, формированием фронтальных прогибов и поднятий, а также складкообразованием савской и штирийской фаз. Относительно высоты и характера рельефа осевой зоны Южного Урала достоверных сведений нет. Настоящего пролювия пока еще нигде не было, и миоцен представлен довольно тонкими предгорными осадками. Следовательно, поднятие Южного Урала того времени было медленным – конденудационным, т.е. компенсированным плоскостной денудацией.

Конэрозионное развитие началось только на рубеже миоцена–плиоцена, когда появились первые конусы выноса, подчеркнувшие новообразованный Сакмарский уступ восточной экспозиции [Зиняхина и др., 1991; Рождественский и др., 1974], и заложились система современных долин. В начале плиоцена все они, особенно принадлежащие Каспийскому бассейну, были глубоко врезаны, – что отчасти связано с известным падением уровня последнего в балаханском веке. Некоторые авторы объясняют врез исключительно снижением базиса эрозии и считают его достаточным для отрицания вообще какой-либо активизации тектонического поднятия на рубеже миоцена–плиоцена [Леонов и др., 1998; Puchkov, 2002; Puchkov, Danukalova, 2004; устное сообщение Ю.А. Воложа], однако с этим категорически нельзя согласиться. Во-первых, как раз между миоценом и плиоценом на Южном Урале произошла главная новейшая складчатость (аттическая и роданская фазы), которая, как го-

ворилось выше, создала современную структуру преуральской серии и, кроме того, интенсивно проявилась на южном погружении Урала [Гарецкий, 1962; Яншин, 1953]; во-вторых, сильно врезаны не только каспийские реки, но и реки восточного склона Южного Урала, принадлежащие бассейну Тобола и Оби; в-третьих, в самом обрамлении Южного Каспия балаханский кризис сопровождался одновременным ростом Восточного Кавказа и Копетдага, где также произошло основное складко-надвигообразование [Копп, 1997].

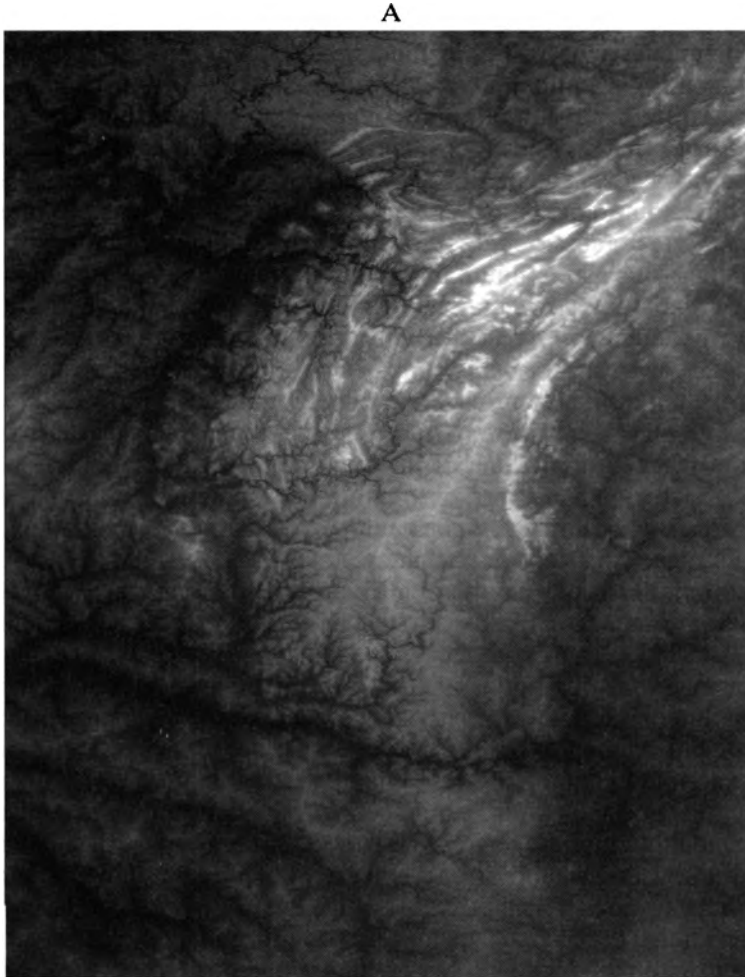
Наконец, очевидным является резкое усиление орогенического подъема в плейстоцене, когда аллювий и пролювий стали особенно грубыми. Именно в раннем–среднем плейстоцене сформировалась мощная авандельта Эмбы, свидетельствующая о резкой активизации роста хотя бы Мугоджарского сегмента рассматриваемого орогена [Леонов и др., 1998; устное сообщение Ю.А. Лаврушина]. Впадающий в тот же Каспий соседний Урал не имеет в своем устье ничего подобного, однако это не является достаточным признаком менее интенсивного развития Южно-Уральского сегмента: Эмба прямолинейна и поэтому в меньшей степени теряет по дороге свой обломочный материал, сгруживающийся главным образом в море. В плейстоцене (валахская фаза) смялся в складки акчагыл севера Бельского прогиба (см. выше), а усиление поднятий внутри самого Южного Урала сказалось в 300-метровом падении уровня грунтовых вод и формировании многоярусного карста [Puchkov, 2002; Puchkov, Danukalova, 2004].

Все сказанное важно в следующем отношении. Если приведенная интерпретация верна, то можно заметить, что новейшее воздымание Южного Урала происходило одновременно с орогенезом в соседней части Альпийского пояса. Настоящая жесткая коллизия началась там тоже где-то в раннем миоцене (штирийская фаза), когда стали отлагаться тонкие нижние молассы. Однако финальная коллизия, фиксируемая появлением грубых верхних моласс позднеорогенной стадии, произошла только на рубеже миоцена–плиоцена, в аттическую фазу тектогенеза. Кроме того, горообразование усилилось в начале плейстоцена (валахская фаза). Таким образом, ритмический рисунок орогенической кривой Южного Урала в целом подобен таковому южной коллизионной зоны, и это предполагает их взаимосвязанное развитие.

Еще один интересный момент связан с развитием гидросети, в отношении которого меньше всего разногласий [Киселев, 1958; Рождественский и др., 1974; Трифонов, 1969] (А.П. Рождественский и др., 1975 г.; Е.Д. Тапалов и др., 1967, 1985 гг.). Как уже отмечалось, в олигоцене–миоцене возникли продольные к Уралу меридиональные ложбины. Однако на рубеже миоцена и плиоцена их сменили диагональные, причем обычно северо-западного простирания, а в начале плейстоцена – поперечные (широтные). Возможно, перестройка долин связана с общеизвестной сменой во времени стресс-режимов для коллизионных орогенов: в самом начале возникают продольные надвиги, затем на них накладываются диагональные сдвиги, а в заключительную стадию, когда ороген испытывает сводовое поднятие и растяжение вдоль оси, образуются поперечные сбросы.

**Степень дифференцированности новейшего поднятия.** Рисунок рельефа Южного Урала весьма выразителен и позволяет дешифровать разры-





**Рис. 6.** Цифровая карта гипсометрии рельефа Южного Урала, с разрешением 30" (А) и ее структурная интерпретация (Б)

1 – линейные гряды; 2 – дешифрирующиеся участки межгорных и предгорных прогибов, выполненных кайнозоом; 3–5 – новейшие (и омоложенные в новейшую эпоху палеозойские) разрывы: 3 – сдвиги (по особенностям морфоструктурного рисунка), 4 – сбросы, 5 – взбросы; 6 – разрывы неясной кинематики. Бв – Белорецкая межгорная впадина

вы разной кинематики. Однако возможность его использования для выяснения характера именно новейшего поля деформаций зависит от решения вопроса о природе продольных хребтов и впадин, на счет чего до сих пор высказываются две полярные точки зрения. Одни ведущие геоморфологи полагают, что поднятие Южного Урала – это единый и изометричный в плане свод, составляющие же его хребты представляют собой сложенные крепкими породами литоморфные гряды и ни в коей мере не могут считаться тектонически обусловленными [Вербицкая, 1964; Борисевич, 1992]. По мнению других,

Б

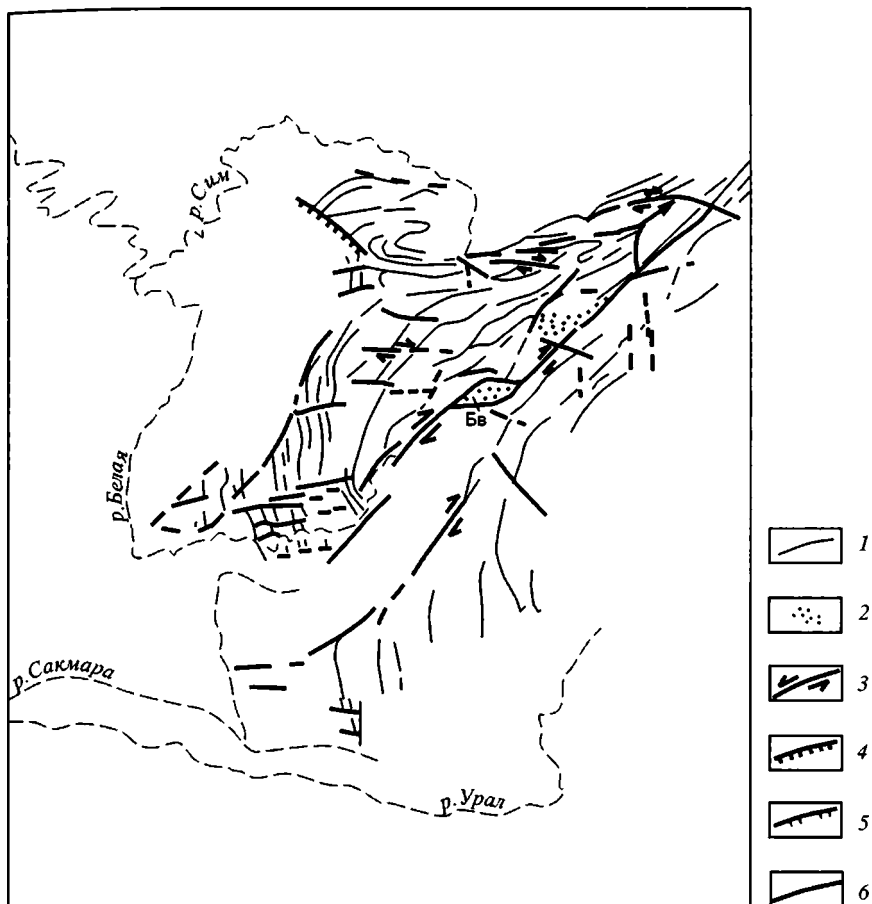


Рис. 6 (продолжение)

не менее авторитетных, крупнейшие хребты и впадины представляют собой линейные мегантиклинали и мегасинклинали [Вахрушев, 1960; Елисеев, 1950; Зиняхина и др., 1991] (А.П. Рождественский и др., 1974 г.). Последняя точка зрения основана на фактах подъема и расщепления террас antecedentного широтного отрезка р.Урал на пересечении передового хребта Кувандык и на данных морфометрического картирования.

Очевидно, что достоверное представление о морфологии и степени дифференцированности Южно-Уральского новейшего поднятия может быть выработано только после того, как будут сняты разногласия по поводу возраста и количества террас. Пока же обратим внимание на некоторые не замечавшиеся прежними исследователями особенности морфоструктуры, свидетельствующие в пользу второй точки зрения. В частности, как на обычных топографических, так и на цифровых картах рельефа (рис. 6) видно, что

главный водораздел – хребт Уралтау – по своей высоте ниже боковых и передовых хребтов: как восточных (Ирендык и Крыкты), так и западных (Ямантау), которые на альтиметрических цифровых картах выделяются более светлым тоном. Поперечные реки, стекающие с главного водораздела, пропиливают эти хребты и, таким образом, имеют антецедентный характер. Все сказанное может означать только то, что боковые и передовые хребты выросли позже главного водораздела, и, следовательно, Южно-Уральский свод, по крайней мере, сильно неоднороден. Интересно в этой связи и то, что новейшее горное сооружение со временем расширяется и наступает на свои форланды – особенность, характерная для коллизионных орогенов, развивающихся в обстановке структурной тесноты.

**Морфоструктурные индикаторы новейших горизонтальных движений.** На космических снимках и цифровых картах рельефа можно увидеть признаки активного развития ряда дизъюнктивных нарушений. Разумеется, дешифрируются не только новейшие, но и отпрепарированные в рельефе палеозойские разрывы. Однако многие из последних контролируют современные межгорные впадины: например, вид типичного пулл-апартового бассейна ромбовидной конфигурации имеет Белорецкая межгорная впадина, заполненная неогеном (см. рис. 6,Б); соответственно, ограничивающие впадину протяженные разрывы северо-восточного простирания должны рассматриваться в качестве правых сдвигов.

Если активизация разрывных нарушений Южного Урала, находящихся внутри полей палеозоя, в какой-то мере проблематична, то для Мугоджар, окруженных кайнозойскими отложениями, она гораздо более очевидна. Здесь в качестве новейшего разрыва прежде всего дешифрируется уступ Мугоджарской гряды, точно совпадающий с Западно-Мугоджарским взбросом (рис. 7). Уступ неоднократно смещен диагональными сдвигами: правыми северо-восточного и левыми – северо-западного простирания. По существу, все самостоятельные горные массивы в пределах главной гряды (Жамантау, Даутау, Два Брата, Берчогур–Большой Бахтыбай и др.) – это блоки, разделенные такими сдвигами. Новейший возраст разрывов очевиден: разделенные ими блоки, образованные одинаковыми по прочности палеозойскими породами, несмотря на это резко различаются по высоте рельефа; кроме того, разрывы выходят на подгорную равнину, сложенную мелом–палеогеном. Сдвиги разного знака образуют обособленные домены: правые сосредоточены на юге Мугоджар, а левые – на севере. Еще дальше к северу эта левосдвиговая зона надстраивается линеаментом север-северо-западного простирания (см. рис. 7), соединяющим Западно-Мугоджарский и Новокиевский разрывы. Поскольку он косо обрезает маркирующие горизонты, то, может быть (как и оба эти разрыва), также имеет левосдвиговую компоненту. Таким образом, подтверждаются (см. выше) попутные сдвиги на флангах Западно-Мугоджарской дуги.

Последний элемент морфоструктуры Мугоджар – частая серия поперечных (субширотных) сбросовых эскарпов, которые секут все прочие элементы новейшей структуры и, судя по этому, наиболее активны в настоящее время. Обычно они обращены к югу, в сторону общего погружения Ураль-

ского хребта, а с северной стороны сопряжены с полого наклоненными террасами рельефа – что создает картину антитетически перекошенных наклонных блоков, разделенных листрическими сбросами. Такой структурный рисунок мог возникнуть только при субмеридиональном растяжении, которое совместимо с субширотным сжатием, устанавливаемым по сдвигам и взбросам.

Можно сказать для всего региона, что анализ плановых черт морфоструктуры показывает существенную роль диагональных новейших сдвигов: правых северо-восточного и левых северо-западного простирания, а также поперечных (субширотных) сбросов. Подчеркну, что эти разрывы установлены не только в результате интерпретации мелкомасштабных карт рельефа, но и по данным дешифрирования среднемасштабных космических снимков [Копп, 2004б]. Оно подтвердило реальность существования структурного парагенеза, представленного смещающими рельеф диагональными сдвигами и субширотными сбросами; обнаружены и отдельные надвиги меридиональной ориентировки.

**Продольная асимметрия рельефа.** Наконец, стоит обратить внимание на продольную асимметрию рельефа, связываемую мной с проявлением трансорогенных мегасдвигов (рис. 8). Новейший ороген Южного Урала – Мугоджар сегментирован в плане и образует два крупных блока (сегмента), разделенных поперечной седловиной. Кроме того, главные хребты в плане образуют виргации, сжатые на севере и постепенно раскрывающиеся и погружающиеся к югу. Таков прежде всего блок горного Южного Урала, ограниченный на севере диагональной зоной северо-восточной ориентировки (хребет Амшар на юго-западе – горы Тураташ и Сова на севере), к которой кулисно причленяются хребты меридионального–север-северо-восточного простирания (см. рис. 8). Как эти хребты, так и сам блок в целом как бы возникают около этой зоны, будучи здесь наиболее подняты и тесно сближены в плане; однако к югу, в сторону седловины Южного Урала – Мугоджар, занятой поперечным отрезком р. Урал, они постепенно снижаются и расходятся. Такой рисунок хребтов весьма напоминает вынужденную виргацию, и, если справедливы высказанные выше соображения о новейшем сжатии поперек Южно-Уральского блока и дифференцированном характере его морфоструктуры, придется признать, что широтное сжатие блока и образующего его пучка линейных мегаскладок возникло в результате компенсации перемещения к западу южного крыла трансорогенного правого сдвига северо-восточного простирания (назовем его Усть-Катавским). Такие же морфологию и происхождение имеет и Мугоджарский блок, только он возник в южном крыле уже не право-, а левосдвиговой зоны северо-западного направления, протягивающейся сюда от Оренбурга и Актюбинского Приуралья (назовем ее Актюбинской).

**Поперечная асимметрия рельефа.** Рельеф рассматриваемого горного пояса асимметричен не только в плане и в продольном сечении, но также и в поперечном – причем знак асимметрии для Южно-Уральского и Мугоджарского блоков противоположен. Мугоджарская гряда резко скошена к западу – туда же, куда обращен и Западно-Мугоджарский взброс. Следовательно, учитывая данные о поперечном сжатии Мугоджар, можно полагать, что

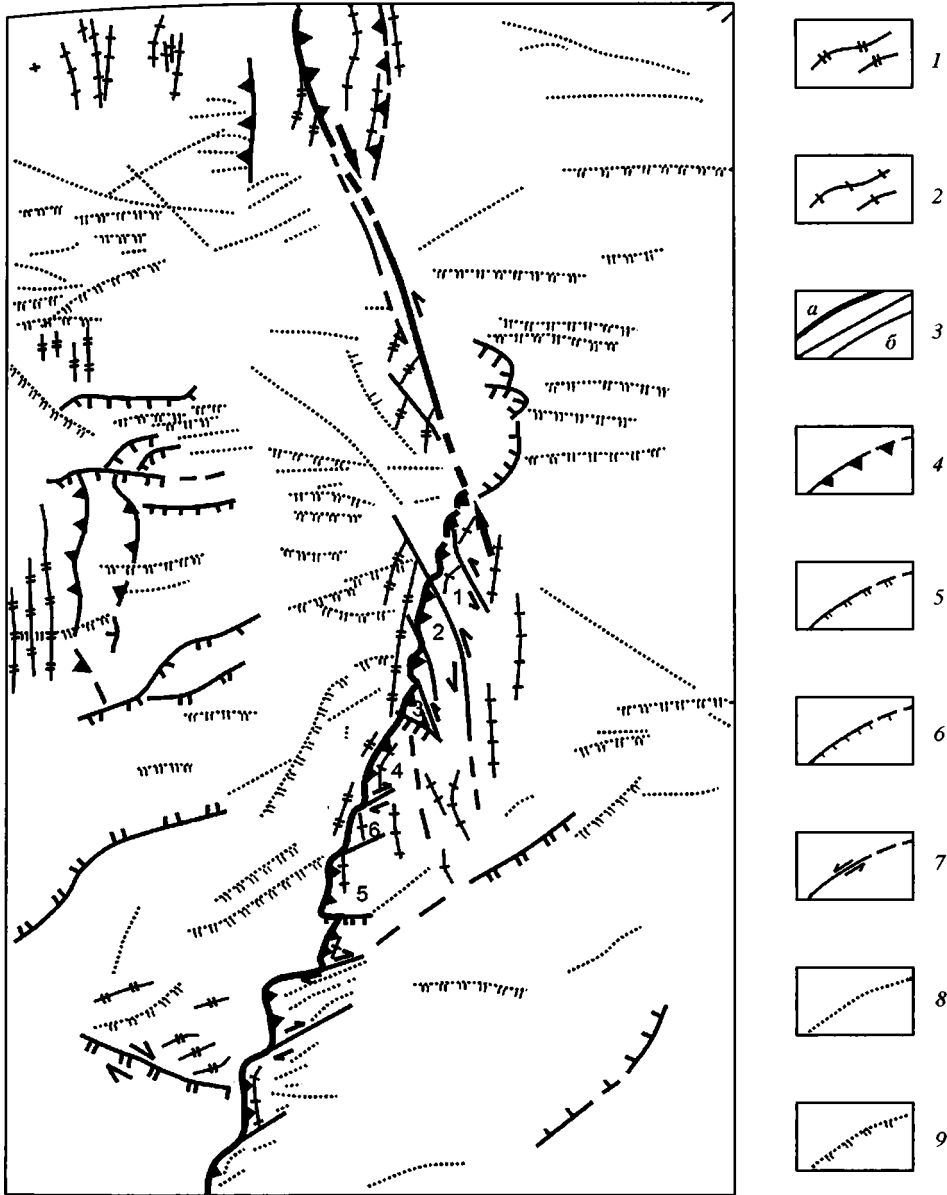
А



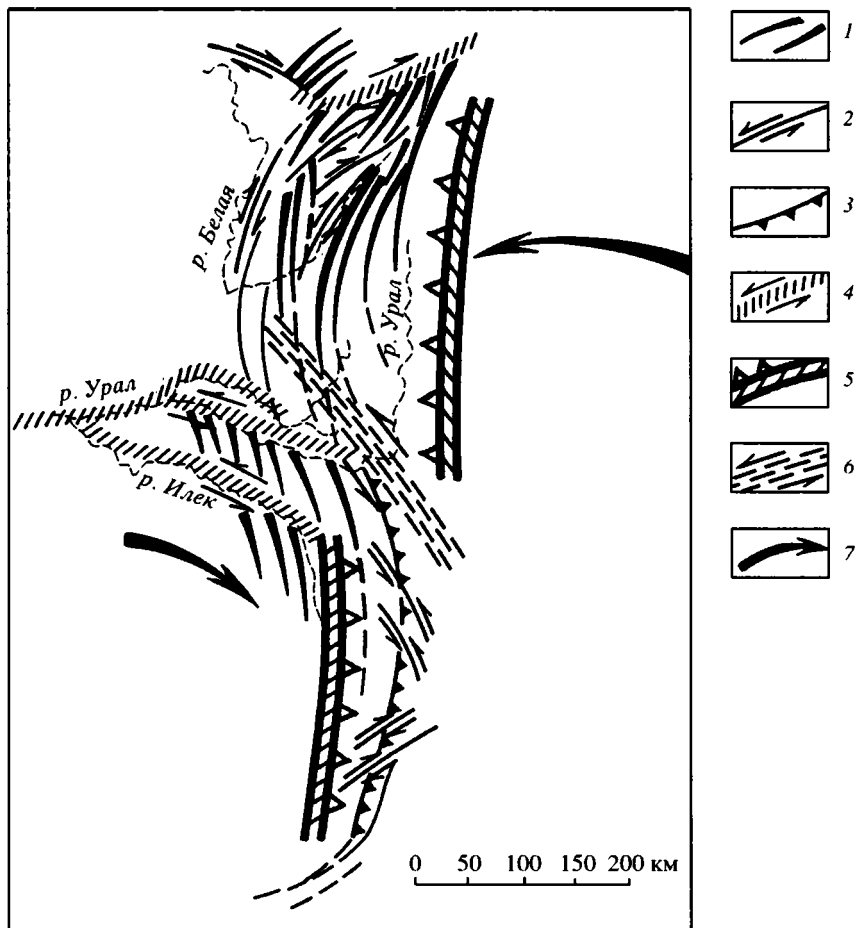
**Рис. 7.** Цифровая карта градиентов рельефа Мугоджар, с разрешением 30" (А) и ее структурная интерпретация (Б)

1, 2 – маркирующие горизонты: 1 – в мел-кайнозойских отложениях, 2 – в палеозойских отложениях; 3–7 – новейшие разрывы, разделяющие блоки с неодинаковым стилем морфоструктуры: 3 – разрывы разного ранга (а – разрывы зоны Западно-Мугоджарского разрыва, б – прочие), 4–7 – разрывы разной кинематики (4 – взбросы и надвиги, 5 – разрывы с видимым смещением по падению сместителя,

Б



6 – сбросы, 7 – сдвиги); 8, 9 – линеаменты, трассирующиеся внутри областей с однородным стилем рельефа, выраженные: 8 – ложбинами, 9 – уступами (бергштрихи – в сторону экспозиции уступа). Стрелками обозначен линеамент, соответствующий предполагаемому продолжению Западно-Мугоджарского разрыва. Неотектонические блоки зоны Западно-Мугоджарского разрыва: 1 – Жамантау, 2 – Даутау, 3 – Кучумбай, 4 – Два Брата, 5 – Большой Бахтыбай, 6 – Берчогур



**Рис. 8.** Связанная со сдвигами продольная асимметрия рельефа Южного Урала и Мугоджар

1 – антиклинали чехла и мегантиклинали основания; 2 – сдвиги; 3 – взбросы и надвиги; 4 – широкие зоны сдвига, выраженные в особенностях структурного рисунка; 5 – зоны поддвига платформенных блоков, вызывающих деформацию Южного Урала и Мугоджар; 6 – Кумертау-Орская региональная левосдвиговая зона, аккомодирующая смену вергентности новейшего орогена; 7 – направления относительного перемещения и вращения платформенных блоков – орудий деформации

в рельефе отражена вергентность взбросо-надвига, обращенного в сторону пододвигающегося Прикаспийского неотектонического блока<sup>1</sup>.

Однако Южный Урал скошен в обратную сторону – к востоку, что видно как на геоморфологических профилях, так и на картах рельефа (рис. 9); отмечают этот факт и другие авторы [Бачманов и др., 2001; Лёвин, Фомин, 2001; Сигов, 1962, 1971]. Важно также подчеркнуть, что асимметрия Южно-

<sup>1</sup> К востоку от самой Мугоджарской гряды, в Тургайском прогибе, складки неогеновых отложений приобретают наклон к востоку, что уместно связывать с поддвигом уже восточного – Центрально-Казахстанского – блока.

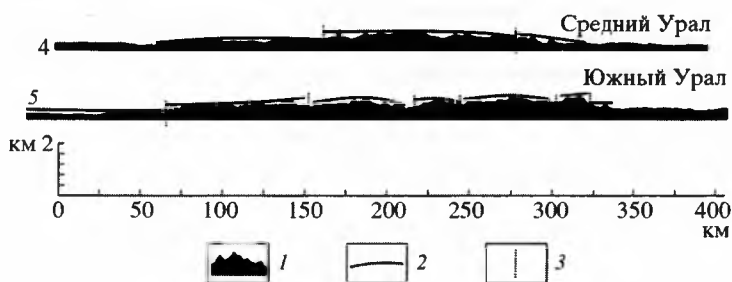
го Урала выражена не только большей крутизной склонов соответствующей экспозиции (что может быть связано и с разными обогревом склонов, розой ветров и т.д.), но и, что более существенно, смещением к востоку основного водораздела, а также наличием на восточном склоне крутого и высокого (несколько сот метров) уступа – “Ильменогорского” [Сигов, 1962], эффектно выраженного как на цифровых, так и на обычных топографических картах и на профилях (см. рис. 9). Вздёрнутая по этому уступу водораздельная поверхность в виде пологой моноклинали погружается в целом к западу, хотя она и осложнена уступами второго порядка (см. рис. 9, врезка).

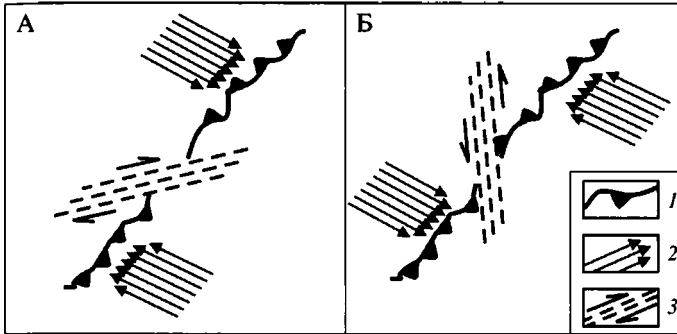
Следовательно, асимметрия современного рельефа горного Южного Урала имеет неотектоническую природу, и если он, как и Мугоджары, образовался при субширотном сжатии, то крутизну его восточного склона также следует связывать со скашиванием в вертикальной плоскости. Восточная неотектоническая вергентность Южного Урала противоречит западному надвиганию в позднем палеозое, и это позволяет предположить смену направления поддвига соседних жестких блоков: если в конце палеозоя под Урал больше пододвигалась Русская плита (нежели расположенная восточнее островная дуга), то в новейшее время – восточные блоки, входившие в зону влияния Индостанского индентора.

В то же время эта принципиальная картина усложняется тем, что наибольший (до 1700 м) гипсометрический подъем испытала западная часть Южного Урала – блок хребта Ямантау, на основании чего некоторые исследователи делают вывод об обусловленной поддвигом Восточно-Европейской платформы запрокинутости данной части Уральского новейшего орогена к западу [Михайлов и др., 2001; Тевелев, 2003; В.Н. Пучков, устное сообщение]. Однако выше уже говорилось, что, во-первых, боковые хребты (Ямантау и др.) являются в каком-то смысле наложенными: они обогнали в своем подъеме главный водораздел, а во-вторых, эти хребты особенно сильно подняты на самом севере Южного Урала, около Усть-Катавской правосдвиговой зоны, тогда как к югу они постепенно становятся ниже и моновергентный профиль орогена полностью восстанавливается. То и другое позволяют объяснить аномальный подъем севера Южного Уральского блока наложенным дополнительным сжатием, компенсировавшим его выдвигание и некоторое противочасовое вращение по правым сдвигам.

Смена вергентности вдоль простирания орогена обязательно должна приспособливаться сдвигом (рис. 10). При этом знак последнего зависит от кинематики блоков: если вергентность вызвана надвиганием поверхностных горизонтов, то, при показанном на рисунке положении встречно наклоненных разрывов, в зоне аккомодации будет развиваться правый сдвиг (см. рис. 10,А). Если же, напротив, происходит поддвиг глубинных горизонтов, смена поперечного профиля орогена будет аккомодироваться уже левым сдвигом (см. рис. 10,Б). Заметим в этой связи, что крупные правые сдвиги новейшего возраста в районе седловины, разделяющей Южный Урал и Мугоджары, пока неизвестны. Левые же, как было неоднократно показано, здесь очевидны, и поэтому смену вергентности вдоль простирания следует связывать с разнонаправленным глубинным поддвигом блоков под новейший оро-







**Рис. 10.** Принципиальная схема сдвиговой аккомодации соседних участков орогена с противоположной вергентностью, обусловленной: надвиганием верхних горизонтов (А), поддвиганием нижних горизонтов (Б)

1 – фронтальный надвиг или флексура сжатия (треугольники – в сторону висячего крыла); 2 – направление надвига (поддвига); 3 – поперечный сдвиг, аккомодирующий смену вергентности орогена

ген. О вероятном перемещении к востоку, под Мугоджары, Прикаспийского блока уже говорилось выше. Что же касается Южного Урала, то здесь логично предполагать поддвиг Центрально-Казахстанского блока, перемещавшегося в новейшее время к запад-северо-западу. Подтверждением этого является заметное новейшее смятие Тургайского прогиба [Броневой и др., 1969; Гарецкий, 1962; Яншин, 1953], складки и надвиги внутри которого, вплоть до восточного борта, скошены преимущественно к востоку [Броневой и др., 1969; Гарецкий, 1962]. Геофизические аргументы поддвига литосферы Казахстана и Западной Сибири к северо-западу, под современный Урал, приведены в работе: [Лёвин, Фомин, 2001].

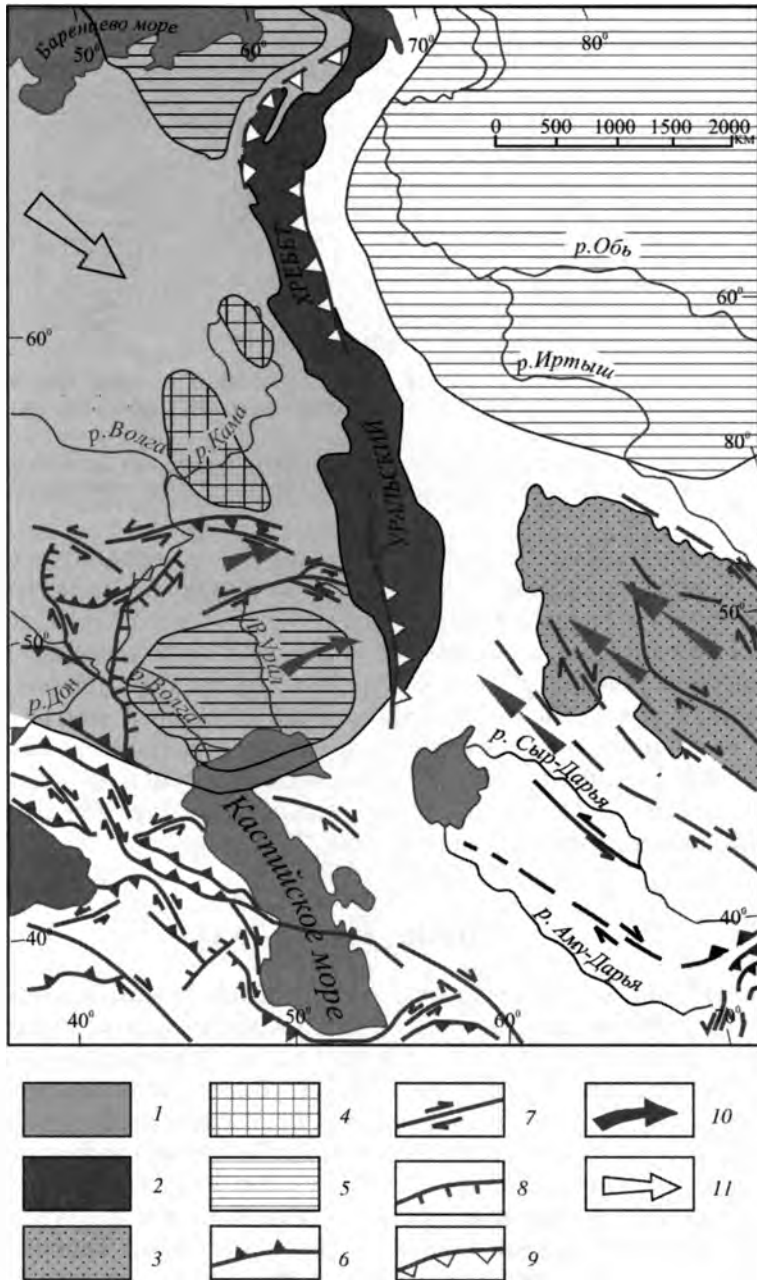
### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты применения всех охарактеризованных методов показывают, что новейшая деформация Южного Урала и Мугоджарской гряды происходила при существенном участии поперечного к ним (субширотного) укорочения, которое ассоциировало с продольным (субмеридиональным) удлинением; при этом то и другое реализовывались преимущественно в сдвиговом и сбросовом стресс-режимах. Данный результат не только важен сам по себе, но он еще и независимо подтверждает неслучайный характер замеров современных напряжений в горных выработках [Алейников и др., 1988; Кононенко др., 1990], также показывающих поперечное сжатие. Теперь очевидно, что современное поле напряжений унаследовано от новейшего, что может



**Рис. 9.** Цифровая карта градиентов рельефа Южного Урала, иллюстрирующая поперечную асимметрию его морфоструктуры (крутые восточные склоны). На врезке – геоморфологические профили [Бачманов и др., 2001]

1 – рельеф поверхности Земли; 2 – линия вершинной поверхности рельефа; 3 – предполагаемые зоны разломов, нарушающих положение вершинной поверхности



**Рис. 11.** Структурная позиция Урала по отношению к кинематике блоков соседнего отрезка Альпийско-Гималайского коллизийного пояса

1 – Восточно-Европейский кратон; 2 – новейший Урал; 3 – Центрально-Казахстанский блок; 4 – антеклизы; 5 – синеклизы; 6 – надвиги; 7 – сдвиги; 8 – сбросы; 9 – зоны внутриплитного поддвига участков утоненной коры; 10 – направления горизонтального перемещения блоков; 11 – направление предполагаемого позднекайнозойского перемещения Восточно-Европейского кратона относительно Сибири

быть важно и для прогноза сейсмичности. О поперечном сжатии всего Урала, включая Южный (вместе с Мугоджарами), свидетельствует и приуроченность к нему контрастной холодной аномалии теплового потока, связываемой с нисходящим литосферным течением и/или изолирующей глубинное тепло уплотненной сжатой корой [Лёвин, Фомин, 2001; Хуторской, 1996].

Новейшее сжатие концентрировалось прежде всего в линейных прогибах чехла, которые проявили себя как ослабленные зоны во время альпийской орогении. Там же, где в поле альпийских напряжений попали жесткие породы (метаморфический субстрат зоны Уралтау и вулканиты Челябинско-Магнитогорской дуги), эти напряжения разрешались только в форме вертикальных перемещений и горизонтального растяжения. Подобная избирательность компрессионной деформации в зависимости от характера реологии пород может быть объяснена только внешним положением источников давления. Широкое распространение трещин растяжения и сбросовых морфоструктур, ориентированных поперек и вдоль новейшего орогена, показывает, что боковое сжатие сопровождалось ростом и расширением свода. Кроме того, оно было осложнено сдвиговым скашиванием в вертикальной и горизонтальной плоскостях.

Горизонтальные сдвиги представляют собой чрезвычайно характерный элемент и имеют региональное значение. На Южном Урале преобладают правые сдвиги – как диагональные (их крупнейшая зона северо-восточного простирания – Усть-Катавская – на севере отделяет Южный Урал от Центрально-Уральского пережима), так и почти продольные, сочетающиеся со сжатием (субмеридиональный сдвиг вдоль оси предгорного прогиба, выраженный кулисностью складок, а также сдвиги север-северо-восточного простирания, ограничивающие Белорецкую пулл-апартовую впадину). Подобный разброс ориентировок правых сдвигов наводит на мысль о вращении Южно-Уральского блока против часовой стрелки – что, в свою очередь, может свидетельствовать о его структурной принадлежности к западному флангу Перииндийской коллизионной области, где все блоки Центральной Азии смещались по правым сдвигам, с той или иной компонентой вращения против часовой стрелки (судя по палеомагнитным данным [Баженов, Буртман, 1990] и по особенностям структурного рисунка [Копп, 1997]).

Для Мугоджар отмечена локализация сдвигов разного знака на противоположных флангах Западно-Мугоджарского новейшего разрыва, в виде дуги ограничивающего с восточной стороны Прикаспийский неотектонический блок: на севере – левых, а на юге – правых. Таким образом, сдвиги разного знака обрамляют этот блок с обоих боков – что является признаком его относительного перемещения в сторону современных Мугоджар. Выжимание к востоку Прикаспийского блока, находящегося на северном фланге Периаравийской коллизионной области, ранее уже автором предполагалось на основе анализа новейшего структурного рисунка платформенной территории [Копп, 1999а, 2004а; Копп и др., 2002] (рис. 11). Теперь эта точка зрения приобрела более конкретный вид. Таким образом, характер пространствен-

ного распределения сдвигов разного знака также свидетельствует о связи новейшей деформации Южноуральско-Мугоджарской гряды со встречным движением платформенных блоков.

Скашивание в вертикальной плоскости выражено весьма резкой асимметрией как частных структур сжатия, так и самого новейшего орогена в целом: Мугоджарский блок имеет западную вергентность, а Южно-Уральский – восточную, выраженную в рельефе и в асимметрии складок Предуральского и Тургайского прогибов. Резкая поперечная асимметрия новейшей структуры (возникшая в обстановке горизонтального сжатия) приводит к логичному выводу о ее формировании в результате встречного поддвига соседних платформенных блоков: Прикаспийского и Центрально-Казахстанского. Вероятность поддвига к западу, под Восточно-Европейский кратон, литосферы Азии уже декларировалась, исходя из геофизических данных [Лёвин, Фомин, 2001]. Подвиг же к востоку утоненной субокеанической коры Прикаспийской синеклизы добавляет новый (хоть и не столь неожиданный) элемент в эту конструкцию.

Наконец, последняя составляющая новейшей деформации рассматриваемого региона (по нашему мнению, сопутствовавшая и ассоциировавшая с его субширотным сжатием) – это рост и расширение свода внутриплитного орогена, которые проявились в широком распространении трещин растяжения и сбросовых морфоструктур, ориентированных поперек и вдоль новейшего орогена.

Суммируя, можно уверенно сказать, что поперечное (субширотное) сжатие Южноуральско-Мугоджарской гряды было направлено извне и вызвано коллизией обрамлявших ее с запада и востока блоков: Прикаспийского (и Восточно-Европейского кратона в целом) – на западе и Центрально-Казахстанского (вероятно, с Западной Сибирью) – на востоке. Движение Прикаспийского и Центрально-Казахстанского блоков сопровождалось их встречным поддвигом под Мугоджары и Южный Урал, соответственно, что могло быть связано как с самим направлением их перемещения, так и, в существенной мере, с тем, что они подстилаются более тонкой корой по сравнению с теми участками, под которые этот подвиг направлен (Прикаспийская синеклиза с утоненной субокеанической корой по отношению к мощной континентальной коре Центрального Казахстана, последняя – по отношению к еще более мощной коре Волго-Камской антеклизы). Иными словами, происходила своего рода внутриплитная “субдукция”, отмечавшаяся автором ранее для платформенной области Юго-Восточной Европы на новейшем этапе ее развития [Копп, 2004а]. Поскольку Прикаспийский и Центрально-Казахстанский блоки двигались не строго навстречу друг другу, а с некоторым смещением, между Южным Уралом и Мугоджарами возник левый сдвиг. Связь сжатия рассматриваемого региона с общей обстановкой коллизии литосферных плит на юге Евразии подтверждается и констатированной выше разновозрастностью новейшей орогении с таковой Кавказа и Средней Азии.

И все же требуют ответа вопросы, каким образом меридиональное сжатие, генерируемое зоной альпийской коллизии, трансформируется в широтное и за счет чего возникли столь сильные новейшие деформации. Почему,

например, Южный Урал, удаленный от коллизионной зоны, гораздо выше более близких к последней Мангышлака или хребта Чингиз в Казахстане?

Трансформация субмеридионального сжатия в зоне коллизии в субширотное на Южном Урале естественно объясняется, по моему мнению, тем, что обрамляющие последний платформенные неотектонические блоки находились на флангах областей столкновения (Периаравийской и Перииндийской, соответственно), – где главное (т.е. по ходу индентора) направление транспорта выжимаемых масс обычно меняется на боковое. Центральнo-Казахстанский блок, находящийся в зоне влияния Индостана, двигался к запад-северо-западу, а Жигулевский и Прикаспийский блоки в зоне влияния Аравии, шли к северо-востоку и востоку (см. рис. 11). Учитывая приводившиеся здесь и в более ранних работах [Копп, 1997, 1999а, 2004а] структурные признаки вращения указанных блоков (Прикаспий – по часовой стрелке, Центральный Казахстан – против нее), приходим к выводу, что столкновение в районе Южного Урала вполне могло быть лобовым. Но если даже внутриплитная коллизия была ко-соориентированной, все равно она должна была результировать в субширотном сжатии и меридиональных сдвигах вдоль Урала.

Очевидна также и экранирующая роль изначально ориентированного меридионально восточного края древней платформы, который должен был явиться жестким упором для блоков, двигавшихся к северо-западу, и принять на себя часть их удара. Тот факт, что активизировалась не вся палеозойская складчатая область, а только та ее часть, которая прилегает к Восточно-Европейскому кратону, заставляет предполагать тесное участие последнего в деформации, как минимум, в дополнение к тому давлению, которое исходило с юга. Более того, если учесть, что в деформированной Индостаном части Евразии восточный край Восточно-Европейского кратона представляет собой реологический раздел первой величины (с которым может сравниться только южный угол Сибирского кратона, где также резко усиливаются внутриплитные коллизионные деформации), открывается возможность объяснить факт более высокой новейшей активизации Урала по сравнению с Туранской плитой и Казахстаном. В данном аспекте, край Восточно-Европейского кратона следует сравнивать с “молотом”, о который разбивались деформационные “волны”, исходящие от коллизионного пояса – что-то вроде волн цунами, которые зарождаются где-то далеко в океане, но катастрофических размеров достигают только на шельфе и у берега материка. Помимо этого, весьма вероятно и более активное участие Восточно-Европейской платформы в деформации Урала, уже в качестве самостоятельной субплиты Евразии, которая с несколько большей (относительно Сибири) скоростью, с левым сдвигом вдоль Урала, отодвигалась от оси спрединга в Арктике [Копп, 1999б]. Тогда добавляется дополнительный фактор, способный усилить суммарную деформацию.

## ВЫВОДЫ

1. Исследование морфологии и структурного рисунка складок и разрывов в позднемезозойско-кайнозойских отложениях, кинематики трещиноватости и морфоструктурных особенностей современного рельефа Южного

Урала и Мугоджарской гряды показали, что их новейшая структура образовалась при приблизительно поперечном (субширотном) или диагональном сжатии и ассоциирующем продольном (субмеридиональном) растяжении.

2. Поперечное сжатие реализовалось в короблении фундамента (в виде свода, осложненного мегаскладками – крупнейшими хребтами-антиклиналями), в смятии чехла межгорных и предгорных впадин, а также в формировании сдвигов и латеральном течении материала. По всем этим признакам новейшая структура Южноуральско-Мугоджарской гряды принципиально не отличается от таковой Тянь-Шаня и других возрожденных гор коллизионного происхождения.

3. Анализ вергентности и сдвиговой кинематики Южно-Уральского и Мугоджарского сегментов новейшего орогена показывает, что их сжатие было вызвано встречным поддвигом и коллизией соседних платформенных блоков: Центрально-Казахстанского и Прикаспийского, принадлежащих, соответственно, зонам динамического влияния Аравийского и Индийского инденторов. Поскольку эти блоки двигались не строго навстречу, а с некоторым смещением, между Южным Уралом и Мугоджарами возник левый сдвиг.

4. Существенно большие, чем в Мугоджарах, высота и расчлененность рельефа Южного Урала, его не столь асимметричный (т.е. приближенный к дивергентному) поперечный профиль обусловлены как более мощным давлением Индии (нацеленным здесь именно на Южный Урал), по сравнению с таковым Аравийской плиты, так и разной мощностью коры коллидирующих платформенных блоков: Южный Урал образовался за счет лобового столкновения двигавшегося к запад-северо-западу Центрально-Казахстанского блока с мощной континентальной корой Волго-Уральской антеклизы и всего Восточно-Европейского кратона в целом, тогда как в Мугоджарах конвергенция платформенных блоков имела возможность частично реализоваться поддвигом (“внутриплитной субдукцией”) утоненной субокеанической коры Прикаспийской синеклизы – что неизбежно должно было ослабить силу ее коллизии с Центрально-Казахстанским и Кызылкумским блоками.

Финансовую поддержку во время выполнения работы оказали РФФИ (проект № 03-05-64693) и Программа Президента РФ “Научные школы” (грант № НШ-1982.2003.5). Автор выражает глубокую признательность Министерству природных ресурсов Республики Казахстан за любезное разрешение провести полевые работы в Мугоджарах, а Т.Р. Акопову, В.Н. Беньямовскому, Г.А. Данукаловой, В.А. Ефремову, В.Н. Зайонцу, В.Н. Пучкову, Р.А. Сегедину, Ар.В. Тевелеву и В.В. Юришу – за консультации по геологии Южного Урала и Мугоджар и помощь в выборе объектов полевых работ.

### *Литература*

- Алейников А.Д., Беллавин О.В., Булашевич Ю.П. и др. Горизонтальные напряжения и тектогенез Урала // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск, 1988. С. 106–113.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса (Карпаты–Кавказ–Памир). М.: Наука, 1990. 167 с.

- Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г.* Неотектоника Урала (проблемы и решения) // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61–75.
- Борисевич Д.В.* Неотектоника Урала // Геотектоника. 1992. № 1. С. 57–67.
- Бронева В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г.* Жерлепеская зона разломов в Северном Приуралье // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1969. Т. 44, вып. 2. С. 77–84.
- Буданов Н.Д.* Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала // Сов. геология. 1957. Сб. 58. С. 25–39.
- Вахрушев Г.В.* Проблемы неотектоники Южного Урала и Приуралья // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала: Тр. Уфим. совещ. по геоморфологии и неотектонике Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960. С. 9–22.
- Вербицкая Н.В.* Геоморфология Башкирской АССР и Оренбургской области // Геология СССР. Т. 13: Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра. 1964. С. 581–608.
- Волож Ю.А., Волчегурский Л.Ф., Грошев В.Г., Шишкина Т.Ю.* Типы соляных структур Прикаспийской впадины // Геотектоника. 1997. № 3. С. 41–56.
- Гарецкий Р.Г.* Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 300 с.
- Геологическая карта Казахской ССР. М-6 1 : 500 000. Листы 22 и 22А. Сост. Тургайско-Мугоджарской серии Р.А.Сегедин и Г.А. Костик. Л.: "Аэрогеология", 1979.
- Елисеев В.Н.* О молодых тектонических движениях Орского Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. 25, вып. 3. С. 41–48.
- Зайонц В.Н.* Основные черты новейшей тектоники Оренбургского Приуралья // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. Л.: Недра, 1967. С. 229–234.
- Зиняхина И.К., Кисарев Р.Л., Рождественский А.П.* К проблеме новейших горизонтальных движений на восточном склоне Южного Урала // Проблемы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры континентов. Уфа, 1991. С. 59–64.
- Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Структурная геология Южного Урала. Трансект на широте г. Орска // Тектоника Азии. М.: ГЕОС. 1997. С. 108–111 (Материалы XXX Тектонич. совещ.).
- Киселев Л.И.* Следы древней эрозионной сети в Мугоджарах // Бюл. МОИП. Отд. геол. Н. С. Т. 63, вып. 1. 1958. С. 145–148.
- Конonenko И.И., Халевиц И.И., Биюлин Б.А., Яценко В.Р.* Современная геодинамика Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 94 с.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- Копп М.Л.* Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы как результат коллизии в Периаравийском сегменте Альпийского пояса // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999а. С. 179–216.
- Копп М.Л.* Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука. 1999б. С. 84–107.
- Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004а. 339 с.
- Копп М.Л.* Новейшие деформации Мугоджар и динамические обстановки их формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004б. Т. 79, вып. 2. С. 8–23.
- Копп М.Л., Егоров Е.Ю.* Новейшее поле деформаций Южного Урала, по результатам кинематического изучения трещиноватости // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 5. С. 13–19.
- Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В.* Саратовские внутриплитные дислокации: кинематика горизонтальных перемещений // Геотектоника. 2001. № 5. С. 45–60.
- Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В.* Новейшее поле деформаций Общего Сырта (Северный Прикаспий) // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В.Гзовского). М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 248–271.



- Копп М.Л., Иоффе А.И., Егоров Е.Ю. и др. Геодинамика Окско-Донского новейшего прогиба // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 123–179.
- Кошелев П.Я. Новейшая тектоника Тургайского прогиба // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1961. Вып. 43. С. 197–213.
- Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
- Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН – НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 30–57.
- Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
- Лёвин Ф.Д., Фомин В.И. Происхождение современных Уральских гор (на примере Среднего и Южного Урала) // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 31–40.
- Лидер В.А. О соотношении мезозойских и современных структур на восточном склоне Северного Урала // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области. Уфа, 1960. С. 301–306.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И. и др. Оценка региональных и локальных полей напряжений вдоль профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: ГЕРС, 2001. С. 275–283.
- Морфоструктурная карта Урала. М-б 1:1 000 000 / Под ред. Н.Г. Чижовой. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 60 с.
- Наумов А.Д. Новые данные о перестройке речной сети на Южном Урале // ДАН СССР. 1967. Т. 175, № 4. С. 915–916.
- Никонов А.А., Шолохов В.В. Геологические и геоморфологические признаки молодого правостороннего сдвига в зоне Центрально-Устюртского разлома // ДАН. 1995. Т. 345, № 6. С. 786–790.
- Овечкин Н.К., Топорков Д.Д. Геологическая история Тургайского прогиба и его полезные ископаемые // Сов. геология. 1958. № 3. С. 3–21.
- Преображенский Н.А. О третичной тектонике на Южном Урале // Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 1. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. С. 310–314.
- Проничева М.В. Результаты структурно-геоморфологических работ в Актюбинском Приуралье // Геологическое строение и нефтегазоносность восточной, северной и юго-восточной частей Прикаспийской впадины и ее обрамления. М.: Госгостехиздат, 1962. С. 245–258.
- Ренгартен В.П. О молодых тектонических движениях на восточном склоне Урала. Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 1. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. С. 268–279.
- Рождественский А.П., Журенко Ю.Е., Зиняхина И.К. Геоморфологическое районирование и неотектоника Южного Урала и Приуралья // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Южного Урала и Поволжья. Уфа: БФАН СССР, 1974. С. 40–46.
- Рязанцев А.В. Структурный план среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса, проблема поздних деформаций // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М: Изд-во МГУ, 2001. С. 51–65.
- Сегедин Р.А. Континентальные верхнеэоценовые отложения Казахского Урала и Предуралья // Проблемы геологии Западного Казахстана. Л.: Наука, 1971. С. 189–196.
- Сигов А.П. О возрасте и происхождении продольных депрессий Урала // Вопросы географии. Сб. 1: Геоморфология и палеогеография. 1952. С. 93–107.
- Сигов А.П. Основные черты геоморфологии Урала // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб. 1. Уфа: БФАН СССР, 1962. С. 53–61.
- Сигов А.П. Карта новейшей тектоники Урала // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 34–58.
- Сигов В.А. Новейшая тектоника Среднего и восточной части Южного Урала // Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 2. М.: Наука, 1971. С. 61–73.

- Таналов Е.Д.* Неотектоника Мугоджар и сопредельных областей Русской платформы и Туранской плиты // К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука, 1969. С. 145–160.
- Таналов Е.Д.* Об этапах тектонического развития Мугоджар и прилегающих областей Русской и Туранской плит в мезозое–кайнозое // Геология Казахстана. 1995. № 2. С. 42–54.
- Тевелев Арк.В.* Альпийская тектоника Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 2. М.: ГЕОС. 2003. С. 230–234.
- Тевелев А.В., Гаврилова Е.В., Георгиевский Б.В.* Молодые экзогенные деформации новейших отложений восточного склона Южного Урала и Зауралья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. С. 224–226.
- Тевелев Арк.В., Тевелев Ал.В.* Новейшее развитие восточной части Южного Урала // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург, 1998. С. 190–192.
- Тевелев Арк.В., Тевелев Ал.В., Пиотровская Е.В., Коротков В.Е.* Новейшая тектоника Южного Урала // Ежегод. Науч. конф. Ломоносовские чтения. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 42–45.
- Трифонов В.П.* Новейшая тектоника восточного склона Урала и Зауралья // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1969. С. 293–300.
- Уфимцев Г.Ф.* Орогены нагорного типа в альпидях Евразии // Изв. РГО. 2000. Т. 132, вып. 1. С. 12–23.
- Уфимцев Г.Ф.* Новый шаг горообразования в Евразии // Геоморфология. 2002. № 3. С. 15–26.
- Фредерикс Г.Н.* О возрасте современного Урала // Вестн. Геол. ком. 1927. № 10. С. 8–10.
- Христофорова Н.Н.* Конвективные ячейки в мантии и тепловой поток // Георесурсы. 2001. № 1 (5). С. 20–27.
- Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: РУДН, 1996. 290 с.
- Худяков Г.И.* Новейшие тектонические движения и история развития рельефа в бассейне среднего течения р. Урал // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала: Тр. Уфим. совещ. по геоморфологии и неотектонике Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960. С. 141–156.
- Шабалина Л.С.* Значение тектоники и неотектоники в размещении трещинных подземных вод на Северном Урале // Тр. Свердлов. горн. ин-та им. В.В. Вахрушева. 1963. Вып. 43. С. 129–133.
- Янин А.Л.* Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во МОИП, 1953. 736 с.
- Яхимович Н.Н.* Стратиграфия плиоценовых и четвертичных отложений восточного склона Южного Урала и вопросы их корреляции с отложениями западного склона и Приуралья // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 109–116.
- Diaconescu C., Knapp J.H., Drown L.D.* Precambrian Moho offset and tectonic stability of the East European platform from the URSEIS deep seismic profile // Geology. 1988. Vol. 26. P. 211–214.
- Kopp M., Egorov E.* Recent stress field of the Southern Urals, based on the mesotectonic studies // Upper Pliocene and Pleistocene of the South Urals region: The INQUA-SEQS 2002 conference. Vol. Abst. Ufa: Daurija. 2002. P. 38–39.
- Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V.* Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan // Сг. Acad. Sci. Ser. 2a. 1999. T. 329. P. 49–57.
- Puchkov V.* Neotectonics of the Urals // Upper Pliocene and Pleistocene of the South Urals region: The INQUA-SEQS 2002 conference: Vol. Abst. Ufa: Daurija. 2002. P. 70–73.
- Puchkov V., Danukalova G.* The Late Pliocene and Pleistocene history of The Southern Urals Region // Quatern. Intern. 2004 (в печати).
- Sim L.A., Korcemagin V.A., Frischbutter A., Bankwitz P.* The neotectonic stress field pattern of the East European platform // Z. geol. Wiss. 1999. Bd. 27, N 3/4. S. 161–181.
- Ziegler P.A.* Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model // Tectonophysics. 1987. Vol. 137. P. 389–420.

## МАГМАТИЧЕСКИЙ ПЕТРОГЕНЕЗИС КОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ КАВКАЗА

### ВВЕДЕНИЕ

Модели, связывающие геодинамические процессы и магматизм на коллизионном этапе развития Кавказа, достаточно разнообразны. Некоторые исследователи полностью отрицают связь вулканизма с движением плит [Попов и др., 1987]; другие, подчеркивая известково-щелочной характер вулканизма, связывают его появление с заключительными стадиями развития зоны субдукции [Адамия и др., 1981; Зоненшайн и др., 1987]; третьи – с проявлением шоловой тектоники [Абрамович, Клушин, 1978], сочетанием коллизионной обстановки с горячим пятном [Бубнов, 2003], латеральным верхнемантийным течением плюмового вещества из района Восточно-Африканских рифтов [Ершов и др., 2001].

В настоящее время наиболее популярной является модель отрыва субдукционного слэба на раннеколлизионной (инверсионной) стадии [Dewey, 1988; Владимиров и др., 2003; и др.] и, как следствие, появления астеносферного выступа под будущим коллизионным орогеном непосредственно под границей Мохо. Это приводит к возникновению аномально высоких температурных градиентов в нижней коре, что вызывает ее интенсивное плавление. Действительно, данные сейсмотомографии для районов Средиземноморья, центральной части Альпийского пояса и Тибета свидетельствуют о том, что под коллизионными орогенами существуют изолированные фрагменты холодной мантийной литосферы, которые интерпретируются как оторванные куски палеослэба. Разогретые части мантии называются по-разному: “слэб-окнами”, “псевдоплюмами”, “вторичными мантийными диапирами” [Davies, von Blanckenburg, 1995].

Модель коллизионного магматизма с ведущей ролью процессов окисления глубинных флюидов наиболее полно объясняет химические особенности вулканитов, а также эволюцию расплавов при континентальной коллизии [Короновский, Демина, 1996, 1999; Демина, Короновский, 1998]. В ней учтены также явления декомпрессии, дегидратации минералов, повышающие парциальное давление воды во флюиде, диссипативное выделение тепла при пластичном деформировании вещества нижней коры [Захаров, 1999]. Следует отметить, что две последние модели в целом не противоречат друг другу. Существенная разница заключается в источниках тепла, необходимого для плавления. В последней модели теплоносителем является флюид. Происхождение флюида может иметь двоякую природу: 1) отделение от остатков непереработанного слэба, термодинамически неравновесного с окружающей мантией; 2) миграция с больших глубин, в том числе и с границы яд-

ро–мантия, с использованием неоднородностей в мантии, созданных предшествовавшей субдукцией.

Как показали многочисленные теоретические и экспериментальные исследования, глубинные флюиды способны растворять и выносить огромные объемы вещества [Коржинский, 1976; Жариков, 1996; Ryabchikov et al., 1982; Горбачев, 2000; Летников, 2003; и мн. др.]. Флюидный режим эндогенных процессов зависит, в свою очередь, от геодинамического режима. В обстановках растяжения земной коры магматизм сопровождается восстановленным характером флюида ( $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ). С развитием режима сжатия преобладают окисленные фазы:  $H_2O$ ,  $CO_2$  [Маракушев, 1984]. В то же время, мантия характеризуется резко восстановительными условиями, следовательно, коллизионная обстановка сжатия способствует окислению глубинных флюидов.

В мантийных условиях происходит накопление водородных ионов  $H^+$ , что приводит к увеличению кислотности растворов, обуславливающей протекание процессов кислотного выщелачивания. Процесс выщелачивания происходит избирательно и определяется величиной энергии ионизации соответствующего элемента. В общем виде относительная степень выщелачивания элементов укладывается в ряд кислотно-основных свойств элементов. Некогерентные элементы Rb, K, Ba, Sr, Th и легкие REE занимают наиболее щелочной край в ряду кислотно-основных свойств элементов [Жариков, 1967], поэтому в процессе кислотного выщелачивания выносятся именно эти элементы.

Окисление флюидов происходит в самых верхах мантии, в нижней коре, но наиболее интенсивно – на границе кора–мантия, так как именно здесь появляются минералы, в состав которых входит вода – амфиболы, слюды. Кроме того, происходит резкое изменение химического состава толщ, сквозь которые фильтруются восходящие потоки флюидов. Реакции окисления  $H_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$  сопровождаются значительным выделением тепла (137–192 ккал) и уменьшением объема. Следовательно, обстановка сжатия на глубине, характерная для процессов коллизии, должна способствовать окислению флюидов, что и приводит к выделению большего количества тепла. Этого тепла, как считают Д.С. Коржинский [1976], А.А. Маракушев и Л.Л. Перчук [1974], вполне достаточно для того, чтобы вызвать региональный метаморфизм и гранитизацию нижних частей земной коры с выплавлением значительных объемов кислых магм.

Учитывая, что для выплавления 1 см<sup>3</sup> базальта требуется от 180 до 320 ккал [Дударев и др., 1972], мы допускаем, что при значительных объемах мигрирующих флюидов, тепла, выделяющегося при их окислении, вполне хватит и для выплавления базальтов. Кроме того, возрастание давления  $H_2O$  приводит к существенному снижению температуры плавления базальтов. При этом в коллизионной обстановке базальты должны быть существенно обогащены некогерентными элементами и легкими REE.

Традиционное мнение петрологов сводится к тому, что базальты являются продуктами частичного плавления и последующей дифференциации первичного вещества мантии. Целый ряд исследователей считают причиной разнообразия состава природных базальтов процесс дифференциации пер-

вичной толеитовой магмы на разных уровнях глубинности, причем последняя обусловлена снижением температуры расплавов в процессе подъема магм. Другое направление в термодинамике плавления истолковывает разнообразие состава базальтов различной глубинностью плавления, причем щелочные базальты выплавляются на больших глубинах (при высоких  $P_S$ ), толеитовые – на относительно малых, глиноземистые занимают промежуточное положение.

В настоящее время имеется множество работ, в которых проведены термодинамические расчеты, экспериментальные данные влияния  $P$ ,  $T$ ,  $P_{H_2O}$ ,  $CO_2$ ,  $fO_2$  на температуру плавления и состав базальтов. В частности, известно, что возрастание давления  $H_2O$  приводит к существенному снижению температуры плавления базальтов, причем первые капли базальтового расплава могут появляться на солидусе уже при  $T = 650\text{--}700\text{ }^\circ\text{C}$  при условии, что  $P_{H_2O} = P_S$  [Перчук, 1973]. А.Х. Браунлоу [1985] отмечает, что при высоком давлении воды базальт начинает плавиться при  $750\text{ }^\circ\text{C}$  в широком диапазоне общего давления и, следовательно, глубин.

### **ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСА КОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ КAVKAZA**

Альпийская складчатая область сформировалась в позднем кайнозое при столкновении двух крупных литосферных плит – Евразийской и Африкано-Аравийской. Это столкновение, естественно, происходило в разных регионах неодновременно и в различных геодинамических условиях. Так, в пределах Кавказского пересечения Альпийского пояса основную роль играла Аравийская плита, северное окончание которой представляло собой своеобразный индертор, под влиянием продвижения которого к северу и сформировались главные структурные единицы Альпийского складчатого пояса. Сжатие, формирование сети разрывных нарушений, образование гор и межгорных впадин за последние 11–10 млн лет, начиная с позднего миоцена, сопровождалось проявлением субаэрального вулканизма, распределенного по площади крайне неравномерно. Вулканыты, относящиеся в целом к известково-щелочной серии, формировались в обстановке коллизии, а не субдукции, и геохимически отличаются от субдукционных.

Коллизия Евразийской и Африкано-Аравийской плит от начала их первого соприкосновения и до современного положения происходила в несколько этапов и не была равномерной в связи с изменением скорости конвергенции литосферных плит. Для наших целей имеет значение заключительный этап “жесткой” коллизии, начавшийся 11–10 млн лет тому назад. В это время уже произошло “спаивание” всех разнородных структурных элементов Кавказского сектора в единое целое, а до этого они испытывали “приработку”, занимая наиболее выгодное положение в общей структуре региона. Все процессы субдукции прекратились, и структурные единицы, сложенные относительно пластичными толщами, подверглись субгоризонтальному расплющиванию или содвигу, по Л.М. Расцветаеву [1997].

Современная структура Кавказского сектора, включая и разломную сеть, начала формироваться с позднего миоцена. В последние 11–10 млн лет господствовала обстановка общего субмеридионального сжатия с некоторыми колебаниями главной ориентировки сжимающих сил. Аравийская плита ускоренно двигалась к северу, вызывая изгиб структурных дуг на Малом Кавказе и сеть левых и правых диагональных и субширотных сдвиговых зон и отдельных сдвиговых нарушений, а также субширотных надвигово-покровных зон с надвиганием масс к югу и к северу, в сторону Закавказского микроконтинента. Вдоль сдвигов возникли участки присдвиговых растяжений, с которыми связаны проявления вулканизма. С позднего миоцена начинается коллизионный вулканизм, проявившийся в три фазы: 1) поздний миоцен – ранний плиоцен; 2) поздний плиоцен; 3) поздний плиоцен – антропоген [Милановский, Короновский, 1973]. Первая фаза была наиболее мощной и развитой на Малом Кавказе, в позднем миоцене – антропогене вулканизм распространился на север вплоть до северного склона Большого Кавказа. Проявления вулканизма на поверхности повсеместно связано с обстановками локального, местного растяжения, обусловленного региональным полем субмеридионального сжатия. Следовательно, 11–10 млн лет назад создались условия, благоприятные для формирования первичных очагов магмы, давшей коллизионные вулканы.

Плиоцен-четвертичные вулканы Кавказа изучены достаточно хорошо [Схиртладзе, 1958; Милановский, Короновский, 1973; Станкевич, 1976; Попов и др., 1987; Остроумова и др. 1995; Богатилов и др., 2002; и мн. др.].

Они представлены известково-щелочными и субщелочными сериями, среди которых выделяются ранняя базальт-андезит-дацитовая миоплиоценового возраста с преобладанием андезидацитов и дацитов с наиболее низким содержанием щелочей; более контрастная базальт-трахит-риолитовая средне-позднеплиоценового возраста, распространенная на Малом Кавказе; поздние андезит-дацитовая Большого Кавказа и субщелочная андезит-базальтовая Малого Кавказа четвертичного возраста. В целом для района отмечается антидромный характер вулканизма и незначительные вариации содержаний многих химических элементов в сопоставляемых породах разного возраста, обнажающихся в одних и тех же местах, в то время как пространственные вариации очень существенны. На Северном Кавказе (Кавказские Минеральные Воды – Цхинвали) преобладают кислые породы, а на юге – основные, средние и более щелочные. Считается, что магматические очаги, дающие начало базальт-андезит-(трахит-)риолитовым сериям, образуют протяженную вертикальную колонну от верхней мантии (100–150 км) до верхней коры, при этом в начале плавления образуются магнезиальные базальты и пикриты из ультраосновной мантии, дифференциация которых в промежуточных очагах приводит к появлению базальтов, извергающихся на поверхность. Кислые расплавы дацит-риолитового состава формируются в коре за счет плавления сиалического субстрата, а породы среднего состава являются результатом смешения мантийных базальтов и коровых дацитов и риолитов. Такая гипотеза принимается многими геологами.

Как показали наши исследования, коллизионным вулканитам свойственны геохимические черты, присущие, с одной стороны, породам субдукционных зон, а с другой – континентальных рифтов. Сложность интерпретации химизма вулканитов, образовавшихся при континентальной коллизии, состоит в том, что в их химизме, по-видимому, остается некоторая “память” от доколлизионных процессов, и, в то же время, они уже начинают реагировать на зарождающуюся новую геодинамическую обстановку позднеколлизионного континентального рифтогенеза. Однако по соотношению Si, K, Mg и Ti на тройных диаграммах поля собственно коллизионных вулканитов выделяются достаточно уверенно [Демина, Симонов, 1998; Короновский, Демина, 1999].

Более существенные различия устанавливаются при детальном анализе распределения редких элементов, которые более чутко реагируют на изменения термодинамических условий плавления, обусловленных, в свою очередь, геодинамическим режимом.

Спектры изменения REE в базальтах Кавказа анализировались в работах В.С. Попова и др. [1987]; А.С. Остроумовой и др. [1995]; Н.В. Короновского и Л.И. Деминой 1996, 1999 и мн. др. В них показано, что породы очень сильно отличаются как по характеру спектра, так и по содержанию REE, однако в целом для всех базальтов характерно заметное обогащение легкими лантаноидами, хотя степень этого обогащения в каждом конкретном случае различна. Соотношение  $La/Lu_N$  меняется от 43,3 до 555,6, что, прежде всего, объясняется различной щелочностью пород (рис. 1,А). Столь дифференцированные спектры REE невозможно объяснить ни одной моделью фракционирования или частичного плавления, поэтому В.С. Попов и др. [1987] сделали вывод о том, что базальты Кавказа представляют собой уже дифференциаты выплавки из метасоматизированной мантии. Для более кислых разновидностей, кроме дацитов, спектры REE значительно компактнее (см. рис. 1,Б), при этом характерно общее снижение содержания легких REE и степени их дифференцированности от основных пород к кислым. Этим вулканиты коллизионного этапа развития Кавказа коренным образом отличаются от пород Эгейской островной дуги, образовавшихся в обстановке над зоной субдукции, для которых характерны обратные соотношения: повышение концентраций REE по всему спектру от более основных разновидностей к кислым, что обусловлено процессами кристаллизационной дифференциации.

Широкий спектр изменения REE в базальтах объясняется тем, что субстрат, подвергавшийся плавлению, имел разный состав, так как чем больше число минеральных фаз, тем уже интервал плавления, в котором состав редких элементов в образующейся магме должен оставаться постоянным. Например, довольно однообразный состав REE в базальтах СОХ, объясняется тем, что минералогия мантии проста и ограничивается небольшим числом минеральных фаз [Shilling, 1973]. В нашем случае, как было убедительно показано В.С. Поповым и др. [1987], имеются значительные латеральные вариации составов базальтов и других вулканитов в отношении как главных, так и редких элементов, что связано с вовлечением в плавление гетерогенных разноглубинных субстратов.

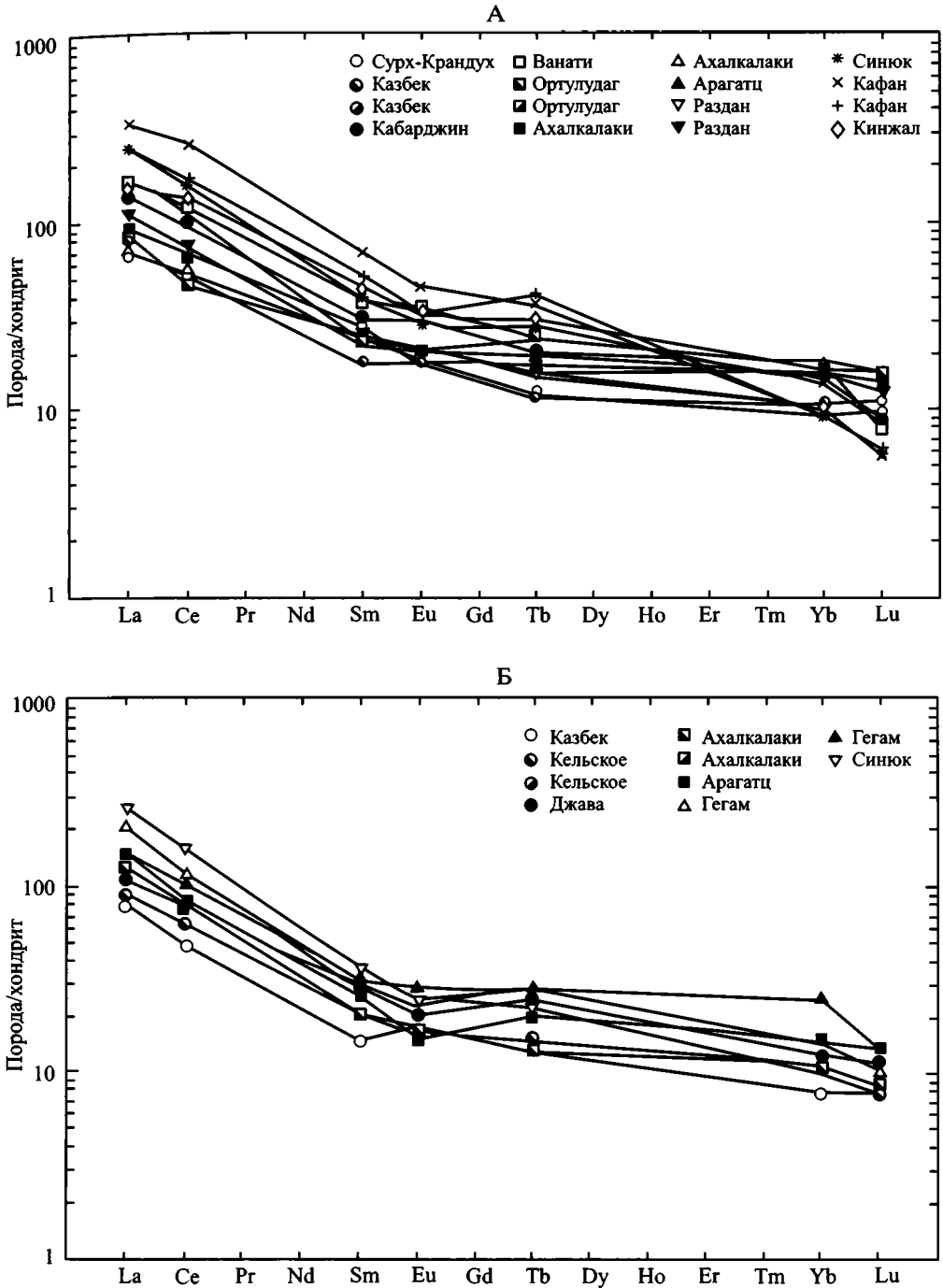
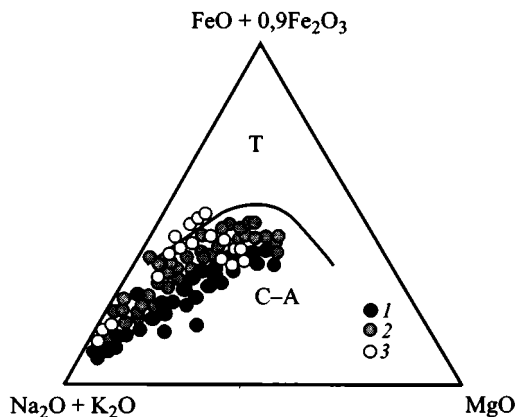


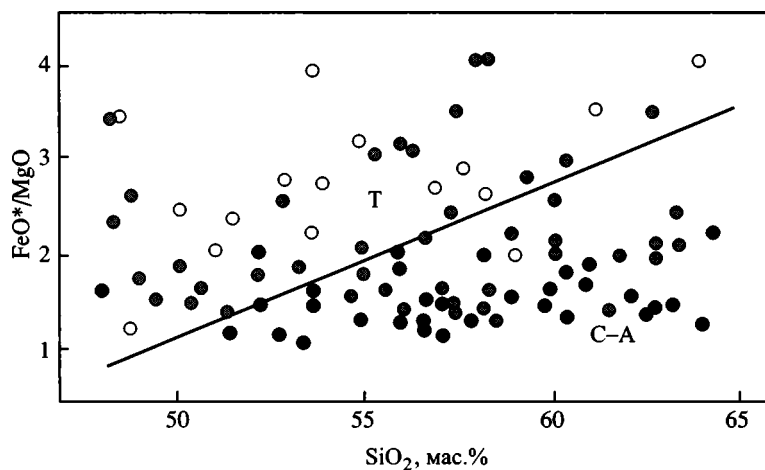
Рис. 1. Спектры REE в базальтах (А) и андезитах (Б) Кавказа. Анализы взяты из работы В.С. Попова и др. [1987]. Хондрит – по М.А. Хэскину [Haskin, 1968]





**Рис. 2.** Диаграмма AFM для базальтов Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса. Данные авторов и из работ В.С. Попова и др. [1987], Дж. Пирса и др. [Pearce et al., 1990]

Химический состав вулканитов: 1 – Большого Кавказа; 2 – Малого Кавказа; 3 – Восточной Анатолии. Линия разделения вулканитов толеитовой (Т) и известково-щелочной (С-А) серий – по Т.Н. Ирвину и В.А. Барагару [Irvine, Baragar, 1971]



**Рис. 3.** Базальты Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса на диаграмме А. Мияширо [Miyashiro, 1974]. Данные авторов и из работ В.С. Попова и др. [1987], Дж. Пирса и др. [Pearce et al., 1990]

Условные обозначения см. на рис. 2

Время между выплавлением и извержением магм не было длительным и зависело от тектонической активности конкретного района, так как процессы дифференциации, хотя и характерны для определенных ареалов вулканизма, в целом не типичны для плиоцен-четвертичного вулканизма Кавказа, что отмечалось многими исследователями.

На диаграмме AFM практически все вулканиты Кавказского сектора Альпийского пояса располагаются в поле известково-щелочных серий (рис. 2). В то же время по соотношению  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  известково-щелочной характер имеют только породы Большого Кавказа, толеитовый – Восточной Анатолии, а вулканиты Малого Кавказа распределились примерно поровну в обоих полях (рис. 3). Это говорит о том, что к югу возрастает толеитовая тенденция в химизме пород.

Мультиэлементные геохимические спектры базальтов Кавказа показывают резко повышенные концентрации некогерентных элементов, хорошо проявленные отрицательные аномалии K, Sr, Ti, Y и положительные Ba, Th, La, Zr, Tb (рис. 4, А). Для более кислых разностей (андезитов, дацитов) все перечисленные аномалии в мультиэлементных спектрах выражены более ярко, но в целом характер спектра существенно не меняется (см. рис. 4, Б). Спектры базальтов Большого Кавказа аналогичны спектрам постархейской континентальной коры [Короновский, Демина, 1999]. По сравнению с базальтами других геодинамических обстановок базальты Кавказа существенно обогащены Zr, что позволяет дополнить общеизвестные диагностические дискриминационные диаграммы Zr–Ti, Zr–Y, Zr–Ti–Y полями для вулканитов, образовавшихся при процессах континентальной коллизии (рис. 5).

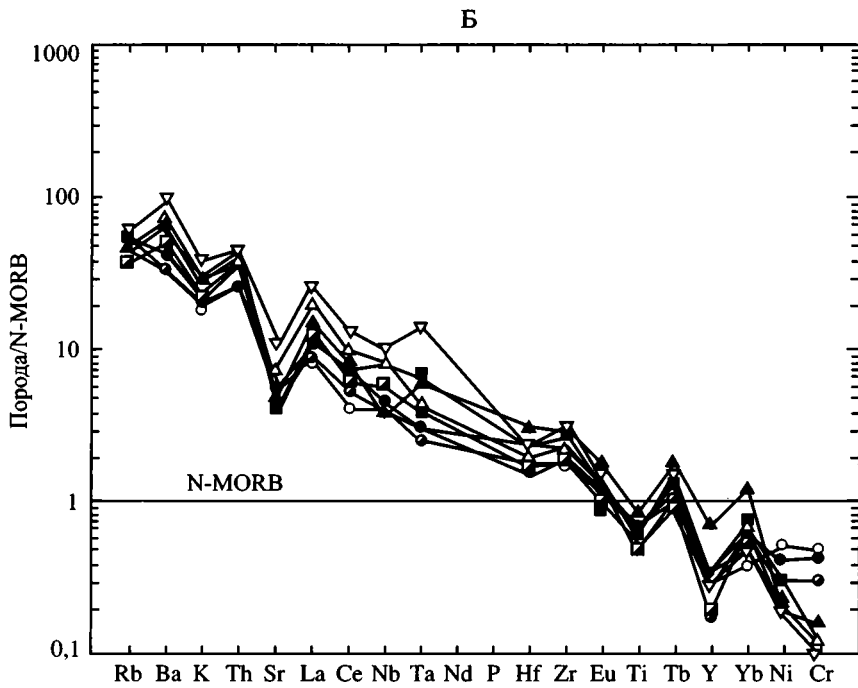
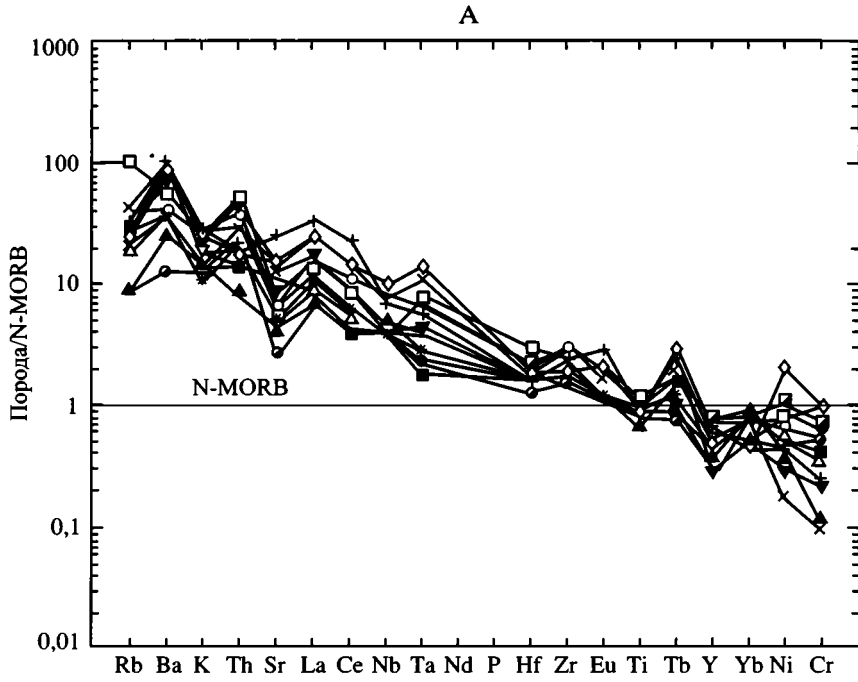
Соотношения изотопов Sr в лавах Большого Кавказа изменяются от 0,7042 до 0,7064 [Иванов и др., 1993; Бубнов, 2003], располагаясь близко к изотопным характеристикам молодой коры континентального типа.

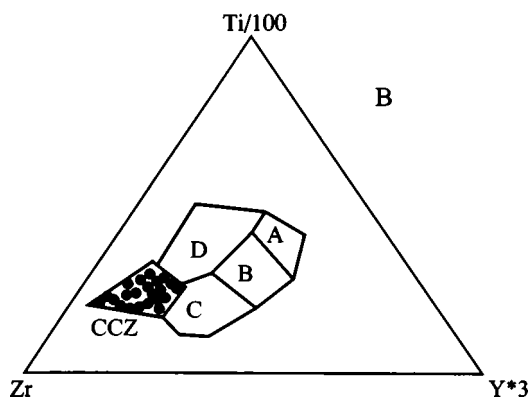
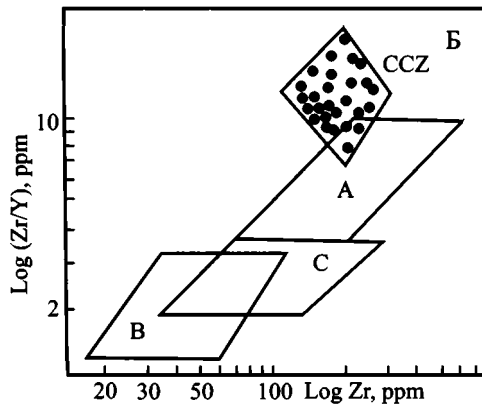
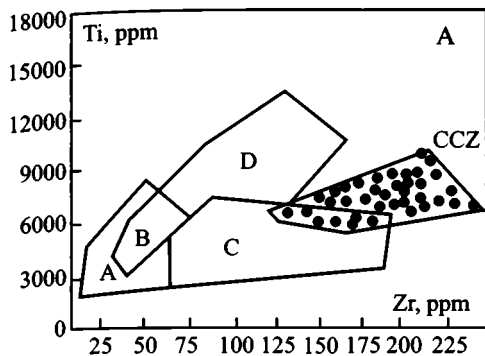
Термодинамические расчеты показывают, что глубины генерации базальтовых магм в целом для более северных районов Кавказа близки и составляют 35–40 км ( $P = 0,95\text{--}1,05$  ГПа,  $T = 850\text{--}1100$  °С). Таким образом, можно предположить, что базальты могли образоваться при плавлении нижнего гранулит–базитового слоя земной коры на его границе с мантией. На общем фоне повышенной глубинностью формирования характеризуются базальты Ванати и Верденисского хребта [Короновский, Демина, 1999].

Ранее Д. Шилинг [Shilling, 1973] показал, что выплавление базальтов может протекать в мантии даже в условиях амфиболитовой фации, когда в равновесии с расплавом участвует роговая обманка, которая по кремнекислотности близка к ультраосновным породам мантии и, кроме того, коэффициенты распределения REE для роговой обманки и клинопироксена аналогичны. Естественно, что составы минералов в мантии и коре существенно различаются, прежде всего по магнезиальности. Это отражается и на составе выплавляемых базальтов: базальты, выплавляющиеся в нижней части коры, должны быть более железистыми, что и наблюдается в породах Кавказа. Отношение  $Mg/(Mg + Fe) = 0,33\text{--}0,50$  заметно отличает базальты Кавказа от вулканитов, выплавляемых в равновесии с мантийным субстратом, для которых оно равно 0,68–0,75 [Frey et al., 1978].

К югу (Кафан, оз. Ван) происходит углубление уровня генерации магм ( $P = 1,1\text{--}1,2$  ГПа), который опускается в пределы верхней мантии. Этим объясняется существенное отличие базальтов Восточной Анатолии от пород более северных районов Кавказа в сторону их большей магнезиальности, титанистости и большего сходства с вулканитами континентальных рифтов. Соответственно, и соотношения изотопов Sr в лавах Армянского нагорья и Восточной Анатолии имеют более низкие, в том числе и мантийные, значения: 0,7036–0,7053 [Pearce et al., 1990; Ширинян, 1998].

Для дацитов и риолитов Большого Кавказа  $PT$ -условия плавления ( $P = 0,5\text{--}0,7$  ГПа,  $T = 800\text{--}1000$  °С) указывают на глубины порядка





**Рис. 5.** Поля коллизионных базальтов Кавказа (CCZ) на диаграммах Zr–Ti (А), Zr–Y (Б), Zr–Ti–Y (В)

Поля на диаграммах. На А: А, В – низкокальциевые толеиты; D, В – базальты океанического дна; А, С – известково-щелочные базальты, по Дж. Пирсу и Дж. Канну [Pearce, Cann, 1973]. На Б: А – внутриплитные базальты; В – базальты островных дуг; С – базальты срединно-океанических хребтов, по Дж. Пирсу и М. Норри [Pearce, Norry, 1979]. На В: А, В – низкокальциевые толеиты; В, С – известково-щелочные базальты; В – базальты океанического дна; D – внутриплитные базальты, по Дж. Пирсу и Дж. Канну [Pearce, Cann, 1973]

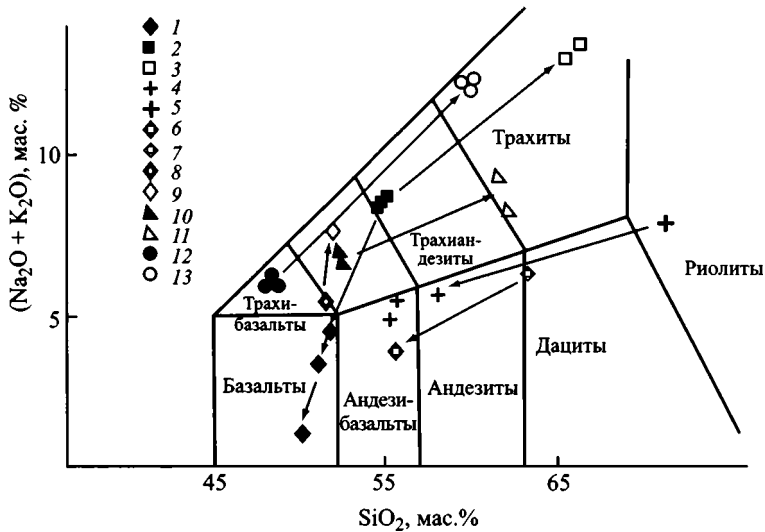
17–25 км. Эти данные подтверждаются геофизическими исследованиями, согласно которым в коре на глубинах 35–45 км и 13–20 км существуют “волноводы”, объясняемые наличием внутрикоровых магматических объемов с существенным разогревом, разуплотнением и частичным плавлением горных пород [Фельдман, 1995; Кенгерли, 1995]. Вблизи поверхности МОХО в мантии на глубинах 55–60 км под Казбекской вулканической провинцией также обнаружена линза разуплотненных пород.

Доказательством корового происхождения большинства кислых и средних вулканогенных пород является присутствие в них ксенолитов осадочных, метаморфических пород, высокоглиноземистых минералов: граната, корунда, кордиерита, ставролита, что отмечалось многими исследователями [Схиртладзе, 1958; Станкевич, 1976; Попов, 1981; и др.].

Следует отметить, что в неоген-четвертичных базальтах Кавказа до сих пор не описаны ксенолиты мантийных пород. В то же время, включения пород более основного состава в лавах распространены чрезвычайно

**Рис. 4.** Мультиэлементные спектры базальтов (А) и андезитов (Б) Кавказа. Анализы взяты из работы В.С. Попова и др. [1987]; N-MORB – по Дж. Тарни и др. [Tamy et al., 1981]

Условные обозначения см. на рис. 1



**Рис. 6.** TAS-диаграмма для вулканитов Кавказа, включений в них и остаточного стекла

Включения (1) и остаточные стекла (3) в трахиандезитах (2) Джермукского потока. Включения андезибазальтов и андезитов (4, 6) в риолитах (5) и дацитах (7) Чегемской кальдеры. Трахибазальты (8) и остаточные стекла (9) Лари-Ахурянского потока. Трахиандезибазальты (10) и остаточные стекла (11) Цахкошенского потока. Трахибазальты (12) и остаточные стекла (13) потока Ванати. Химические анализы см. в табл. 1, 3, 5–7. Поля на диаграмме – по Ле Метру и др. [Le Maitre et al., 1989]

широко. Многими исследователями этот факт истолковывается как доказательство их происхождения при смешении мантийных лав с коровыми. Однако подобные явления могут быть объяснены и без влияния неких гипотетических магм. Например, в трахиандезитах Джермукского потока Варденисского хребта широко распространены более меланократовые включения. Они состоят из сростков клинопироксенов с плагиоклазами и по химическому составу относятся к базальтам (рис. 6), однако в отношении концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и щелочей обнаруживают широкие вариации. Нормативный состав как лав, так и включений в них по минеральному составу одинаков, близок по содержаниям оливина и нефелина, различаясь широким диапазоном соотношений диопсида и полевых шпатов во включениях (табл. 1). В данном случае включения не относятся к продуктам каких-то гипотетических магм, а являются результатом ранней кристаллизации клинопироксенов с образованием гломеропорфировых сростков. Доказательством этого служат их близкие химические составы из включений и центральных частей вкрапленников из трахиандезитов (рис. 7). В отличие от минералов включений, для клинопироксенов вкрапленников обычна зональность: краевые части по сравнению с центральными обогащены  $\text{Al}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$  и обеднены  $\text{Mg}$ . В то же время, в минералах основной массы наблюдается понижение содержаний  $\text{Al}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Fe}$  и повышение  $\text{Mg}$ . На родственный характер включений и вмещающих пород указывает также близость химического состава плагиоклаза из основ-

**Таблица 1.** Химический состав трахиандезитов, включений в них и стекла Джермукского потока (Варденисский хребт)

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	54,73	54,27	54,61	49,75	51,37	50,12	66,25	65,19
TiO <sub>2</sub>	1,01	1,04	1,03	0,90	0,88	0,91	0,22	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,96	18,38	18,71	6,07	11,49	9,41	18,91	18,88
FeO	5,21	5,63	5,55	7,00	6,44	6,75	0,79	1,47
MnO	0,06	0,13	0,10	0,38	0,18	0,21	0,02	0,05
MgO	2,00	2,67	2,35	13,05	8,57	10,15	0,04	0,88
CaO	6,41	6,43	6,30	20,35	14,44	16,50	0,37	0,45
Na <sub>2</sub> O	5,53	5,34	5,44	1,01	3,09	2,53	5,82	5,74
K <sub>2</sub> O	3,14	3,05	3,11	0,22	1,33	1,01	7,52	7,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,63	2,92	2,56	1,12	2,22	2,25	–	–
NiO	0,26	0,13	0,21	0,15	0,14	0,15	0,05	0,03
CoO	0,07	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	–	–
<i>Сумма</i>	100,01	100,02	99,98	100,01	100,16	100,00	99,99	100,00

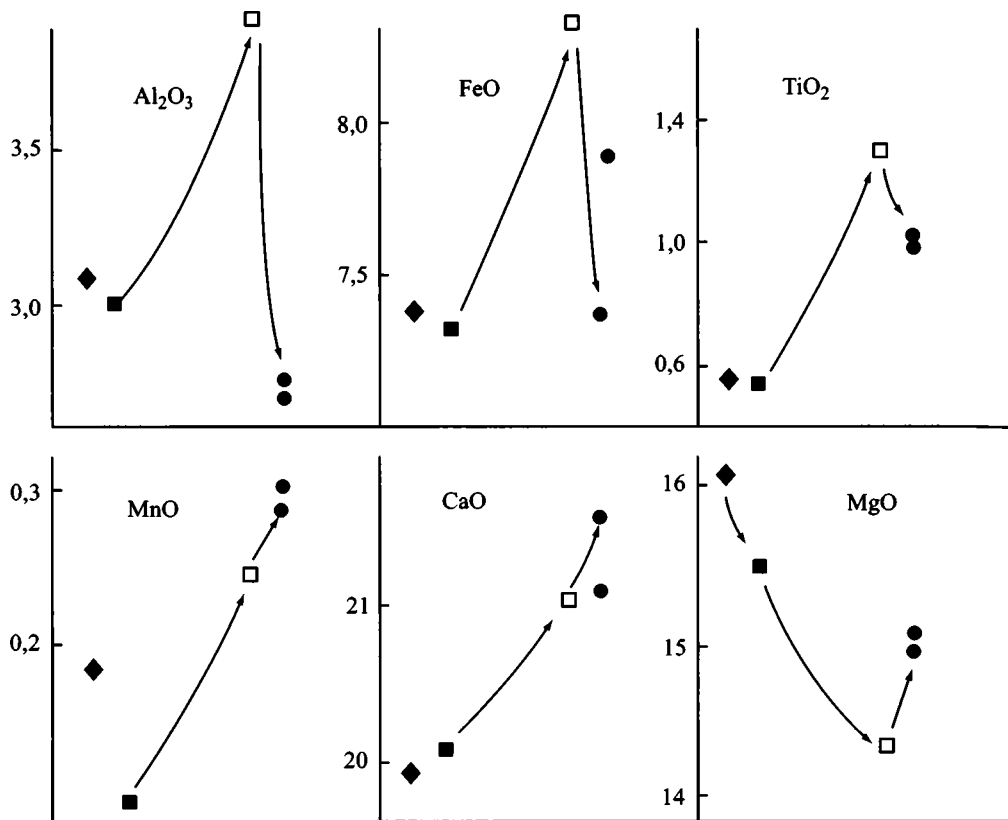
## Нормы CIPW

Q	–	–	–	–	–	–	2,25	1,14
Cd	–	–	–	–	–	–	0,53	0,91
Ort	18,56	18,03	18,91	1,30	7,86	6,12	44,47	42,10
Ab	35,93	35,01	36,86	1,17	14,81	7,76	49,27	48,58
An	17,64	17,18	17,96	11,38	13,56	11,62	1,84	2,23
Ne	5,88	5,51	5,68	4,00	6,14	7,68	–	–
Di	11,90	12,30	11,91	71,97	47,03	58,33	–	–
Hyp	–	–	–	–	–	–	1,22	4,67
Ol	5,21	6,94	6,67	7,21	6,72	6,73	–	–
Ilm	1,92	1,97	2,01	1,71	1,67	1,77	0,42	0,36

*Примечание.* 1–3 – порода; 4–6 – включения в породе; 7–8 – стекло. Здесь и далее анализы выполнены на микронде "Camscan", кафедры петрологии геологического факультета МГУ, аналитик – Н.А.Коротаева.

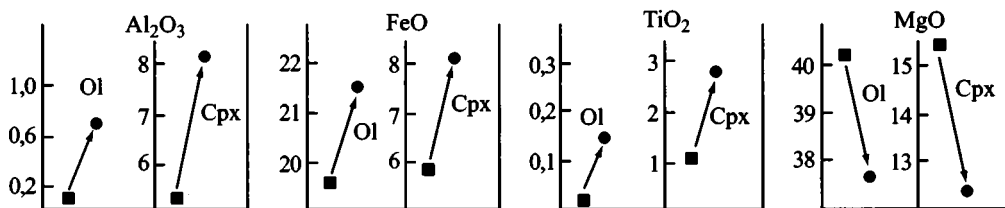
ной массы трахиандезитов и включений (табл. 2). Остаточные стекла относятся к трахитам (рис. 6).

В табл. 3 приведены химические составы трахибазальтов четвертичного потока Ванати (Южная Осетия) и остаточных стекол, образовавшихся после кристаллизации вкрапленников и минералов основной массы. Трахибазальты характеризуются низким содержанием Mg, высокой глиноземистостью, преобладанием Na над K ( $Na_2O/K_2O = 1,6$ ). В нормативном составе в значительном количестве содержатся диопсид, нефелин и ортоклаз. Остаточные стекла относятся к трахитам (см. рис. 6), содержание щелочей в них резко возрастает, причем калий преобладает над натрием ( $K_2O/Na_2O = 1,8$ ). Стекла пересыщены глиноземом, относятся к гиперстеннормативным разностям, в них резко понижено содержание Cr и повышено Ni и P. В оливинах и клинопироксенах из основной массы возрастает содержание Fe, Ti, Al, Na, K, а в



**Рис. 7.** Химический состав клинопироксенов (в мас. %) трахиандезитов Джермукского потока

Незональный пироксен из включений (ромбики); зональный пироксен вкрапленников (затитые квадратики – центр, незатитые квадратики – край); пироксен из основной массы (кружки). Химические анализы см. в табл. 2



**Рис. 8.** Эволюция химического состава оливинов и клинопироксенов из трахибазальтов потока Ванати

Квадратики – вкрапленники; кружки – минералы из основной массы. Химические анализы см. в табл. 4. Содержания оксидов даны в мас. %

Таблица 2. Химический состав минералов из трахиандезитов Джермукского потока (Варденинский хребет)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	51,84	57,55	51,40	49,60	0,25	50,82	51,15	56,81
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,10	0,56	1,35	11,79	1,04	0,94	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	25,69	3,02	3,95	0,94	2,68	2,75	25,71
FeO	7,40	0,96	7,29	8,36	81,99	7,86	7,38	0,92
MnO	0,18	0,06	0,11	0,25	1,01	0,30	0,27	–
MgO	16,08	0,10	15,48	14,27	3,23	14,98	15,18	0,16
CaO	19,91	8,62	20,84	21,12	0,28	21,15	21,54	8,10
Na <sub>2</sub> O	0,76	5,96	0,79	0,82	0,15	0,84	0,53	6,72
K <sub>2</sub> O	–	0,81	0,01	0,08	0,07	0,05	0,07	0,95
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,08	0,23	0,20	0,06	–	0,18	0,11
NiO	0,11	0,06	0,29	–	–	0,21	–	0,14
CoO	–	0,02	–	–	0,25	0,09	–	0,13
Сумма	100,03	100,01	100,02	100,00	100,02	100,02	99,99	100,00

## Кристаллохимические формулы

Si	1,91	2,60	1,91	1,86	0,01	1,90	1,90	2,57
Ti	0,01	–	0,01	0,04	0,37	0,03	0,03	0,01
Al	0,14	1,37	0,13	0,16	0,05	0,14	0,17	1,37
Fe	0,23	0,04	0,23	0,26	2,89	0,25	0,23	0,03
Mn	0,01	–	–	0,01	0,03	0,01	0,01	–
Mg	0,89	0,01	0,86	0,80	0,20	0,83	0,84	0,01
Ca	0,79	0,42	0,83	0,85	–	0,85	0,86	0,39
Na	0,05	0,52	0,06	0,06	–	0,06	0,04	0,59
K	–	0,03	–	–	–	–	–	0,05
X <sub>Mg</sub>	0,79	–	0,79	0,75	–	0,76	0,78	–

*Примечание.* 1 – клинопироксен из включения; 2 – плагиоклаз из включения; 3, 4 – клинопироксен (вкрапленник: 3 – центр, 4 – край); 5 – титаномагнетит (вкрапленник); 6, 7 – клинопироксен из основной массы; 8 – плагиоклаз из основной массы.

клинопироксене также и Р (табл. 4), что указывает на повышение роли щелочей и летучих в процессе кристаллизации расплава. Концентрация Mg в минералах основной массы понижается (см. рис. 8). Рудный минерал, определяемый обычно как титаномагнетит, также содержит повышенные количества Al, Mg и Na, что позволяет отнести его к шпинели более сложного состава. Она содержит ничтожное количество Cr и никоим образом не может сопоставляться с мантийными аналогами, которые являются существенно более хромистыми [Barnes, Roeder, 2001]. Очевидно, что в данном случае изменение химического состава расплава и минералов происходило при процессах “метасоматоза” расплава с вполне подвижным поведением щелочей и летучих.



Таблица 3. Химический и нормативный составы трахибазальтов и стекол из них потока Ванати

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	47,37	47,35	47,41	59,65	59,23	59,34
TiO <sub>2</sub>	1,60	1,58	1,49	0,96	0,95	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,34	18,32	18,01	22,44	22,23	21,91
FeO	6,50	6,54	6,51	3,15	3,14	3,18
MnO	0,11	0,13	0,14	–	–	–
MgO	3,92	3,91	3,84	0,79	0,78	0,75
CaO	14,6	14,52	14,49	0,35	0,35	0,32
Na <sub>2</sub> O	3,64	3,61	3,55	4,28	4,26	4,30
K <sub>2</sub> O	2,26	2,21	2,18	7,82	7,78	7,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	0,62	0,60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	1,55	1,70	0,12	0,12	0,10
NiO	–	–	–	0,44	0,43	0,45
Сумма	99,99	99,72	99,32	100,00	99,89	99,74

Нормы CIPW

Q	–	–	–	0,98	2,60	2,45
Cd	–	–	–	6,30	7,65	7,25
Ort	13,36	13,06	12,88	46,22	45,98	46,10
Ab	0,41	1,09	2,00	36,21	36,04	36,38
An	27,03	27,26	26,77	1,74	–	–
Ne	16,46	15,96	15,19	–	–	–
Di	37,53	37,04	37,35	–	–	–
Нур	–	–	–	6,17	6,14	6,07
Ol	0,51	0,77	0,59	–	–	–
Plm	3,04	3,00	2,83	1,82	1,80	1,88
Ap	–	–	–	–	1,47	1,42

Примечание. 1–3 – порода; 4–5 – стекло.

Аналогичные закономерности устанавливаются и для трахиандезибазальтов Цахкошенского и трахибазальтов Лари-Ахурянского потоков с той разницей, что в них процессы резкого обогащения расплавов Fe, Ti, Mn и обеднения Mg выражены еще более ярко. В оливинах из основной массы по сравнению с вкрапленниками, которые не обнаруживают зональности, содержание FeO возрастает на 12–16%, а MgO понижается на 10–15% (табл. 5, 6). С одной стороны, этот факт можно объяснить кристаллизационной дифференциацией толеитовой (феннеровской) направленности. В то же время, с этих позиций непонятно понижение содержаний Fe и Ti и повышение Mg в минералах основной массы Джермукского потока. С другой стороны, резкое повышение железистости минералов в процессе эволюции определяется также взаимодействием расплава с трансмагматическими флюидами, бога-

Таблица 4. Химический состав минералов из трахибазальтов потока Ванати

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	38,62	38,68	50,41	44,03	0,38	53,64
TiO <sub>2</sub>	–	0,14	1,01	2,89	4,20	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	0,72	5,08	8,17	6,24	28,71
FeO	19,54	21,56	5,80	8,20	83,80	1,11
MnO	0,56	0,54	0,12	0,05	0,78	0,09
MgO	40,20	37,53	15,42	12,31	3,96	0,06
CaO	0,31	0,44	21,53	21,51	0,14	10,50
Na <sub>2</sub> O	–	0,27	0,54	0,85	0,35	5,05
K <sub>2</sub> O	–	0,08	0,03	0,19	–	0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	–	–	1,81	–	–
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	0,17	–	0,15	–
NiO	0,42	0,06	0,05	0,07	–	–
Сумма	100,00	100,02	100,16	100,08	100,00	100,00

## Кристаллохимические формулы

Si	0,99	1,00	1,86	1,65	0,01	2,47
Ti	–	–	0,03	0,08	0,13	0,01
Al	–	0,20	0,22	0,36	0,31	1,54
Fe	0,42	0,47	0,18	0,26	2,94	0,04
Mn	0,01	0,02	–	0,01	0,03	–
Mg	1,54	1,45	0,84	0,69	0,25	–
Ca	0,01	0,01	0,85	0,87	0,01	0,51
Na	–	0,01	0,04	0,06	0,03	0,47
K	–	–	–	–	–	0,03
X <sub>Mg</sub>	0,78	0,75	0,91	0,80	–	–

Примечание. 1, 2 – оливин (1 – вкрапленник, 2 – из основной массы); 3, 4 – клинопироксен (3 – вкрапленник, 4 – из основной массы); 5 – шпинель (вкрапленник); 6 – плагиоклаз из основной массы.

тыми водой, а повышение магнезиальности – с отделением от расплава CO<sub>2</sub> [Маракушев, 1976].

Влияние трансмагматических флюидов на расплавы фиксируется также процессами расщепления (ликвации) магм. Авторами он изучен на примере полосчатых дацитов голоценового возраста Эльбруса [Демина, Короновский, 1998]. Черные дациты (CIPW, %: Q–26,08, Cd–2,52, Ort–18,46, Ab–39,6, An–10,52, Hup–8,69, Plm–1,81, Ap–8,69) пересыщены глиноземом (нормативный корунд), несмотря на то, что содержание нормативного кварца в них выше, чем в бурых. Бурые дациты (CIPW: %: Q–19,49, Ort–14,79, Ab–39,6, An–15,9, Di–1,63, Hup–8,11, Plm–1,16;), в отличие от черных, содержат нормативный диопсид. Кроме того, породы резко различаются соотношениями нормативных анортита и ортоклаза. В черных дацитах при микронзондовых исследованиях в больших количествах обнаружи-

Таблица 5. Химический состав трахиандезибазальтов и минералов их них Цахкошенского потока

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	51,94	51,80	61,39	61,31	38,31	34,96	0,26	51,26	55,05
TiO <sub>2</sub>	1,19	1,22	0,27	0,39	–	0,08	20,58	0,86	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,76	18,25	23,50	23,60	0,10	0,08	1,78	2,24	27,45
FeO	7,22	7,35	0,64	0,58	21,04	37,41	74,05	8,41	1,28
MnO	0,16	0,15	–	–	0,38	0,95	0,85	0,26	0,21
MgO	4,64	4,75	0,19	0,21	39,56	25,57	1,90	14,98	0,14
CaO	8,13	8,20	4,88	4,64	0,20	0,35	0,08	20,97	9,88
Na <sub>2</sub> O	5,18	5,10	7,78	7,55	0,20	0,44	0,16	0,78	5,39
K <sub>2</sub> O	1,52	1,48	1,31	1,50	0,03	0,07	0,06	0,09	0,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	1,05	0,03	0,02	–	0,09	0,29	–	–
NiO	0,26	0,25	0,01	0,01	0,19	–	–	0,17	–
Сумма	100,00	99,60	100,00	99,81	100,01	100,00	100,01	100,02	100,00
(Нормы CIPW)					Кристаллохимические формулы				
Si (Q)	–	–	0,05	7,06	0,99	0,99	0,01	1,91	2,50
Ti (Cd)	–	–	0,41	2,79	–	–	0,61	0,02	0,01
Al (Ort)	9,10	8,90	7,75	–	–	–	0,01	0,01	1,47
Fe (Ab)	31,78	32,00	65,85	65,01	0,46	0,89	2,46	0,26	0,05
Mn (An)	23,75	22,90	24,22	23,42	0,01	0,02	0,03	0,01	–
Mg (Ne)	6,83	6,45	–	–	1,53	1,08	0,11	0,83	0,01
Ca (Di)	14,15	15,27	–	–	0,01	0,01	–	0,84	0,48
Na (Hyp)	–	–	1,20	0,96	0,01	0,02	0,01	0,05	0,47
K (Ol)	12,10	12,10	–	–	–	–	–	–	0,02
X <sub>Mg</sub> (Ilm)	2,29	2,36	0,57	0,75	0,77	0,55	–	0,76	–

*Примечание.* 1, 2 – порода; 3, 4 – стекло; 5, 6 – оливин (5 – включение, 6 – из основной массы); 7 – титаномagnetит (вкрапленник); 8 – клинопироксен из основной массы; 9 – плагиоклаз из основной массы.

ваются мелкие кристаллы апатита, турмалина, пирита, чешуйки золота, что свидетельствует о насыщенности их кислотными летучими компонентами (P, B, S, F<sub>2</sub>, Cl<sub>2</sub>). Совершенно очевидно, что расплавы, из которых образовались разные по цвету породы, различались прежде всего режимом щелочей и летучих. Последние, как известно, в большей степени определяют процессы ликвации кислых магм [Маракушев, Яковлева, 1975]. Е.И. Венцловайте [1998], детально изучив эльджуртинские граниты, также пришла к выводу о том, что причиной образования блочного плагиоклаза является кристаллизация капель, возникших в результате ликвации расплава.

Включения более основного состава чрезвычайно широко распространены в породах Чегемской кальдеры. Их присутствие, по мнению

Таблица 6. Химический состав трахибазальта, стекла и минералов из Лари-Ахурянского потока

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	51,42	51,56	37,16	37,86	34,58	46,83	53,13	55,7	58,55
TiO <sub>2</sub>	1,82	3,41	0,06	0,06	0,12	3,40	0,16	0,20	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,90	12,27	–	–	–	4,59	28,89	26,49	23,90
FeO	9,10	12,13	23,68	23,86	36,28	11,86	0,81	0,90	1,55
MnO	0,30	0,34	0,33	0,44	0,62	0,31	–	–	0,08
MgO	4,36	2,04	37,52	37,00	27,09	11,23	0,02	0,20	0,13
CaO	9,55	10,08	0,36	0,36	0,52	21,22	12,51	10,06	7,71
Na <sub>2</sub> O	4,13	5,00	0,25	0,13	0,22	0,56	4,22	5,48	6,50
K <sub>2</sub> O	1,13	2,61	0,01	–	0,03	–	0,18	0,39	0,87
CoO	–	0,32	0,24	–	0,17	–	0,07	–	0,13
NiO	0,29	0,12	0,17	0,17	0,29	–	–	0,18	0,02
BaO	–	0,13	0,06	0,06	0,08	–	–	–	0,16
SrO	–	–	0,16	0,06	–	–	–	0,41	0,16
<i>Сумма</i>	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01	100,01
(Нормы CIPW)	Кристаллохимические формулы								
Si (Ort)	7,46	15,51	0,98	1,00	0,97	1,79	2,41	2,53	2,65
Ti (Ab)	30,31	21,59	–	–	–	0,09	–	–	0,01
Al (An)	26,63	9,35	–	–	–	0,21	1,55	1,42	1,28
Fe (Ne)	2,54	11,34	0,52	0,53	0,87	0,38	0,03	0,03	0,06
Mn (Di)	17,39	40,37	0,01	0,01	0,01	0,01	–	–	–
Mg (Ol)	12,21	1,34	1,48	1,45	1,14	0,64	–	0,01	0,01
Ca (Plm)	3,46	6,49	0,01	0,01	0,01	0,87	0,61	0,49	0,37
Na	–	–	–	–	–	0,04	0,37	0,48	0,57
K	–	–	–	–	–	–	0,01	0,02	0,05
X <sub>Mg</sub>	–	–	0,74	0,73	0,57	0,62	–	–	–

*Примечание.* 1 – порода; 2 – стекло; 3–5 – оливин: 3, 4 – вкрапленник (3 – центр, 4 – край), 5 – из основной массы; 6 – клинопироксен (вкрапленник); 7, 8 – плагиоклаз (вкрапленник: 7 – центр, 8 – край); 9 – плагиоклаз из основной массы.

Е.Н. Лятифовой [1993], свидетельствует о существовании основного расплава, который вначале вызвал плавление корового субстрата и образование кислых магм, а затем, смешиваясь с ними, давал гибридные посткальдерные андезиты. Этому противоречат практически одинаковый характер мультиэлементных спектров и REE для андезитов и дацитов, наличие общих трендов химического состава в широком диапазоне сравниваемых компонентов с разрывом по кремнекислотности с 64 до 68 мас.% SiO<sub>2</sub>. Этот диапазон вызван расслоением расплава под действием потока флюидов, находящегося под большим давлением [Короновский, Демина, 1999]. Высокоэксплозивный тип вулканизма и обилие игнимбритов под-

Таблица 7. Химический состав вулканитов и включений в них Чегемской кальдеры

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	71,50	58,34	55,29	55,74	63,01	54,77
TiO <sub>2</sub>	0,37	1,10	1,27	1,50	0,86	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	17,33	17,46	18,86	16,41	16,59
FeO	2,29	6,62	7,71	7,18	5,14	8,43
MnO	0,04	0,09	0,13	0,10	0,08	0,13
MgO	0,83	3,86	5,17	3,30	2,95	6,95
CaO	2,04	6,70	7,75	7,37	4,87	8,01
Na <sub>2</sub> O	4,11	4,11	3,90	4,11	4,04	2,90
K <sub>2</sub> O	3,84	1,52	1,09	1,47	2,39	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,33	0,23	0,36	0,25	0,30
Сумма	100,04	100,00	100,00	99,99	100,00	100,01

## Нормы CIPW

Q	26,01	6,10	1,32	2,74	13,14	3,66
Cd	0,57	–	–	–	–	–
Ort	22,68	8,99	6,46	8,71	14,13	4,61
Ab	34,76	34,78	33,03	34,79	34,20	24,52
An	9,35	24,35	26,89	28,65	19,58	29,96
Di	–	5,58	8,29	4,63	2,44	6,40
Hyp	5,65	17,35	21,06	16,73	14,29	27,97
Ilm	0,71	2,09	2,42	2,86	1,64	2,18
Ap	0,29	0,79	0,55	0,85	0,60	0,71

Примечание. 1 – риолит; 2–4 – включения в риолите; 5 – дацит; 6 – включение в даците.

тверждают этот вывод. Нами проанализированы риолиты и дациты, слагающие Чегемскую кальдеру, а также более меланократовые включения в них (табл. 7). Во включениях по сравнению с вмещающими породами повышено содержание фосфора. Кроме того, они в значительных количествах содержат амфиболы. Все это указывает на насыщенность магм летучими компонентами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В позднекайнозойское время Кавказский регион находился в состоянии общего субмеридионального сжатия, которое продолжается и в настоящее время. К позднему миоцену (11 млн лет тому назад) в этой части Альпийского пояса замкнулись все бассейны с корой океанского типа и процессы субдукции прекратились, сменившись сильнейшей коллизией, вызванной ускоренным перемещением к северу Аравийской плиты, за счет начавшегося раскрытия Красного моря и жестким упором с севера Евразийской плиты. В результате

субмеридионального сжатия сформировалась современная структура Кавказского региона, ведущую роль в которой играли сдвиговые зоны ЮЗ, ЮВ, субширотного простираний и надвиги общекавказской ориентировки.

Сдвиговые нарушения играют особо важную роль в современной структуре, так как с ними в поверхностной части земной коры связаны участки присдвиговых растяжений, благоприятные для проявления вулканизма.

Коллизионные вулканы характеризуются геохимическими чертами, присущими, с одной стороны, породам субдукционных зон, а с другой – континентальным рифтам. В то же время, детальное изучение их химизма позволяет выделить характерные типы вулканитов – индикаторов коллизионного процесса.

Коллизионный вулканизм отличается: 1) отсутствием или слабым проявлением процессов кристаллизационной дифференциации; 2) антидромной направленностью извержений; 3) резким обогащением более основных пород (бедных  $\text{SiO}_2$ ) некогерентными элементами и легкими REE; 4) небольшими глубинами генерации базальтовых магм; 5) резкой латеральной неоднородностью химического состава вулканитов; 6) низкой магнезиальностью базальтов; 7) частым проявлением процессов ликвации расплавов; 8) повышением щелочности в процессе эволюции магматизма и др.

Учитывая особенности геодинамики коллизионной зоны и химизма вулканитов, мы предложили модель коллизионного магматизма с ведущей ролью процессов окисления глубинных восстановленных трансмагматических флюидов [Короновский, Демина, 1996]. В отличие от других геодинамических режимов, выплавление первичных магм при континентальной коллизии происходит при сжатии, что и определяет специфику флюидного режима, а также процессы кислотно-основного взаимодействия флюида, расплава и вмещающих толщ.

В магматическом петрогенезисе коллизионного этапа развития Кавказа трансмагматические глубинные флюиды играли ведущую роль не только на этапе выплавления магм. В дальнейшем при движении расплавов к поверхности они определяли характер их эволюции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64368).

### *Литература*

- Абрамович И.И., Клушин И.Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Мезозойско-кайнозойский вулканизм Кавказа и его связь с тектоникой. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 76 с. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР; № 73).
- Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Газеев В.М. и др. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т. 1: Вулканизм. М.: МПНТ РФ, 2002. С. 291–320.
- Браунлоу А.Х. Геохимия. М.: Недра, 1985. 331 с.
- Бубнов С.Н. Хронология извержений и источников расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук, М., 2003. 27 с.

- Венцловайте Е.И. Блочный плагиоклаз в эльдзуртинских гранитах (Северный Кавказ) и его генезис // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1998. № 3. С. 42–45.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
- Горбачев Н.С. Экспериментальное исследование базальтовой системы при 1400 °С и 60 кбар // ДАН. 2000. Т. 370, № 3. С. 365–368.
- Демина Л.И., Короновский Н.В. Эволюция магматических расплавов в условиях континентальной коллизии // Изв. Секции Наук о Земле РАЕН. 1998. № 1. С. 106–121.
- Демина Л.И., Симонов Д.А. Вулканы как индикаторы процесса континентальной коллизии // ДАН. 1998. Т. 366, № 6. С. 793–796.
- Дуарев А.И., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шаранов В.И. Теплообмен в магматических процессах. Новосибирск: Наука, 1972. 124 с.
- Ершов А.В., Никишин А.И., Брунэ М.Ф., Спакман В. Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмоотографии // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 2001. С. 230–235.
- Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология руд. месторождений. 1967. № 5. С. 75–89.
- Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
- Захаров В.С. Тепловой режим и динамика коллизионной зоны: результаты моделирования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1999. № 2. С. 18–23.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция океана Тетис // История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 104–116.
- Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М. и др. Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–352.
- Кенгерли Т.Н. Новая интерпретация геолого-тектонического строения Юго-Западного Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки: Севкавгеология, 1995. С. 302–304.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. Ч. I. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 269–287.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // ДАН. 1996. Т. 350, № 4. С. 519–522.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1262–1269.
- Ляtifова Е.Н. Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ): Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ, 1993. 25 с.
- Маракушев А.А. Геологические и физико-химические связи метаморфизма и магматизма // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 7–21.
- Маракушев А.А. Петрогенезис и структурная эволюция земной коры // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1984. № 4. С. 6–24.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М.: Наука, 1974. С. 102–130.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 1. С. 3–24.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
- Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Центер И.Я. и др. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. М.: РОСКОМНЕДРА – ВСЕГЕИ – ГЕОКАРТ, 1995. 215 с.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.

- Попов В.С.* Смешение лав при формировании новейших вулканитов Кавказа // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 3–23.
- Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С.* Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение // Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. С. 143–231.
- Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–140.
- Станкевич Е.К.* Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 232 с.
- Схиртладзе Н.И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1958. 368 с.
- Фельдман И.С.* Дегидратация и электропроводность: Предпосылки и следствия // Тез. докл. Междунар. совещ. “Геофизические предпосылки и следствия дегидратации земной коры”. М.: ИО РАН, 1996. С. 14–16.
- Ширинян К.Г.* Вопросы типизации вулканических комплексов Армении в зависимости от глубинных процессов становления магматических расплавов // Проблема генезиса магматических и метаморфических пород. СПб.: Наука, 1998. С. 154–155.
- Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42, N 12. P. 2279–2302.
- Bijwaard H., Spackman W., Engdahl E.R.* Glosing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 30055–30078.
- Davies J.Y., Von Blanckenburg F.* Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 129. P. 85–102.
- Dewey J.F.* Extensional collaps of orogenes // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.
- Frey F.A., Green D.H., Roy S.D.* Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeites to olivine melittites from South-Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological date // J. Petrol. 1978. Vol. 73. P. 287–310.
- Haskin M.A.* Rare earth abundansen in some basic rocks // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 6085–6097.
- Irvine T.N., Barager W.R.A.D.* Chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al.* A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margin // Amer. J. Sci. 1974. Vol. 274. P. 321–355.
- Pearce J.A., Cann J.A.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. P. 290–300.
- Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.
- Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E. et al.* Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. Vol. 44. P. 189–229.
- Ryabchikov I.D., Schreyer W., Abraham K.* Compositions of aqueous fluids in equilibrium with pyroxenes and olivines // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 79, N 1. P. 80–84.
- Shilling J.G.* Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge // Nature. 1973. Vol. 242. P. 565–572.
- Tarney J., Sanders A.D., Matthey D.P. et al.* Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1981. Vol. A300. P. 263–285.



**Д.И. Панов**

## **ПРОБЛЕМЫ РАННЕАЛЬПИЙСКОЙ ГЕОЛОГИИ КАВКАЗА**

Раннеальпийский этап занимает особое место в истории геологического развития Кавказского региона. Прежде всего потому, что ниже-среднеюрские образования, соответствующие этому этапу, будучи распространенными во всех тектонических зонах, дают много материала для восстановления палеогеографических и геодинамических обстановок этого времени. Но главное в другом: в ранне- и среднеюрское время формировались основные тектонические структуры и геодинамические обстановки, которые далее существовали и развивались на территории Кавказа в позднем мезозое и кайнозое. На этом этапе развития произошла важнейшая перестройка геодинамического режима и палеогеографической обстановки, имели место существенные фазы тектонических деформаций, которые сыграли большую роль в дальнейшем развитии Кавказского региона. Поскольку Кавказ издавна рассматривался как эталонная область – “геологическая лаборатория”, то выявляющиеся здесь закономерности и возникающие проблемы имеют не только региональное, но и общее значение для анализа мезозойско-кайнозойской истории всех альпийских складчатых областей Средиземноморского пояса.

Можно сформулировать ряд проблем, возникающих при изучении раннеальпийского этапа развития Кавказа. Прежде всего, это – продолжительность; временные границы этого этапа и его соотношения с предыдущим и последующим этапами; геодинамический режим территории и его возможные изменения на протяжении этапа; палеотектоническое районирование, расположение и характер структурных элементов и бассейнов осадконакопления в начале и конце этапа; фазы тектонических деформаций на раннеальпийском этапе и их характер. Естественно, все эти проблемы могут быть решены только при условии решения первичной – стратиграфической проблемы: разработки региональной схемы стратиграфического расчленения ниже-среднеюрских отложений на историко-геологической основе. Решению большинства из перечисленных проблем посвящены ранние (60-е годы) работы Ю.Г. Леонова, многие из которых были написаны совместно с автором настоящей статьи. Ниже мы хотим осветить состояние этих проблем с современных позиций.

### **РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВКАЗА**

При изучении стратиграфии ниже-среднеюрских отложений геологи сталкиваются с двумя основными трудностями: значительная фациальная изменчивость хорошо фаунистически охарактеризованных мелководноморских отложений Северного склона Большого Кавказа и Закавказско-

го срединного массива, с одной стороны, и очень редкие находки руководящих ископаемых в мощных, однообразных по составу более глубоко-водных отложениях Южного склона – с другой. Отсюда проистекает и общая проблема сопоставления отложений двух типов и разработки единой детальной схемы стратиграфического расчленения для всей территории Кавказа.

Эту проблему пытались решить всеми возможными способами.

Прежде всего, путем выделения хроностратиграфических (ярусных) подразделений. Этот способ давал определенные результаты при стратиграфическом расчленении конкретных разрезов хорошо фаунистически охарактеризованных отложений Северного склона (Г.Я. Крымгольц и др.) и Закавказского массива (И.Р. Кахадзе, К.Ш. Нуцубидзе, В.И. Зесашвили, М.В. Топчишвили), но оказывался непригодным при попытках картирования этих подразделений на площади. В отложениях же Южного склона он либо вообще не применялся, либо выражался в произвольном выделении в качестве “ярусов” иногда фаунистически вообще не охарактеризованных толщ.

Второй путь решения – выделение и картирование под названием “свит” местных стратиграфических подразделений: толщ, различающихся по литологическому составу. Свое наиболее типичное выражение этот метод нашел на Восточном Кавказе, где фактически в бассейне каждой реки устанавливалась своя последовательность “свит” – всего около 80! [Голубятников, 1940]. Естественно, говорить о разработке единой региональной стратиграфической схемы не приходилось.

С конца 50-х годов стал использоваться иной подход к расчленению ниже-среднеюрских отложений, основанный на выделении свит – толщ отложений, соответствующих этапам геологического развития конкретных структурно-фациальных зон. Последовательность таких свит отражает периодичность осадконакопления в данной зоне, а сами свиты представляют собой трансгрессивно-регрессивные осадочные циклы, либо четко обособляющиеся части циклов. На этих принципах, разработанных в основном Г.П. Леоновым [Леонов, 1973, с. 113–117], был выполнен ряд работ по стратиграфическому расчленению ниже-среднеюрских отложений Северного Кавказа [Безносков, 1967; Безносков и др., 1960; Иванов, 1968; Ю. Леонов, 1961, 1967а; Панов, 1997; Панов, Гушин, 1993; Панов, Ю. Леонов, 1959; Ростовцев, 1967; Фролов, 1965], результаты которых были обобщены в “Объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа” [1973]. В дальнейшем эти принципы были успешно реализованы при стратиграфическом расчленении юрских отложений Северо-Западного Кавказа [Гофман и др., 1960; Панов, Пруцкий, 1983], Грузии [Топчишвили, 1996], Азербайджана [Агаев, 1990], Малого Кавказа [Гасанов, 1997; Гасанов и др., 1992; Панов, 1978; Ростовцев и др., 1985]. В результате этих работ для всех структурно-фациальных зон были разработаны местные стратиграфические схемы в виде последовательности свит и подсвит (рис. 1).

*Лейас-аален.* Сопоставление местных схем показало, что в разрезах лейас-ааленских отложений всех структурно-фациальных зон на одних и тех же стратиграфических уровнях прослеживаются резкие границы, которые раз-

**Д.И. Панов**

## **ПРОБЛЕМЫ РАННЕАЛЬПИЙСКОЙ ГЕОЛОГИИ КАВКАЗА**

Раннеальпийский этап занимает особое место в истории геологического развития Кавказского региона. Прежде всего потому, что ниже-среднеюрские образования, соответствующие этому этапу, будучи распространенными во всех тектонических зонах, дают много материала для восстановления палеогеографических и геодинамических обстановок этого времени. Но главное в другом: в ранне- и среднеюрское время формировались основные тектонические структуры и геодинамические обстановки, которые далее существовали и развивались на территории Кавказа в позднем мезозое и кайнозое. На этом этапе развития произошла важнейшая перестройка геодинамического режима и палеогеографической обстановки, имели место существенные фазы тектонических деформаций, которые сыграли большую роль в дальнейшем развитии Кавказского региона. Поскольку Кавказ издавна рассматривался как эталонная область – “геологическая лаборатория”, то выявляющиеся здесь закономерности и возникающие проблемы имеют не только региональное, но и общее значение для анализа мезозойско-кайнозойской истории всех альпийских складчатых областей Средиземноморского пояса.

Можно сформулировать ряд проблем, возникающих при изучении раннеальпийского этапа развития Кавказа. Прежде всего, это – продолжительность; временные границы этого этапа и его соотношения с предыдущим и последующим этапами; геодинамический режим территории и его возможные изменения на протяжении этапа; палеотектоническое районирование, расположение и характер структурных элементов и бассейнов осадконакопления в начале и конце этапа; фазы тектонических деформаций на раннеальпийском этапе и их характер. Естественно, все эти проблемы могут быть решены только при условии решения первичной – стратиграфической проблемы: разработки региональной схемы стратиграфического расчленения ниже-среднеюрских отложений на историко-геологической основе. Решению большинства из перечисленных проблем посвящены ранние (60-е годы) работы Ю.Г. Леонова, многие из которых были написаны совместно с автором настоящей статьи. Ниже мы хотим осветить состояние этих проблем с современных позиций.

### **РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВКАЗА**

При изучении стратиграфии ниже-среднеюрских отложений геологи сталкиваются с двумя основными трудностями: значительная фациальная изменчивость хорошо фаунистически охарактеризованных мелководноморских отложений Северного склона Большого Кавказа и Закавказско-

го срединного массива, с одной стороны, и очень редкие находки руководящих ископаемых в мощных, однообразных по составу более глубоководных отложениях Южного склона – с другой. Отсюда проистекает и общая проблема сопоставления отложений двух типов и разработки единой детальной схемы стратиграфического расчленения для всей территории Кавказа.

Эту проблему пытались решить всеми возможными способами.

Прежде всего, путем выделения хроностратиграфических (ярусных) подразделений. Этот способ давал определенные результаты при стратиграфическом расчленении конкретных разрезов хорошо фаунистически охарактеризованных отложений Северного склона (Г.Я. Крымгольц и др.) и Закавказского массива (И.Р. Кахадзе, К.Ш. Нуцубидзе, В.И. Зесашвили, М.В. Топчишвили), но оказывался непригодным при попытках картирования этих подразделений на площади. В отложениях же Южного склона он либо вообще не применялся, либо выражался в произвольном выделении в качестве “ярусов” иногда фаунистически вообще не охарактеризованных толщ.

Второй путь решения – выделение и картирование под названием “свит” местных стратиграфических подразделений: толщ, различающихся по литологическому составу. Свое наиболее типичное выражение этот метод нашел на Восточном Кавказе, где фактически в бассейне каждой реки устанавливалась своя последовательность “свит” – всего около 80! [Голубятников, 1940]. Естественно, говорить о разработке единой региональной стратиграфической схемы не приходилось.

С конца 50-х годов стал использоваться иной подход к расчленению ниже-среднеюрских отложений, основанный на выделении свит – толщ отложений, соответствующих этапам геологического развития конкретных структурно-фациальных зон. Последовательность таких свит отражает периодичность осадконакопления в данной зоне, а сами свиты представляют собой трансгрессивно-регрессивные осадочные циклы, либо четко обособляющиеся части циклов. На этих принципах, разработанных в основном Г.П. Леоновым [Леонов, 1973, с. 113–117], был выполнен ряд работ по стратиграфическому расчленению ниже-среднеюрских отложений Северного Кавказа [Безносков, 1967; Безносков и др., 1960; Иванов, 1968; Ю. Леонов, 1961, 1967а; Панов, 1997; Панов, Гущин, 1993; Панов, Ю. Леонов, 1959; Ростовцев, 1967; Фролов, 1965], результаты которых были обобщены в “Объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа” [1973]. В дальнейшем эти принципы были успешно реализованы при стратиграфическом расчленении юрских отложений Северо-Западного Кавказа [Гофман и др., 1960; Панов, Пруцкий, 1983], Грузии [Топчишвили, 1996], Азербайджана [Агаев, 1990], Малого Кавказа [Гасанов, 1997; Гасанов и др., 1992; Панов, 1978; Ростовцев и др., 1985]. В результате этих работ для всех структурно-фациальных зон были разработаны местные стратиграфические схемы в виде последовательности свит и подсвит (рис. 1).

**Лейас-аален.** Сопоставление местных схем показало, что в разрезах лейас-ааленских отложений всех структурно-фациальных зон на одних и тех же стратиграфических уровнях прослеживаются резкие границы, которые раз-

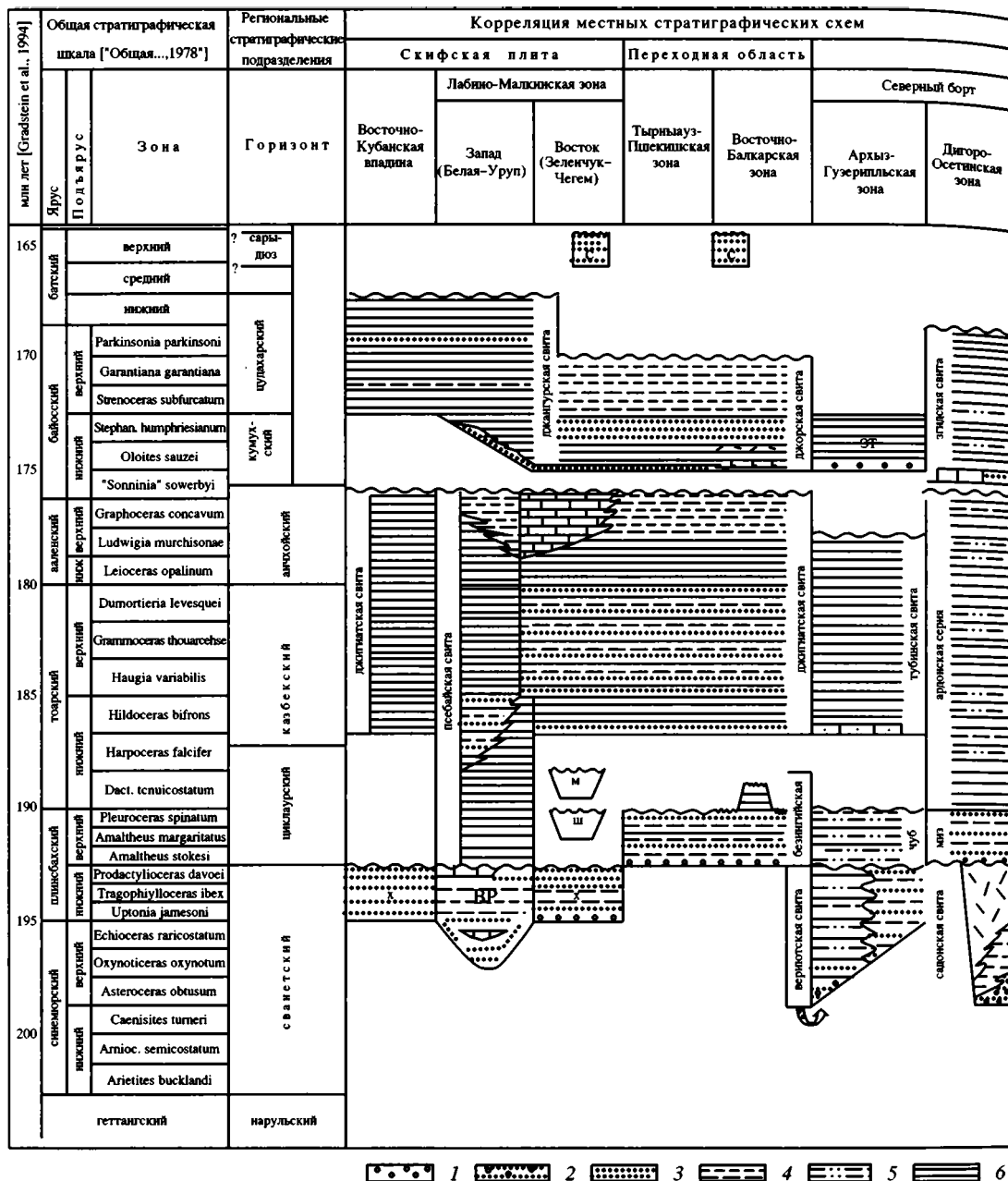
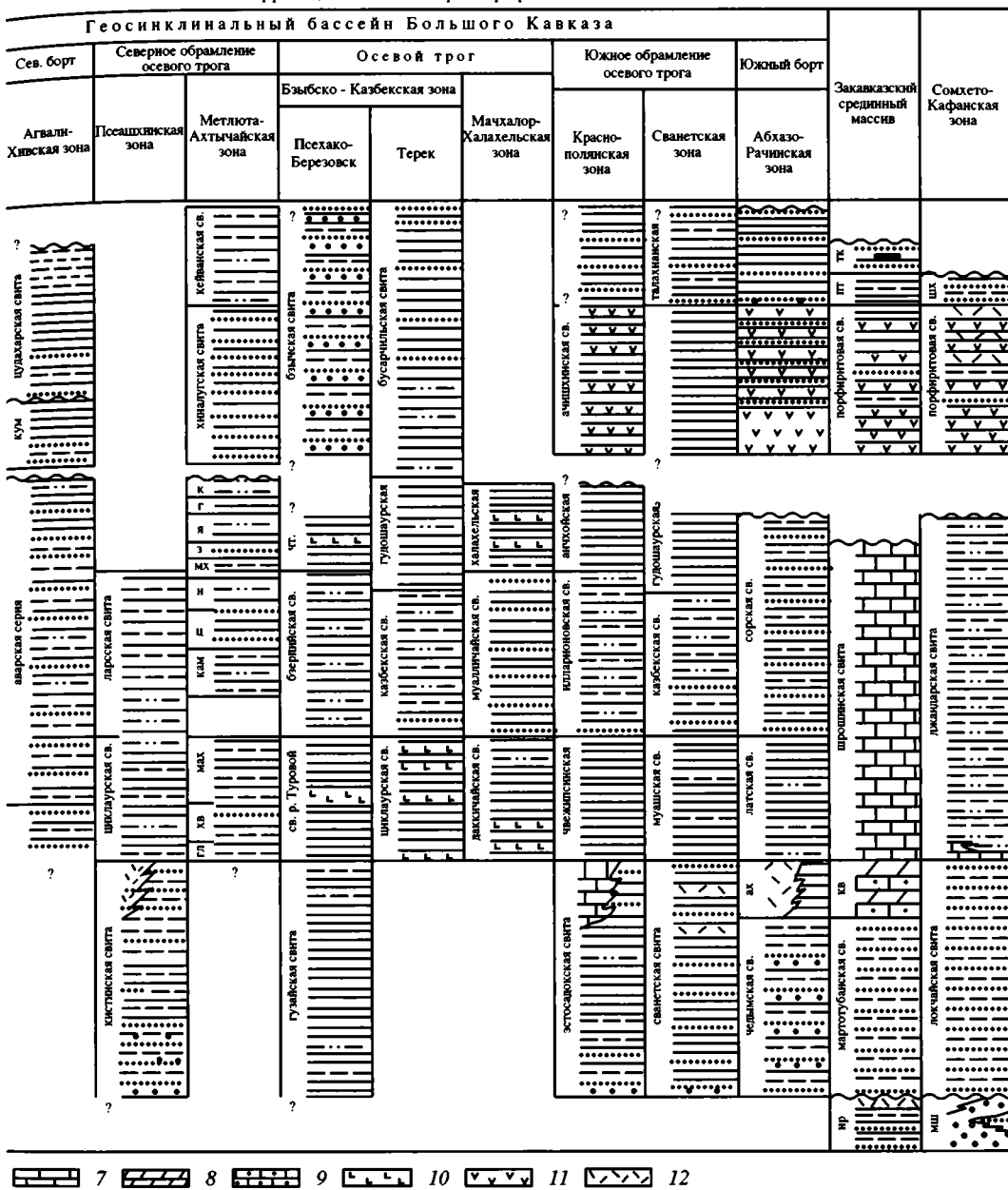


Рис. 1. Региональная стратиграфическая схема нижне-среднеюрских отложений Кавказа

1 – конгломераты; 2 – песчаники с гравием и галькой; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – частое переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов; 6 – аргиллиты; 7 – известняки; 8 – мергели; 9 – известняки песчанитые; 10–12 – вулканические породы: 10 – основного состава, 11 – среднего состава, 12 – средне-кислого и кислого состава

Корреляция местных стратиграфических схем



Наименования свит: ах – ахипская, вр – вериютская, г – гепцайская, гл – глясудинская, з – заинкамская, зт – зейтунская, к – кимихурская, кам – камилухская, кв – квирильская, м – муздухская, мах – махисская, миз – мизурская, мх – михрекская, мш – мошеванская, н – ногабская, нр – нарульская, пт – патижейульская, с – сарьдюз, тк – ткибульская, х – хумаринская, хв – хваршинская, ц – цейлаханская, чт – чаталтапинская, чуб – чубинская, ш – шоанская, шх – шахтахская, я – ялахкамская

деляют толщи отложений, имеющих в разных зонах не всегда одинаковый литологический состав, но содержащих разновозрастные руководящие ископаемые (богатые комплексы на Северном Кавказе, единичные находки на Южном склоне). Эти толщи можно рассматривать как региональные стратиграфические подразделения – горизонты, объединяющие несколько разновозрастных свит и отвечающие этапам геологического развития всей Кавказской области, которые проявлялись (палеогеографически) несколько по-разному в разных зонах. К настоящему времени региональные стратиграфические схемы с выделением горизонтов разработаны в нескольких вариантах как для отдельных частей Кавказа [Абдулкасумзаде и др., 1997; Зесашвили, 1979; Объяснительная записка..., 1973; Топчишвили, 1996], так и для всего Кавказа или Большого Кавказа в целом [Панов, 1976; Панов, Гуцин, 1987; Юра Кавказа, 1992]. Сопоставление местных стратиграфических схем и выделение горизонтов на историко-геологической основе позволяют разрешить указанные выше стратиграфические проблемы: соотношения и граница юрских и доюрских образований и корреляция разрезов северного и южного склонов. Установление принадлежности свиты к тому или иному горизонту позволяет оценить ее возраст и при недостаточности (или даже отсутствии) палеонтологической характеристики [Зесашвили, 1970; Леонов, 1967а; Панов, 2003; Панов, Пруцкий, 1983]. Выделение горизонтов дало возможность выявить общие особенности этапов развития территории Кавказа в лейасе–аалене.

В предлагаемой нами региональной стратиграфической схеме (см. рис. 1) в составе лейас-ааленских отложений выделено пять горизонтов.

Самый нижний – *нарульский горизонт* представлен исключительно континентальными обломочными отложениями небольшой мощности и присутствует лишь на небольших участках в Сомхето-Кафанской зоне и на Закавказском массиве. Поскольку он содержит раннеюрскую флору и с размывом перекрывается нижнесinemюрскими отложениями сванетского горизонта, возраст его определяется как геттанг (?или самые низы синемюра?). Горизонт отвечает самой начальной фазе формирования северной пассивной окраины океана Тетис. Отмечаемые местами маломощные пирокластические образования кислого состава связаны, видимо, со ступенчатым погружением этой окраины.

Следующий – *сванетский горизонт* (синемюр – нижний плинсбах) образован уже морскими отложениями, но исключительно обломочными, отличающимися резкой фациальной изменчивостью. На всей территории Кавказа (кроме тех участков, где присутствует нарульский горизонт) эти отложения с размывом, а в большинстве случаев и с резким угловым несогласием налегают на различные доюрские образования. Они отвечают первой стадии формирования пассивной окраины Тетиса, когда она перекрывалась первыми морскими трансгрессиями и на ней располагались мелководно-морские шельфовые бассейны.

Ранее [Панов, 2003; Панов, Пруцкий, 1983] была показана несостоятельность попыток “вырвать” из сванетского горизонта отдельные свиты (например, кистинскую) и отнести их к триасу или даже к палеозою. Работами

А.А. Белова и М.Л. Сомина [1964] была показана ошибочность представлений ряда геологов о существовании непрерывного перехода от палеозойско-триасовой дизской серии к нижней юре в Сванетии. Раннеюрская трансгрессия распространялась на территорию пассивной окраины постепенно, с юга на север, поэтому в южных районах основание сванетского горизонта датируется нижним синемюром, севернее – уже верхним синемюром, а на южной окраине Скифской платформы присутствует только его нижнеплинсбахская часть.

На фоне мелководных отложений выделяются глубоководные глинистые сланцы гузайской свиты (см. рис. 1), свидетельствующие о начале формирования на пассивной окраине узкого рифтогенного осевого трога бассейна Большого Кавказа. На ступенчато погружающемся обрамлении трога отмечаются проявления вулканической деятельности средне-кислого состава, связанные с переплавлением доюрского фундамента.

По резкой, строго изохронной границе выше следуют отложения *циклаурского горизонта* (верхний плинсбах – нижний тоар). В Сомхето-Кафанской зоне подошва горизонта соответствует моменту перехода от шельфового бассейна к началу формирования континентального склона и накопления флишоидных толщ, которое продолжалось до конца аалена. Севернее, на территории Закавказского массива, в мелководно-морском бассейне при отсутствии источников сноса обломочного материала с этого же рубежа началось накопление органогенных известняков, продолжавшееся опять же до конца аалена. В Большекавказском бассейне циклаурскому горизонту соответствует этап интенсивного растяжения земной коры и резкого углубления осевого трога, его обрамлений и южного борта. Здесь накапливались однообразные глинистые толщ, содержащие горизонты толеитовых базальтов – продукты подводных вулканических излияний. На северном борту бассейна – расширение морской трансгрессии и накопление песчано-глинистых шельфовых отложений, которые в Восточно-Балкарской зоне и в северной части Дигоро-Осетинской налегают непосредственно на доюрские образования. В западной половине северного борта Большекавказского бассейна и прилегающих районов Скифской плиты циклаурское время ознаменовалось инверсией тектонического режима: поднятием территории и перерывом в осадконакоплении, который достигает максимума в раннем тоаре. Именно с этими районами связаны проявления наземной вулканической деятельности с накоплением вулканитов среднего–кислого состава.

Вышележащий – *казбекский горизонт* (верхи нижнего и верхний тоар) соответствует этапу дальнейшего прогибания осевого трога и распространения трансгрессии на бортах Большекавказского бассейна, особенно северном, где трансгрессия перекрывает области раннетоарского поднятия, а также прилегающие участки Скифской плиты. Одновременно усиливается привнос в бассейн терригенного материала, благодаря чему практически во всех зонах казбекский горизонт представлен слоистыми толщами чередования песчано-глинистых пород, в осевом трого – флишоидными, а на бортах – шельфовыми.

*Анчхойский горизонт* (аален) соответствует заключительному этапу развития раннеюрского–ааленского бассейна. Он начинается углублением



бассейна и накоплением глинистых толщ в некоторых зонах; в осевом трог – усилением растяжения и новой вспышкой подводного толеит-базальтового вулканизма, а заканчивается общим поднятием территории и перерывом в осадконакоплении во всех зонах.

**Байос–бат.** По-иному обстоит дело со стратиграфическим расчленением байосских и батских отложений. На территории Кавказа присутствуют три принципиально различных типа разреза этих отложений.

**Первый** – северо-кавказский – тип разреза характерен для эпиконтинентальных бассейнов северного склона Кавказа и прилегающих районов Скифской плиты. Здесь выделяется три горизонта (см. рис. 1): кумухский (нижний байос), цудахарский (верхний байос – нижний–?средний? бат) и сарыдюз (верхний? бат).

*Кумухский горизонт* залегает с явными следами размыва на различных добайосских образованиях, сложен песчано-глинистыми отложениями и отличается значительной фациальной изменчивостью. Он отвечает начальному этапу байос-батской трансгрессии на Северном Кавказе.

*Цудахарский горизонт* залегает согласно или с небольшим размывом на кумухском, трансгрессивно переходя севернее, на Скифской плите, на добайосские образования. Он также сложен мелководно-морскими песчано-глинистыми образованиями но, в отличие от кумухского, характеризуется четкой стратификацией и выдержанностью разреза. Цудахарский горизонт отвечает эпохе максимального распространения байосско-батской трансгрессии.

Локально распространенный *горизонт сарыдюз*, сложенный континентальными обломочными отложениями, залегает с размывом на разных слоях байос-батских отложений и соответствует эпохе общего поднятия территории Кавказа в предкелловейское время.

**Второй тип разреза** байос-батских образований свойствен зонам Южного склона Большого Кавказа (бывший осевой трог и его обрамление) и представлен относительно глубоководными глинистыми или песчано-глинистыми флишоидными толщами (бусарчильская, бзычская, зурунчайская, гдымская и т.п. свиты), почти лишенными ископаемых остатков. Они, возможно, без перерыва, сменяют ааленские отложения и не подразделяются на горизонты.

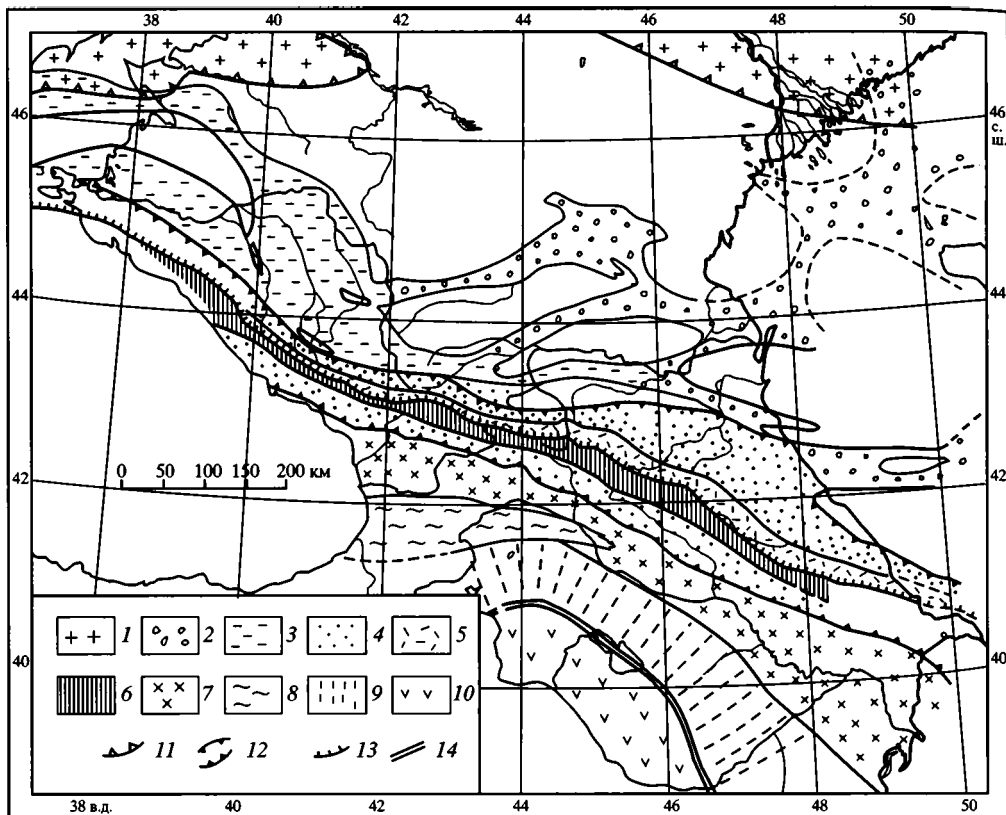
**Третий** – закавказский – тип разреза развит на территории Абхазо-Рачинской зоны, Закавказского срединного массива и по окраинам Локского массива Сомхето-Кафанской зоны. Байосская часть разреза, известная под названием “порфиритовая” серия, с размывом налегает на добайосские отложения и сложена вулканогенными образованиями основного–среднего до кислого (верхний байос) состава. Батская часть сложена песчано-глинистыми мелководно-морскими, а на Закавказском срединном массиве – континентальными угленосными отложениями. Третий тип разреза связан с формированием (начиная с байоса) Понтийско-Закавказского вулканического пояса [Ломизе, Панов, 2002], а второй – с развитием в тылу его глубоководных бассейнов – предшественников флишевых прогибов Южного склона.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ КАВКАЗА В РАННЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЕ

Основные черты тектонического районирования Большого Кавказа и стадийности его развития в ранней и средней юре были намечены уже в 60-х – 70-х годах [Кабанова и др., 1969; Леонов, 1966а,б; Панов, 1976, 1988]. В указанных работах была впервые подчеркнута роль предбайосской перестройки структуры и выделены две стадии раннеальпийского этапа: лейас–аален и байос–бат. Для первой стадии характерно существование единого геосинклинального бассейна Большого Кавказа, в котором обособляются осевой трог, его обрамления, северный и южный борта. На второй стадии на территории Кавказа располагались резко различные по характеру бассейны Северного и Южного склонов, разделенные полосой Центральнокавказских поднятий, а также Закавказский вулканогенный бассейн. Эти представления подтверждаются и развиваются изложенной выше стратиграфической схемой: для лейаса–аалена выделяются единые стратиграфические горизонты, для байоса–бата это невозможно, поскольку отложения представлены тремя различными типами разрезов, накопившимися в разных условиях. В настоящее время эти представления получают геодинамическую интерпретацию в свете современных плитно-тектонических представлений, что требует анализа материала по всей территории Кавказа [Ломизе, Панов, 2001, 2002; Лордкипанидзе и др., 1984; Никишин и др., 1997; Топчишвили, 1996; Юра Кавказа, 1992].

**Ранняя юра – аален.** Начало ранней юры ознаменовалось раскрытием (или интенсивным расширением) северной – Анатолийско-Малокавказской – ветви океана Тетис, сутура которой сейчас прослеживается в виде офиолитовой зоны того же названия (рис. 2). Территория шириной до 500–600 км к северу от этого бассейна в ранней юре – аалене представляла собой пассивную окраину и находилась в состоянии растяжения. В этих условиях примерно в 200–300 км от границы с океаном параллельно ей возникли крупные рифтогенные бассейны Горного Крыма и Большого Кавказа. С возникновением этих бассейнов приподнятая часть пассивной окраины к северу от них обособилась как эпигерцинская Скифская платформа, южнее – также приподнятый Закавказский срединный массив, а за ним – Сомхето-Кафанская зона, соответствовавшая прилегающей к океану погружающейся части пассивной окраины (рис. 3, А). Территория Малого Кавказа к югу от Анатолийско-Малокавказского океана относилась к Нахичеванскому микроконтиненту уже гондванского происхождения.

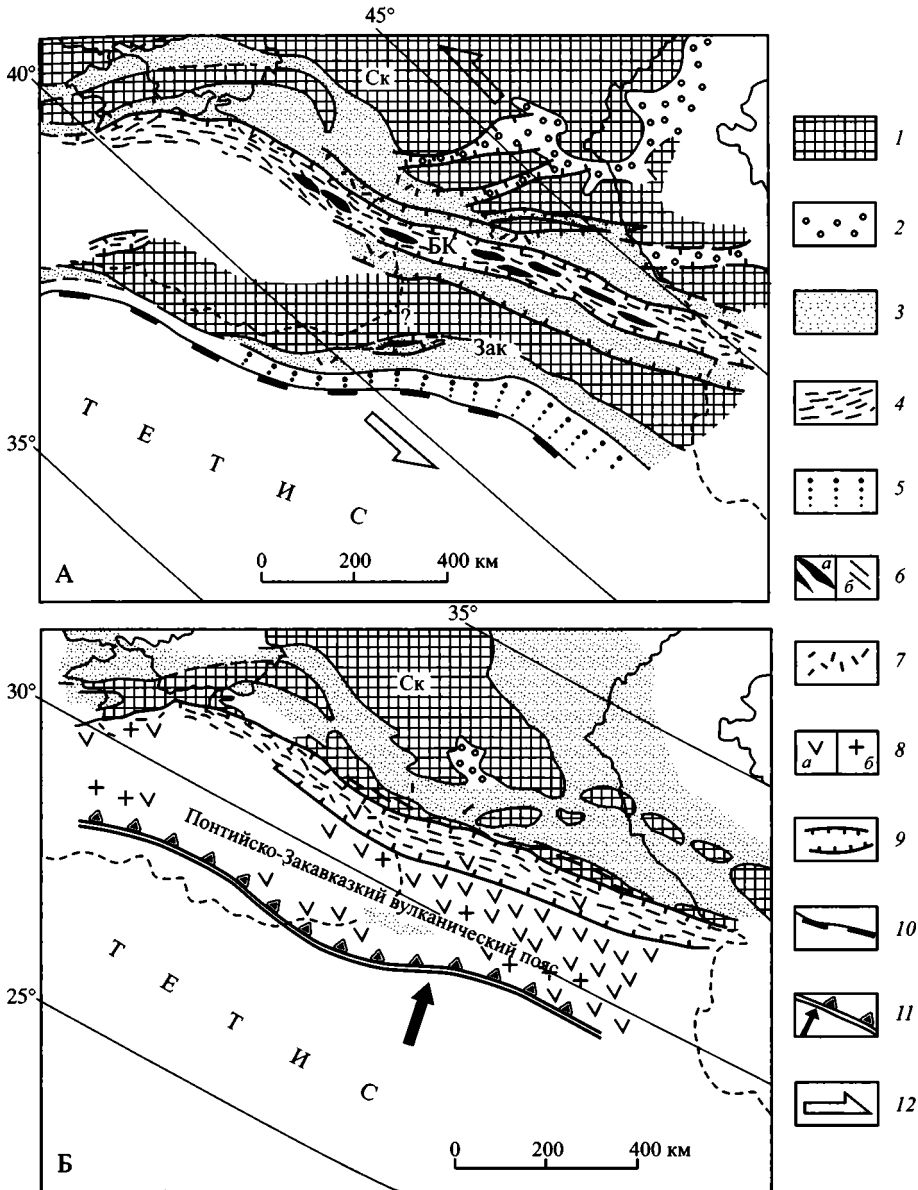
**Нахичеванский микроконтинент** (см. рис. 2) в лейасе – аалене представлял собой приподнятый блок континентальной коры – размываемую сушу. Как и северная окраина океана, он находился в состоянии растяжения, свидетельством чего являлось проявление наземной вулканической деятельности в виде трещинных излияний базальтов и андезибазальтов и накопления их пирокластов, образовавших неграмскую свиту нижнеюрского возраста [Ростовцев и др., 1985].



**Рис. 2.** Схема тектонического районирования Кавказа для раннеюрского и ааленского времени

1 – Восточно-Европейская платформа; 2, 3 – лейасовые–ааленские бассейны на Скифской платформе, выполненные: 2 – континентальными отложениями, 3 – мелководно-морскими отложениями; 4–6 – бассейн Большого Кавказа: 4 – северный и южный борта бассейна, 5 – северное обрамление осевого трога, 6 – осевой трог и его южное обрамление; 7 – Закавказский срединный массив; 8 – Аджаро-Триалетская складчатая система (в современной структуре Кавказа); 9 – Сомхето-Кафанская зона; 10 – Нахичеванский микроконтинент; 11 – граница Восточно-Европейской платформы; 12 – ограничения бассейна Большого Кавказа; 13 – система надвигов по северному краю пластины, соответствующей осевому трогу; 14 – Анатолийско-Малокавказская офиолитовая зона (сутура северной ветви Тетиса)

*Сомхето-Кафанская зона* в лейасе–аалене представляла собой непосредственно примыкающую к Малокавказскому океану часть пассивной окраины, постепенно погружавшуюся в его сторону. Установленная там последовательность свит (см. рис. 1) четко фиксирует стадии погружения окраины и расширения океанического бассейна. Континентальные грубообломочные отложения мошеванской свиты (геттанг?) соответствуют первой стадии погружения еще в континентальных условиях. Вышележащие мелководно-морские песчаники локчайской свиты (синемюр – нижний плинсбах) отвечают стадии распространения на погружавшуюся окраину шельфового морского бассейна, а флишоидные песчано-глинистые отложения джандарской



**Рис. 3.** Палеотектонические реконструкции Крымско-Кавказской окраины Тетиса: для ранней юры – аалена (А), для байоса и бата [по Ломизе, Панову, 2001] (Б)

1 – области поднятия и размыва; 2–5 – области накопления отложений: 2 – континентальных, 3 – мелководно-морских, 4 – относительно глубоководных, 5 – в фациях континентального склона; 6 – толеитовые базальтоиды (а), в том числе дайки (б); 7 – прочие вулканы, преимущественно среднекислого состава, известково-щелочные и субщелочные; 8 – вулканические (а) и интрузивные (б) образования субдукционного вулканоплутонического пояса; 9 – сбросы на бортах рифтогенных бассейнов; 10 – пассивная граница континент/океан; 11 – зона субдукции; 12 – вероятное направление напряжений. Палеошироты даны приблизительно. Ск – Скифская платформа, БК – бассейн Большого Кавказа, Зак – Закавказский массив

свиты (верхний плинсбах – аален) указывают на расширение океанического бассейна, когда Сомхето-Кафанская зона составляла уже часть континентального склона.

*Закавказский срединный массив* (см. рис. 2 и 3, А) в лейасе–аалене представлял собой относительно приподнятый элемент пассивной окраины. В основном это была размываемая суша, поставлявшая обломочный материал на южный борт бассейна Большого Кавказа. Площадь ее была достаточно велика, но впоследствии уменьшилась за счет поддвига Закавказского массива под структуры Южного склона Большого Кавказа. Последовательность свит в разрезе лейаса–аалена (см. рис. 1) четко фиксирует этапы развития массива при опускании пассивной окраины и распространении на нее морской трансгрессии. В геттангское (?) время в континентальных условиях началось формирование отдельных впадин, заполненных обломочными отложениями нарульской свиты. Формирование их сопровождалось проявлениями наземной вулканической деятельности с накоплением кислых эффузивов и их пирокластов. В синемюре на ограниченной территории возникает мелководный морской бассейн с накоплением песчаников мартотубанской свиты. С плинсбаха до аалена происходит расширение площади этого по-прежнему мелководного бассейна и накопление мергелей квирильской и органогенных известняков шрошинской свит.

*Бассейн Большого Кавказа* представлял собою единый бассейн геосинклинального типа с четко выраженной продольной тектонической зональностью (см. рис. 2), заложившийся в раннем синемюре и непрерывно развивавшийся до конца аалена.

Осевой трог четко прослеживается как полоса распространения глинистых или песчано-глинистых флишоидных глубоководных отложений. Глинистые толщи циклаурского (верхний плинсбах – нижний тоар) и анчхойского (аален) горизонтов, соответствующие эпохам наибольшего растяжения, содержат мощные толщи лав толеитовых базальтов и серии диабазовых силлов (см. рис. 1). Основание юрского разреза в пределах осевого трога неизвестно. Отсутствие юрских офиолитов свидетельствует против океанической природы этого бассейна. Он рассматривается как рифтогенная структура на утоненной земной коре континентального типа, пронизанной диабазовыми дайками, которая формировалась по модели асимметричного рифтинга [Ломизе, Панов, 2001]. Ширина осевого трога оценивается в 60–80 км (см. рис. 3, А).

Для северного и южного обрамлений осевого трога (см. рис. 1 и 2) характерно присутствие в основании разреза фациально изменчивых терригенных и вулканогенных образований сванетского горизонта (синемюр – нижний плинсбах). Накопление грубообломочных пород и проявления вулканической деятельности средне-кислого состава (от андезибазальтов до риолитов) фиксирует процесс ступенчатого блокового растяжения, дробления и погружения коры на начальной стадии формирования осевого трога.

Довольно широкие северный и южный борта Большекавказского бассейна отличаются господством мелководно-морских отложений, изменчивых по составу, с существенной ролью песчаных пород, с обилием и разнообразием органических остатков, с изменчивой мощностью. Особенно характерны пес-

чано-глинистые тоарские и ааленские отложения, отвечающие периоду максимального расширения лейас-ааленского Большекавказского бассейна.

Как уже отмечалось, территория *Скифской платформы* в лейасе–аалене оставалась в основном приподнятой. Однако в условиях растяжения в ее предкавказской части возникла система рифтогенных грабенообразных прогибов, формировавшихся с плинсбаха до аалена (см. рис. 2 и 3, А). Прогибы заполнены песчано-глинистыми отложениями озерно-аллювиального генезиса. В плинсбахе со многими из них связаны локальные проявления наземной вулканической деятельности андезит-дацит-липаритового состава [Панов, Стафеев, 2000].

Окраинные южная и юго-западная части Скифской платформы Предкавказья в лейасе–аалене втягивались в погружение и там формировались бассейны двух типов. В Лабино-Малкинской зоне с позднего синемюра, а на территории Восточно-Кубанской впадины с плинсбаха и до аалена (см. рис. 1) развивались достаточно крупные прогибы, заполнявшиеся мелководными песчано-глинистыми отложениями (в раннем плинсбахе – частично континентальные, угленосные). В позднем тоаре – аалене к северо-западу от Восточно-Кубанского отходил прогиб другого типа (см. рис. 2). Он располагался над плинсбахскими грабенами и представлял собою плоский мелководно-морской пострифтовый бассейн с маломощными песчано-глинистыми отложениями. Еще один пострифтовый бассейн того же типа возник во второй половине позднего аалена на территории Восточного Предкавказья, перекрыв плинсбах-ааленские грабены.

**Рубеж аалена и байоса.** Рубеж ознаменовался резким изменением геодинамической обстановки на территории Кавказа. С этого времени северная окраина Малокавказского океана стала активной и под нее начала субдвигиваться океаническая кора. Начальная амагматическая фаза субдукции (конец аалена – начало байоса) осуществлялась в обстановке сильного сжатия континентальной окраины. Это привело к ее общему поднятию, перерыву в осадконакоплении (см. рис. 1) и замыканию развивавшихся на ней до этого лейас-ааленских прогибов. В бассейне Большого Кавказа произошло надвигание его северного борта и северного обрамления осевого трога на осевую часть с интенсивными тектоническими деформациями лейас-ааленских отложений. Заметные деформации испытали и лейас-ааленские отложения Закавказского срединного массива и Сомхето-Кафанской зоны. На Скифской платформе произошло закрытие всех грабенообразных прогибов. На ранее погруженных участках Скифской плиты и Нахичеванского микроконтинента – перестройка структуры, общее поднятие и перерывы в осадконакоплении.

**Байос–бат.** Основная фаза субдукции началась со второй половины раннего байоса и привела к полной перестройке структурного плана Кавказского региона (см. рис. 3, Б). Над зоной субдукции, на месте Сомхето-Кафанской зоны, Закавказского срединного массива и южного борта Большекавказского лейасового бассейна формируется Понтийско-Закавказский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс; в тылу его, на месте лейас-ааленского осевого трога, – узкие глубоководные задуговые бассейны Южного склона. Далее, на месте северного обрамления лейас-ааленского осевого трога, формировалась полоса Центральнокавказских поднятий, возникших в фа-

зу сжатия в начале байоса, а за ними, – на месте северо-восточного борта лейас-ааленского бассейна и на обширных территориях Скифской платформы – распространялись эпиконтинентальные морские бассейны.

В *Нахичеванском микроконтиненте* после перерыва накапливались мелководно-морские глинистые отложения байоса, нижнего и среднего (?) бата. Видимо, это – сохранившийся участок южной по-прежнему пассивной окраины Малокавказской ветви Тетиса.

*Понтийско-Закавказский вулканоплутонический пояс* представляет собою широкую (до 200 км) полосу распространения известково-щелочных вулканогенных пород андезибазальтового, андезитового, а в Сомхето-Кафанской зоне (в верхнем байосе) – и кислого состава. Единую вулканоплутоническую ассоциацию с ними образуют интрузивные комплексы габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, приуроченные главным образом к Сомхето-Кафанской зоне, где магматическая активность была максимальной. В Сомхето-Кафанской зоне, располагавшейся непосредственно у границы океан/континент, весь разрез байоса и бата сложен вулканогенными образованиями. Магматическая активность проявлялась здесь и позже – в позднеюрское и меловое время, что указывает на продолжавшееся развитие вулканоплутонического пояса на активной окраине. На удалении от края океана, на территории Закавказского массива и Абхазо-Рачинской зоны, магматическая активность проявлялась только в байосе, когда накопилась толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, известная под названием “порфиритовая” серия. В бата эти территории испытали поднятие. На Закавказском массиве в отдельных впадинах накапливались континентальные угленосные отложения, а в Абхазо-Рачинской зоне – мелководно-морские песчано-глинистые отложения (см. рис. 1).

В тылу вулканоплутонического пояса, на месте осевого трога лейас-ааленского бассейна в байосе–бата, размещался неширокий, но глубоководный *задуговый бассейн Южного склона*, заполнявшийся глинистыми и флишеидными песчано-глинистыми толщами. Они залегают согласно с ааленскими отложениями и также без видимого несогласия перекрываются верхнеюрско-меловым флишем. Этот бассейн, таким образом, является предшественником флишевых прогибов Южного склона.

Полоса *Центральнокавказских поднятий*, возникшая на месте северного обрамления лейас-ааленского осевого трога, представляла собой цепочку островов, где размывались нижнеюрские, а на Центральном Кавказе – и доюрские образования. Иногда эта полоса частично перекрывалась морскими водами и там накапливались относительно маломощные песчаные или песчано-глинистые отложения. В условиях растяжения в этой воздымающейся полосе формировались пояса байосских диабазовых даек, комагматичных “порфиритовой” серии, резко секущих чешуйчато-складчатую структуру лейас-ааленских отложений. В этих же условиях в полосе Центральнокавказских поднятий в батское время происходило внедрение интрузивных тел диоритов, гранодиоритов и гранитоидов, комагматичных вулканитам Понтийско-Закавказского пояса. С этим же процессом, возможно, связана и метасоматическая переработка ряда палеозойских интрузивов.

К северу от полосы Центральнокавказских поднятий располагались возникшие в результате байосской трансгрессии эпиконтинентальные мелководно-морские бассейны, заполнявшиеся песчано-глинистыми отложениями [Панов, Стафеев, 2000]. Трансгрессия, начавшись на северо-восточном крыле Большого Кавказа с начала раннего байоса, в позднем байосе – раннем бате, в эпоху своего максимального распространения, охватила обширные участки Скифской платформы на юге и юго-западе и всю территорию Восточного Предкавказья. Тем не менее, остальная часть Скифской платформы в байосе–бате оставалась приподнятой. В дальнейшем, в позднем мезозое, эпиконтинентальные бассейны последовательно увеличивали свою площадь, постепенно смещаясь с северного склона Кавказа на территорию Скифской плиты, и к концу раннего мела перекрыли ее полностью. Таким образом, можно констатировать, что в байосско–батское время в основных чертах уже наметился тот структурный план, который был характерен далее для позднего мезозоя и палеогена.

**Границы раннеальпийского этапа.** Материал, изложенный в этом разделе, позволяет дать обоснованный ответ и на вопрос о границах раннеальпийского этапа. Начало его – с геттанга или раннего синемюра, когда началось формирование пассивной окраины, геосинклинальных бассейнов Горного Крыма и Большого Кавказа, грабенообразных прогибов и других рифтогенных структур растяжения на ней. Все это – на фоне общего погружения окраины и распространения на нее морской трансгрессии. Окончание раннеальпийского и начало позднеальпийского этапов фиксируются на рубеже аалена и байоса, когда пассивная окраина преобразуется в активную и на ней начинается развитие всех основных структур, характерных для позднего мезозоя и палеогена и вообще для позднеальпийского этапа.

Однако этот вывод справедлив только для территории Кавказа к северу от Анатолийско-Малокавказской офиолитовой сутуры, где уже с байоса развивалась активная окраина. Южнее продолжалось развитие ветвей бассейна Тетис со спредингом океанической коры, по-прежнему существовали пассивные окраины (например, на Нахичеванском микроконтиненте). Для этих территорий позднеальпийский этап начался только в середине позднего мела, когда происходило закрытие океанических бассейнов, возникновение многочисленных внутренних поднятий и началось формирование характерных для позднеальпийского этапа флишевых бассейнов.

### **ХАРАКТЕР РАННЕАЛЬПИЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ НА КАВКАЗЕ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА**

В свете данного выше определения границ раннеальпийского этапа, поставленная в заголовке проблема сводится в основном к характеристике тектонической структуры юрского терригенного комплекса Большого Кавказа. По этому вопросу высказывались различные точки зрения. На геоло-



гическом профиле, составленном В.П. Ренгартеном [1932] по Военно-Грузинской дороге, структура юрских отложений показана как система сильно сжатых, местами изоклинальных линейных складок, запрокинутых к югу и осложненных надвигами. Представление об определяющей роли складчатости в структуре юрского терригенного комплекса развивалось далее большинством исследователей, в частности А.А. Сорским [1964], В.Н. Шолпо, Е.А. Рогожиным, М.А. Гончаровым [1993]. Интенсивная полная складчатость в осевой части и на южном крыле Большого Кавказа связывается ими с явлением глубинного диапиризма – адвекции. Определяющую роль складчатости подчеркивают и грузинские исследователи [Адамия и др., 1989; Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1987]. Формирование альпинотипной складчатой структуры связывается ими с напряжениями сжатия, приложенными извне в результате поддвига Закавказского срединного массива под зону Южного склона, а последней – под зону Северного склона. Исследователи, рассматривающие альпийский Большой Кавказ как покровно-складчатое сооружение [Баранов и др., 1990], также подчеркивают интенсивное развитие складчатости как в автохтоне, под аллохтонными пластинами, так и в самих аллохтонных пластинах.

Существенно иная точка зрения высказана Ю.Г. Леоновым [1967б], который структуру Центрального Кавказа представляет как серию блоков, разделенных круто падающими к северу взбросами; интенсивная складчатость в юрских отложениях развивается при этом лишь в привзбросовых зонах. Наконец, по мнению В.И. Шевченко [1984], структура юрского терригенного комплекса представляет собой серию тектонических пластин или чешуй, разделенных надвигами, которые развиваются из межпластовых срывов. Все упомянутые выше исследователи связывают деформации юрских отложений с позднеальпийскими фазами орогенеза, и лишь некоторые отмечают роль предкелловейской орофазы для отдельных тектонических зон.

Анализ накопившихся к настоящему времени материалов позволяет сделать некоторые новые выводы о структуре юрского терригенного комплекса, о роли складчатых и надвиговых деформаций, о времени их формирования [Панов, 2002].

В *Лабино-Малкинской зоне* (см. рис. 2) ниже-среднеюрские отложения резко несогласно перекрывают позднегерцинский складчатый фундамент и на большей части зоны залегают полого (до  $10^\circ$ ), моноклинально. Лишь с приближением к южному краю зоны в юрских отложениях появляются складки: сначала брахиформные, затем линейные. Формирование таких структур можно связать с надвиговым перемещением южной части Скифской плиты к югу, при котором ее фундамент у южного края был рассечен разрывами на ряд блоков, взброшенных друг на друга, что и нашло отражение в структуре юрского чехла. Формирование этих структур происходило в две фазы: в предбайосское и в предкелловейское время.

Южнее отмеченная выше надвиговая пластина *Лабино-Малкинской зоны* тектонически перекрывает юрские отложения в центральной части *Тырныауз-Пшекишской зоны*, где последняя выражена в современной структуре одним крупным разломом. Именно это надвиговое перемещение обусловило

складчатую структуру лейас-ааленских отложений на западном и восточном окончаниях зоны (Белая, Баксан–Чегем). Резко несогласное залегание байосских отложений, присутствие байосских олистостром показывают, что в основных чертах надвиговая структура сформировалась уже в предбайосское время. Окончательное ее оформление связано с предкелловейской фазой. С позднеальпийскими же фазами связаны перемещения по субвертикальным разломам, которые так отчетливо фиксируются в современной структуре.

*Осевая часть Большого Кавказа*, соответствующая северному борту и северному обрамлению осевого трога лейасового бассейна (см. рис. 2), представляет собою единую коровую пластину, надвинутую к югу на зону Южного склона – осевой трог раннеюрского бассейна. Фронт этого надвигания выражен зоной “Главного” надвига. В процессе надвигания пластина была расчленена многочисленными взбросо-надвигами на более мелкие пластины (дигитации), надвинутые друг на друга в южном направлении, с развитием интенсивной складчатости в юрских отложениях, но только в приразломных зонах. Частота взбросо-надвигов и интенсивность этой складчатости возрастают к югу и достигают максимума во фронтальной части вблизи “Главного” надвига. В соответствии с этим, структура юрских отложений в тыловой части пластины характеризуется развитием коробчатых складок (Известняковый Дагестан), широких моноклиналей и открытых дугообразных складок (Сланцевый Дагестан). В них участвуют и байосско-батские отложения, а келловей перекрывает их только с географическим несогласием. Во фронтальной же части нижнеюрские отложения вместе с породами фундамента в надвинутой пластине образуют сложную чешуйчато-надвиговую структуру.

На западе (гора Фишт) и на востоке (район горы Шахдаг) эта структура “запечатывается” несогласно залегающими келловейскими отложениями. В полосе северного обрамления осевого трога (Псеашхинская и Метлюта-Ахтычайская зоны, см. рис. 1, рис. 2, 5) дислоцированные лейас-ааленские отложения пронизаны массой даек диабазов, резко несогласно секущих складчато-надвиговую структуру. Как уже было отмечено, дайки синхронны с “порфиритовой” серией, формирование которой падает на вторую половину раннего и поздний байос. Таким образом, основную фазу формирования структуры осевой части Большого Кавказа, особенно в южных зонах, следует считать предбайосской. Более поздняя – предкелловейская фаза существенно усложнила эту структуру в южных зонах и, вероятно, явилась определяющей в зонах северного борта (Архыз-Гузериписькой и Дигоро-Осетинской), где четко фиксируется предкелловейское несогласие. В формировании структуры Агвали-Хивской зоны (Чечня и Дагестан) главную роль сыграли предкелловейская и позднеальпийская фазы орогенеза.

*Зона Южного склона* соответствует осевой части лейас-ааленского бассейна Большого Кавказа и задуговым бассейнам байоса–бата. Нижне-среднеюрские отложения, вопреки устоявшимся представлениям, не образуют здесь систему изоклинальных складок, а характеризуются чешуйчато-надвиговой структурой аккреционного типа. Это серия тектонических пластин, разделенных взбросами и надвигами, падающими к северу. Возраст отложе-

ний, слагающих пластины, обычно омолаживается с севера на юг, но в пределах одной пластины отложения располагаются в нормальной стратиграфической последовательности, в основном моноклинально, с падением слоев на север. Лишь в узких принадвиговых зонах слои бывают смяты в серию складок, местами запрокинутых к югу. Формирование структуры юрских отложений связано с надвиганием коровой пластины осевой части Большого Кавказа (северный борт лейас-ааленского бассейна) на зону Южного склона (осевой трог лейас-ааленского бассейна) с одновременным пододвиганием коры последней под надвигавшуюся пластину. Лейас-ааленские отложения осевой части бассейна были при этом сорваны со своего основания и образовали серию взброшенных друг на друга чешуй, напоминающую по своему строению типичную аккреционную призму. Некоторые, наиболее резко взброшенные чешуи переходят далее к югу в небольшие тектонические покровы: например, Чаухский покров, отмеченный еще В.П. Ренгартеном [1932]. Фиагдонский покров – пример аллохтонных пластин, также “выдавленных” из под зоны “Главного” надвига, но перемещенных на небольшое расстояние к северу – явление, напоминающее механизм обдукции.

В чешуйчато-надвиговой структуре юрского терригенного комплекса участвуют согласно залегающие нижнеюрские и среднеюрские (аален–бат) отложения. От флишевых синклинориев, выполненных отложениями келловей–эоцена, они обычно отделяются надвигами. Структура самих флишевых толщ близка к таковой терригенного комплекса. Следовательно, деформации юрского терригенного комплекса связаны с позднеальпийскими фазами (после эоцена). Однако в самых северных частях зоны Южного склона чешуйчато-надвиговая структура нижнеюрских–ааленских отложений пронизана сетью секущих диабазовых даек. В восточной части Южного склона (Кохетия, Южный Дагестан, Азербайджан) в некоторых разрезах фиксируются стратиграфические контакты с несогласным налеганием келловей–верхнеюрских отложений на байос–батские. Видимо, структура юрского терригенного комплекса формировалась длительно, в несколько фаз, из которых главными были предбайосская, предкелловейская и позднеальпийская. В первую фазу лейас-ааленские отложения были дислоцированы и прорваны дайками в северной части Южного склона вблизи “Главного” надвига. Образованная ими тектоническая чешуя “припаялась” к основной надвиговой пластине и уже вместе с нею в дальнейшем надвигалась на центральные части Южного склона, где продолжалось прогибание и непрерывное накопление флишевых толщ до конца эоцена. В результате позднеальпийских фаз уже сами флишевые толщ образовали серию чешуй и тектонических покровов, надвинутых дальше к югу на Абхазо-Рачинскую зону и даже на Закавказский срединный массив.

*Абхазо-Рачинская зона* в ранней юре – аалене представляла собой относительно погруженную северную часть Закавказского срединного массива и играла роль южного борта бассейна Большого Кавказа. Лейасовые–ааленские песчано-глинистые толщ резко несогласно налегают на доюрский фундамент и в ядрах крупных антиклинальных структур интенсивно дислоцированы в систему сжатых, местами изоклинальных, складок, с зонами раз-

линзования и милонитизации пород. На крыльях крупных структур те же толщи залегают гораздо спокойнее и без видимого углового несогласия перекрываются “порфиритовой” серией байоса. Последняя уже с отчетливым угловым несогласием перекрывается карбонатными толщами верхней юры, мела и палеогена. Именно эти отложения вместе с “порфиритовой” серией и образуют характерные для Абхазо-Рачинской зоны крупные дугообразные и коробчатые антиклинальные и менее крупные синклиналильные структуры.

Столь своеобразная структура Абхазо-Рачинской зоны сформировалась в основном в предкелловейскую фазу в процессе поддвига всей тектонической пластины Закавказского массива под зону Южного склона. Северная, фронтальная, часть пластины, соответствующая Абхазо-Рачинской зоне, испытала, естественно, наибольшее сжатие. Массивные байосские–палеогеновые образования при этом были деформированы в систему крупных коробчатых и дугообразных складок, а слоистые лейас-ааленские отложения – в систему складчатых и разрывных структур нагнетания. С позднеальпийскими фазами связано надвигание уже сформировавшейся системы тектонических чешуй и покровов Южного склона на Абхазо-Рачинскую зону, что, естественно, привело к усложнению ее структуры.

На территории самого *Закавказского срединного массива*, относительно слабо погруженного и соответствовавшего тыловой части пододвигавшейся пластины, также имели место перечисленные фазы деформаций, но проявились они значительно слабее, как это обычно и бывает в чехле срединного массива.

Структура *Сомхето-Кафанской зоны*, представлявшей собою, видимо, еще одну пластину, перемещавшуюся к северу, в целом аналогична таковой в Абхазо-Рачинской зоне. Вероятно, время и механизм ее формирования – те же.

## ВЫВОДЫ

В заключение статьи хотелось бы кратко сформулировать основные выводы по перечисленным вначале проблемам.

1. Для всей территории Кавказа к северу от Анатолийско-Малокавказской офиолитовой сутуры раннеальпийский этап ограничивается по времени лейасом–ааленом. В течение этого периода здесь развивалась пассивная окраина Тетиса, а в пределах ее – система рифтогенных по происхождению бассейнов Горного Крыма и Большого Кавказа.

2. Исключительно большое значение в развитии Кавказа имеет рубеж аалена и байоса, когда произошел переход от режима пассивной окраины к активной, сопровождавшийся перестройкой всего структурного плана.

3. С начала байоса Кавказ вступает в позднеальпийский этап своего развития, характеризующийся геодинамическим режимом активной окраины и развитием позднеальпийских тектонических структур (вулканоплутонический пояс, Центральнокавказские поднятия, флишевые прогибы).

4. Для раннеальпийского этапа возможно единое стратиграфическое расчленение нижнеюрских–ааленских отложений на историко-геологиче-

ской основе с выделением горизонтов, прослеживающихся на всей территории Кавказа. Для позднеальпийского этапа, байосско-батские отложения (как и более молодые) представлены по меньшей мере тремя принципиально различными типами разреза, и их единое стратиграфическое расчленение невозможно.

5. Бассейн Большого Кавказа в лейасе–аалене представлял собою единый более или менее симметрично построенный бассейн рифтогенного происхождения, развивавшийся на утоненной континентальной коре в условиях растяжения. Никаких фаз сжатия, складкообразования в это время в нем не было.

6. В структуре юрских отложений складчатые дислокации (особенно полная линейная складчатость) не играют той определяющей роли, которая им обычно приписывается. Главную же роль в структуре играют крупные надвиговые пластины, в состав которых входят породы доюрского фундамента и перекрывающие их юрские отложения. В процессе перемещения этих пластин и создавалась современная чешуйчато-надвиговая структура Кавказа.

7. Формирование тектонической структуры юрских отложений связано с несколькими фазами сжатия, из которых главнейшие: предбайосская, предкелловейская и позднеальпийская. Причем наиболее существенную роль в формировании чешуйчато-надвиговой структуры сыграли не позднеальпийские фазы, как это принято считать, а предбайосская фаза (особенно в осевой части Большого Кавказа), проявившаяся в связи с перестройкой структуры на рубеже аалена–байоса.

Почти все перечисленные выводы были сформулированы или намечены еще в 60-х – 70-х годах в работах Ю.Г. Леонова и его коллег. К настоящему времени они подтверждены гораздо более полным фактическим материалом и проинтерпретированы в свете современных плитно-тектонических представлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 02-05-64411 и 02-05-64477) и гранта НШ – 326-05.

### *Литература*

- Абдулкасумзаде М.Р., Агаев В.Б., Бабаев Р.Г., Гасанов Т.А. Юрская система // Геология Азербайджана. Т. 1: Стратиграфия. Ч. 2: Мезозой и кайнозой. Баку: Nafta-Press, 1997. С. 41–115.
- Агаев В.Б. Стратиграфия юрских отложений Азербайджана (Большой Кавказ). Баку: Элм, 1990. 162 с.
- Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А. и др. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3–15.
- Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдугев С.И. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 196–214.
- Безносков Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа // Тр. ВНИИГаз. 1967. Вып. 28(36). 179 с.
- Безносков Н.В., Казакова В.П., Леонов Г.П. и др. Зональное подразделение юрских отложений Северного Кавказа по аммонитам // Доклады советских геологов к I Международному коллоквиуму по юрской системе. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1962. С. 307–331.

- Безносков Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И.* Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Тр. ВНИИГаз. 1960. Вып. 10(18). С. 109–191.
- Белов А.А., Сомин М.Л.* О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ) // ДАН СССР. 1964. Т.159, № 1. С. 81–84.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В.* Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 35–40.
- Гасанов Т.А.* Юрская система. Малый Кавказ. Нижняя и средняя юра. Закавказская область // Геология Азербайджана. Т. 1: Стратиграфия. Ч. 2: Мезозой и кайнозой. Баку: Nafta-Press, 1997. С. 36–70.
- Гасанов Т.А., Ростовцев К.О., Панов Д.И.* Стратиграфия юрских отложений Кавказа. Сомхето-Карабахская зона. Шамхорско-Карабахская подзона // Юра Кавказа. СПб.: Наука, 1992. С. 72–75. (Тр. МСК; Т. 22).
- Голубятников В.Д.* Новые данные по стратиграфии нижней юры Восточного Кавказа // Зап. ВМО. Сер. 2. 1940. Ч. 69, вып. 2/3. С. 385–394.
- Гофман Е.А., Ломизе М.Г., Рихтер В.Г.* Стратиграфия мезозойских отложений. Нижняя и средняя юра // Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ. Т. 2. Ставрополь, 1960. С. 145–151.
- Зесаивили В.И.* Стратиграфия юрской сланцевой серии Центрального Кавказа // Magy. allami fold. intez. evk. 1970. Vol. 54, № 2. P. 219–223.
- Зесаивили В.И.* Состояние изученности и основные проблемы стратиграфии юрских отложений Кавказа // Тр. ГИН АН СССР. 1979. № 65. С. 120–131.
- Иванов Г.И.* Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Горного Дагестана: Тез. докл. III Конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968. С. 10–12.
- Кабанова З.В., Леонов Ю.Г., Панов Д.И.* Тектоническое развитие Центрального и Западного Кавказа в юрское время // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44, вып. 3. С. 42–57.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т.1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
- Леонов Ю.Г.* Нижнеюрские отложения Северной Осетии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36, вып. 3. С. 56–69.
- Леонов Ю.Г.* История тектонического развития Центрального и Западного Кавказа в ранней юре – аалене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966а. Т. 41, вып. 1. С. 28–48.
- Леонов Ю.Г.* Структурно-фациальная зональность раннеюрского-ааленского прогиба Центрального и Западного Кавказа // ДАН СССР. 1966б. Т. 167, № 1. С. 166–169.
- Леонов Ю.Г.* Нижнеюрские и ааленские отложения восточной части Северного Кавказа // Сов. геология. 1967а. № 8. С. 61–77.
- Леонов Ю.Г.* Тектоника ниже-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа // Геотектоника. 1967б. № 3. С. 32–48.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78–92.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Геодинамика окраины Тетиса к началу формирования байосской порфиритовой серии // Тр. ГИН АН Грузии. Н.С. 2002. Вып. 117. С. 358–369.
- Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З.* Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа) // Палеоокеанология. М.: Наука, 1984. С. 72–83. (27-й МГК. Коллоқ. К 03. Доклады; Т. 3).
- Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю.* и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. № 3. С. 6–16.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. 194 с.
- Общая зональная шкала юрской системы // Постановление МСК и его постоянных комиссий. Вып. 18. 1978. С. 32–34.
- Панов Д.И.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154–207.

- Панов Д.И. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 153–164.
- Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 13–24.
- Панов Д.И. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 5. С. 46–55.
- Панов Д.И. Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа. Механизм и время ее формирования // Сборник научных трудов Северо-Кавказского государственного технического университета. Сер. "Тектоника и геодинамика". Вып. 1. Ставрополь, 2002. С. 60–70.
- Панов Д.И. Проблема корреляции ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 1. С. 64–77.
- Панов Д.И., Гуцин А.И. Региональная стратиграфическая схема расчленения ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Историческая геология: Итоги и перспективы. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 82–96.
- Панов Д.И., Гуцин А.И. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 1. С. 48–64.
- Панов Д.И., Леонов Ю.Г. Основные вопросы стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана // Тр. ВНИИГаз. 1959. Вып. 7(15). С. 59–87.
- Панов Д.И., Пруцкий Н.И. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 1. С. 94–112.
- Панов Д.И., Стафеев А.Н. Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2000. № 2. С. 19–27.
- Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения. 1932. Вып. 148. 80 с.
- Ростовцев К.О. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Гузерипльской подзоны северного склона Западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 95–109.
- Ростовцев К.О., Прозоровская Е.Л., Вукс В.Я., Беленкова В.С. Юрские отложения южной части Закавказья. Л.: Наука, 1985. 188 с. (Тр. МСК; Т. 15).
- Сорский А.А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 303–317.
- Топчишвили М.В. Стратиграфия нижеюрских и ааленских отложений Грузии. Тбилиси, 1996. 216 с. (Тр. ГИН АН Грузии. Н.С.; Вып. 108).
- Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
- Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука, 1984. 158 с.
- Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Юра Кавказа. СПб.: Наука, 1992. 192 с. (Тр. МСК; Т. 22).
- Bezanosow N.V., Kazakova V.P., Leonov G.P. et al. La division Zonale des dépôts Jurassiques du Caucase septentrional fondée sur la faune d'ammonites // Colloque du Jurassique. Luxembourg, 1962. Vol. Comptes rendus et memories. Publ. Institut Grand-Ducal, Sect. Sciences naturelles, physiques et mathématiques. P. 835–849.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. A Mesozoic time scale // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, N B12. P. 24051–24074.

**РАЗВИТИЕ БИОСФЕРЫ,  
ОСАДОЧНАЯ  
ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ**



## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПУТИ К ВИТАСИНТЕЗУ<sup>1</sup>

Соприкоснувшись в своих исследованиях с разнообразием биоморфных абиогенных структур, природных твердых углеводов, я был поражен их сложной и многоуровневой организацией и удивлен морфологическим и композиционным сходством со структурами биологическими [Юшкин, 1997б, 2000; Yushkin, 1996, 1998]. К не меньшему изумлению приводит и исследование биоминеральных взаимодействий, сравнительный анализ минеральных и биологических систем, раскрывающие их изоморфизм, изоструктурность, изофункциональность, гомологичность на всех структурных уровнях [Юшкин, 2002; Yushkin, 2000]. В мире минералов, а особенно в его молекулярно-организованной углеводородной составляющей можно найти истоки всех важнейших биоструктур и биофункций [Юшкин, 2000; Lima-de-Faria, 1988, 1995, 1997; Лима-де-Фариа, 1991; Yushkin, 2000].

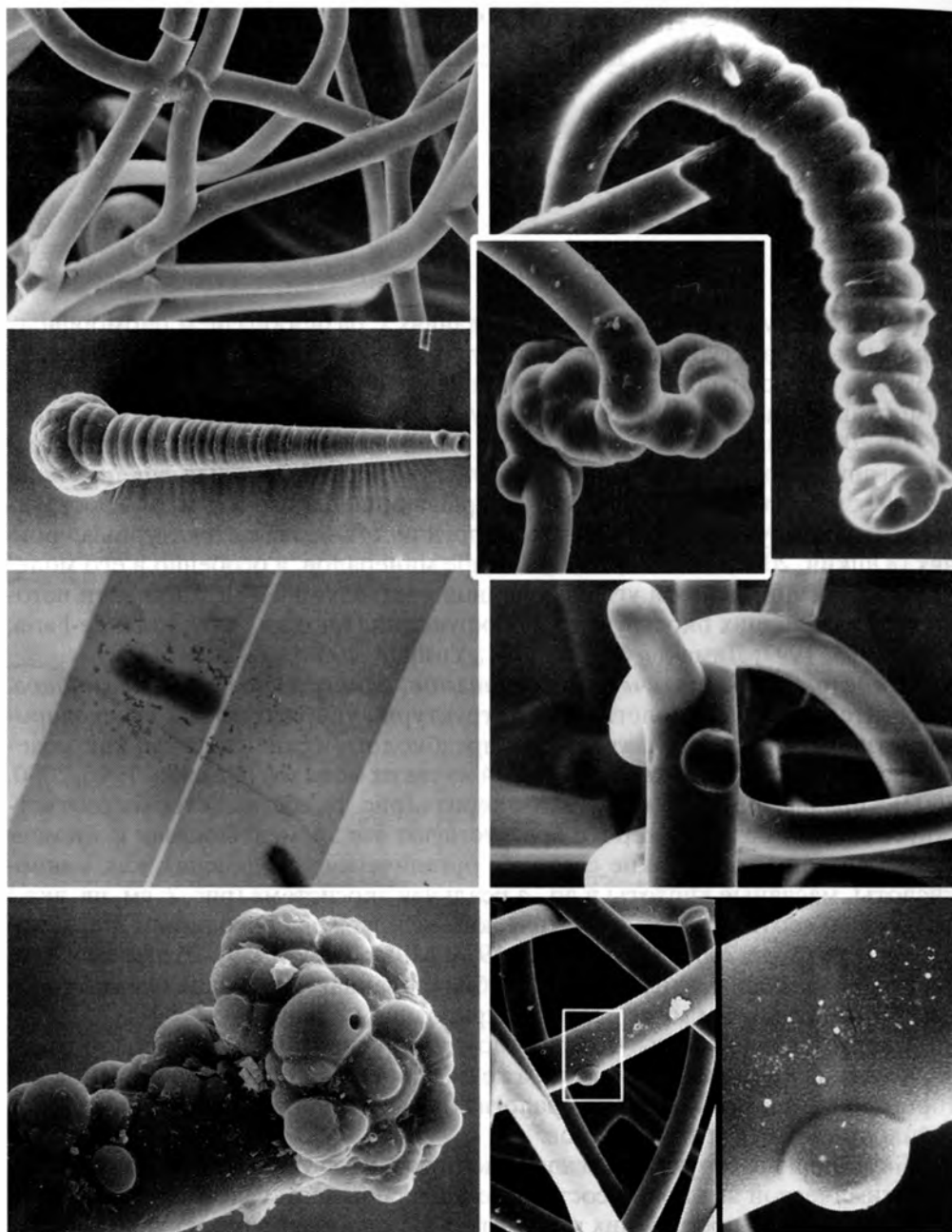
*Модели предбиологических организмов. Минеральный организобиоз.* Поразительная биогомологичность структурно упорядоченных углеводов позволяет рассматривать их как предбиологические системы, как модели протоорганизмов. В качестве одной из таких моделей [Yushkin, 1996, 2000, 2002] я предлагаю фиброкристаллы керита (рис. 1), состав которых соответствует составу белка. В керите присутствуют все элементы жизни и элементы-биокатализаторы, такие сложные органические соединения, как аминокислоты, масляные кислоты и др., а реальная экосистема (рис. 2, см. цв. вкл.) полностью соответствует теоретическим условиям, необходимым для абиогенеза [Гинзбург, 2001; Miller, Orgel, 1974; Miller, Urey, 1959]. Это не теоретическая, не экспериментальная, не комбинированная, а выбранная в многообразном минеральном мире реальная природная модель.

Следует подчеркнуть, что сложно-структурированные углеводородные образования – это именно модели, а не сами предбиологические системы, которых мы пока не знаем; минералогия только приоткрывает структурные тайны природных углеводов.

Биоморфные структуры свидетельствуют, что сущность предбиологической химической эволюции состоит не в непрерывном усложнении соединений С, Н, О, N от простейших молекул до сложных макромолекул и функционально связанных биополимеров, а в эволюции условий их синтеза. В раз-

---

<sup>1</sup> Первый вариант этих размышлений был опубликован малотиражным изданием. См.: Юшкин Н.П. От абиогенеза к витасинтезу: минералогический путь // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2002. № 5. С. 2–7.



**Рис. 1.** Кристаллы фиброкерита – возможные модели предбиологических систем  
Сканирующий электронный микроскоп, диаметр волокон ~15 мкм

личной обстановке, в том числе и геологической, из элементарных составляющих будут синтезироваться углеводородные соединения той сложности, которая допускается конкретными физико-химическими и термодинамическими условиями. В определенных условиях может осуществляться абиогенный синтез весьма сложных углеводородных соединений, близких по сложности к биомолекулам непосредственно из отдельных элементов или простейших соединений. Они самоорганизуются в надмолекулярные многоуровнево-иерархичные автономные системы, функционирующие в соответствии с состоянием минералогенетической среды. Их можно рассматривать как минеральные организмы [Григорьев, 1976], в них есть почти все, что необходимо для биологической жизни. Но все же эти структуры есть вещество, а не существо. В них нет генетического аппарата, полностью адекватного биологическому.

Однако, если существуют условия для формирования абиогенных систем, столь близких в вещественном, структурном и функциональном отношении к биологическим организмам, то мы с полным основанием можем допустить реальность геологических ситуаций, в которых могут или могли синтезироваться и еще более сложные структуры – цепочки нуклеотидов, фрагменты нуклеиновых кислот, гены, т.е. зародиться биологическая жизнь.

На основе изучения структуры и процессов структурирования природных углеводородов мною сформулирована и разрабатывается концепция углеводородной кристаллизации жизни, минерального организмобиоза, исходной структурой в которой является минеральный углеводородный организм (рис. 3, см. цв. вкл.), объединяющий структуры и функции протоклетки, протогена с зачатками репликации и метаболизма [Юшкин, 1997; Yushkin, 1999, 2002].

***Можно ли моделировать и синтезировать жизнь? И что же это такое – жизнь?*** Излагая и аргументируя основные положения предлагаемой концепции минерального организмобиоза, я как-то в качестве одного из ее следствий определил возможность новых выходов на уровень экспериментального моделирования абиогенеза, процессов и механизмов образования жизни, вплоть до синтеза живых биологических систем из небиологических компонентов [Yushkin, 1999]. Мысль эта, конечно, далеко не оригинальная, веками обсуждаемая в научных и трансцендентных сферах, но для меня она сформировалась и укрепилась именно на результатах своих природных и экспериментальных исследований.

Проблему происхождения жизни из области домыслов, догадок и теоретических построений в область экспериментальных исследований, как известно и общепринято, вывел выдающийся советский биохимик А.И. Опарин [Опарин, 1924; Oparin, 1957], создав свою знаменитую коацерватную теорию, которая позволила направить в единое русло все существующие научные и околонуточные течения, от химического абиогенеза до панспермии и даже креационизма. Мировое научное сообщество высоко оценило исследования и разработки А.И.Опарина, учредив золотую медаль его имени еще при его жизни. Во всех трудах по происхождению жизни, даже разрабатывающих са-

мые оригинальные направления в области абиогенеза, опаринские идеи неизменно являются отправными, и это отражает их истинную фундаментальность (рис. 4, см. цв. вкл.).

Что же касается возможности в обозримом будущем искусственного или биоинженерного синтеза биологических организмов, то эта проблема из мифологии и фантастики сейчас уверенно выходит на страницы научной литературы, причем не только как проблема философская или этическая, что само по себе тоже актуально [Cho et al., 1999], но как проблема научная и техническая [Berg, 2000a, б]. Многие естествоиспытатели, и я в их числе, считают, что на современном уровне науки, существующей структуры и направленности исследований, ее решение вполне реально, и это только вопрос времени. Конечно, оптимизм разделяют далеко не все. Многие относятся к идее искусственного синтеза жизни скептически, другие считают это в принципе невозможным. А.А. Маракушев [2000], например, утверждает, что живое вещество, характеризующееся особыми, во многом еще непостижимыми качествами, экспериментально получить нельзя. Есть и те, кто категорически отвергает любые эксперименты по синтезу жизни из религиозных, этических или моральных соображений, но это уже аргументы вне сферы науки.

Биологические системы, как, впрочем, и любые другие природные или технические, характеризуются единством компонентного состава, структуры и особенностей функционирования систем – это их жизнь. Современное естествознание, столкнувшись с раскрывшимся в последнее время безграничным разнообразием биоминеральных, точнее, биокосных, по В.И. Вернадскому, гомологий и бурным развитием технологий, позволяющих продуцировать сложнейшие химические соединения, материалы, технические устройства, сегодня не может дать строгого определения того, что же такое биологическая жизнь, в чем ее сущность и вынуждены перейти к ее аксиоматическому описанию [Грин и др., 1990; Медников, 1982]. Мы можем перечислить большой набор признаков, в общей совокупности позволяющих с какой-то долей вероятности отличить биологические системы от небиологических, но каждый отдельный признак не является определяющим, он характерен и для систем небиологических [Юшкин, 2000; Yushkin, 2000]. В качестве наиболее важных отличительных особенностей живых биологических организмов можно назвать углеводородный белково-липидно-нуклеотидный состав, клеточную структуру, генетический код, метаболизм, саморепродуцирование.

*На подступах к созданию искусственной жизни.* Моделирование биологических систем математическими и физико-химическими методами, так же, как и использование минералов в качестве моделей биологических организмов, является одним из популярных и результативных приемов в методическом арсенале естествознания еще с рубежа XIX–XX вв. В техническом конструировании, в инженерной практике широко заимствуются структурные и функциональные элементы биосистем; на этом основано особое инженерное направление – бионика.

На копировании и развитии механизмов и целей функционирования биосистем в значительной степени базируется кибернетика. В биологические организмы уверенно вводятся различные технические и электронные уст-

ройства, заменяющие утраченные, ослабевшие или больные органы, а также усиливающие деятельность нормальных органов, существенно изменяя и функциональные возможности организмов. Конструируются принципиально новые организмы – биотехнические системы, киборги.

Уже много лет ведется работа по введению технических устройств в биологические системы на молекулярном уровне. Создаваемые, таким образом, гибридные живые-неживые организмы будут обладать многими полезными свойствами биоорганизмов, такими как способность к “умной” целевой сборке, самовосстановлению и саморазвитию. Такие системы уже работают, например, в технических наноприборах в качестве биомолекулярных двигателей для приведения в движение искусственных наномеханических структур, для перекачки жидкости, открывания и закрывания клапанов в жидкостных микроустройствах, для обеспечения локомации, для генерации электричества и т.п. Питание такого нанодвигателя диаметром около 12 нм осуществляется за счет выработки аденозинтрифосфата под воздействием световых лучей на искусственные липосомы.

Участок светового воздействия в 500 нм<sup>2</sup> обеспечивает генерацию энергии, достаточную для устойчивого питания одного нанодвигателя. Подобные устройства, которые принято называть “умной пылью”, в недалеком будущем широко войдут в нашу жизнь, о чем мы, может быть, даже и подозревать не будем.

Все перечисленное, конечно, далеко еще не искусственный синтез жизни, поскольку моделируются только некоторые ее функции или структура, на основе иных небиологических веществ, но это уже уверенные подступы к нему, создание системы плацдармов для предстоящего штурма проблемы искусственного абиогенеза.

Биологические, биохимические, биотехнические, биоинженерные и другие подобные им эксперименты на вещественно-структурном уровне, направленные на метаморфизм, трансформацию естественных систем, можно, наверное, отнести уже к области поиска путей синтеза жизни.

Глубоко проникнув в тайны строения, функционирования и развития биологических систем, расшифровав геномы многих организмов и познав функции генов, современная наука создала предпосылки для поразительного развития биоинженерии, в том числе генной инженерии, которые способны сегодня исправлять природные ошибки, даже эволюционные, изменять судьбы биоорганизмов, наделять их новыми качествами, клонировать и т.п.

Свои пути к синтезу жизни прокладывает и еще одно экспериментальное направление, которое можно назвать биохимическим мультимутагенезом, расширив на весь биомолекулярный спектр термин “аминокислотный мультимутагенез”, где сейчас достигнуты крупные успехи [Элементоорганическая жизнь..., 2000]. Суть его сводится к замене части биомолекул их синтетическими аналогами. Например, белки синтетические из элементарно-органических аминокислот, в которых атомы водорода заменены фтором или метильной группой, весьма существенно отличаются от их природных аналогов и, будучи включенными в живые клетки, изменяют их функциональные особенности и могут привести к созданию новых микро- а, возможно, и макроорганизмов.

**Биоорганизмы – модели для синтеза жизни.** Создание искусственных биологических организмов полностью из небиологических компонентов или из ничего [Berg, 2000a,b] представляет собой чрезвычайно сложную, но, в принципе, решаемую проблему. Уже синтезированы многие важнейшие компоненты жизни: аминокислоты, белки, липиды, сахара и мн. др. Еще в 1967 г. по энзимам, на основе вирусной матрицы, была синтезирована ДНК, которой задается бактериальный вирус  $\varnothing \times 174$  [Goulian et al., 1967]. Она представляет собой кольцо, образованное нитью атомов и включающее 5386 нуклеотидов, которые входят в код 11 генов, иногда перекрывая друг друга. Последовательность атомов была восстановлена в 1977 г. [Sanger et al., 1977].

Вероятно, первые искусственные биоорганизмы будут не полностью абиогенными, а синтезированы с использованием некоторых компонентов существующих биологических систем. В какой-то степени это уже делается. Включение, например, упоминавшейся выше синтетической ДНК вируса  $\varnothing \times 174$  в клетки одной из простейших бактерий *Escherichia coli* вызвало гибель ее клеток, но, на основе механизмов репликации ДНК и синтеза белка этой бактерии, дало начало новому вирусу, имеющему форму икосаэдра с белковой оболочкой. Оболочка содержит 60, 60 и 12 копий белков, определенных генами F, G, H, соответственно.

Синтез жизни, скорее всего, будет осуществлен созданием искусственных аналогов самых простейших организмов. К этому склоняется большинство ученых [Репин, 2000; Berg, 2000a,b], хотя не исключено, что синтез может пойти путем создания сверхпростейших организмов, не имеющих биологических аналогов, или каким-то иным путем.

В числе биоорганизмов – моделей для синтеза – обычно рассматриваются: самая простейшая, не имеющая клеточной оболочки, но с клеточной стенкой в виде двухслойной мембраны, и живущая, и размножающаяся внутри клеток организма-хозяина, бактерия *Mycoplasma* (рис. 5) всего с 500 генами, размер клеток которой 150–300 нм; *Rickettsiae* размером 300 нм; *Chlamydiae*, а также бактерия *Escherichia coli* с 4288 генами (рис. 6), широко известная как кишечная палочка.

Геном *Mycoplasma*, как уже говорилось, состоит примерно из 500 генов, а вся хромосома состоит из 580 тысяч звеньев в цепочке ДНК-нуклеотидов, хромосома вида *M. genitalium*, например, содержит 517 генов. Американским ученым из Института генетических исследований в Роквилле методами гено-инженерного тестирования удалось установить, что только 350 генов определяют функционирование бактерии (по другим источникам – даже 300), другие 150 являются “лишними”, не влияющими на жизнеспособность бактерий. Для создания искусственной модели *Mycoplasma* предстоит найти правила сочетания генов в ансамбле, соответствующем элементарным функциям клетки, синтезировать все 350 генов и распределить их на матрице ДНК в соответствующем порядке. Работа синтетической хромосомы, органеллы наследственности, будет проверяться в теле естественной бактерии. Для конструирования самой бактерии надо знать, какие еще компоненты, кроме ДНК, необходимы, и как должна быть составлена программа их сборки.

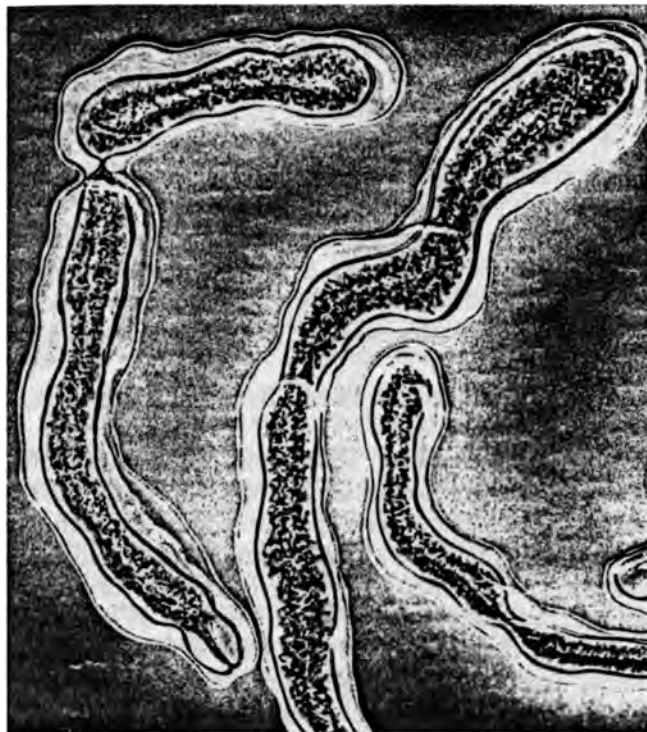


Рис. 5. Простейший биоорганизм *Mycoplasma genitalium*

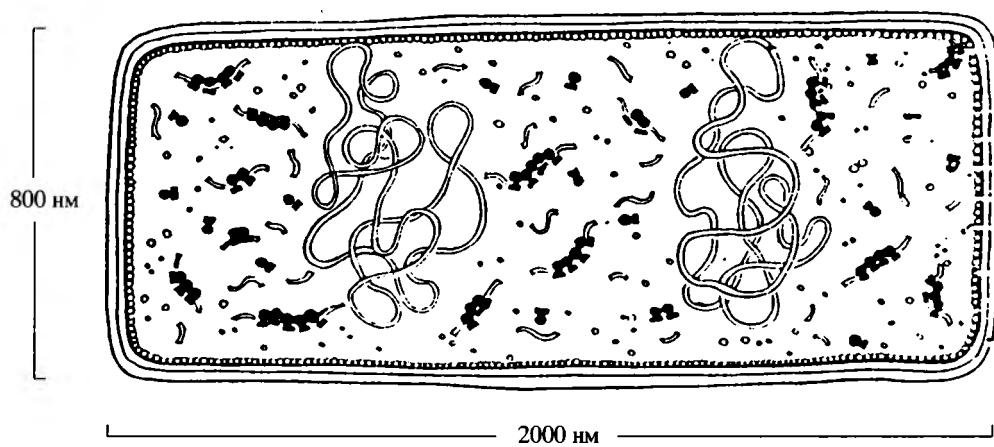


Рис. 6. Бактериальная клетка *Echericia coli* – мечта нанотехнолога

Поскольку еще очень многое неясно в причинах и механизмах устойчивого согласованного взаимодействия всех элементов клеток и моделирование приходится проводить, в значительной степени, по принципу “черного” ящика (мы знаем, как меняются сигналы на выходе из него при изменении сигналов на входе, но не знаем, почему это происходит и как работают механизмы изменения сигналов внутри “черного” ящика), то успех экспериментов по синтезу жизни во многом зависит от удачи.

Вполне возможно, что синтез жизни будет осуществляться и по моделям более сложных организмов, подобных *E. coli*, поскольку на их изучении создаются концептуальные основы геномики и отрабатываются приемы, методы и инструментарий геной инженерии. Недаром ее называют “мечтой нанотехнолога” [Nachtrieb, 2000].

Путем геной комбинаторики может моделироваться механизм биологической эволюции [Галимов, 2001].

**Синтез жизни и минералогия.** Раскрывая все более и более глубокие тайны биологической жизни, познавая все более тонкие особенности структуры биоорганизмов, современное естествознание выдвигает как одну из великих проблем XXI в. проблему редукционизма, сутью которой является стремление объяснить все живое на основе физики и химии, включая и происхождение жизни, и формирование сознания [Гинзбург, 2001; Berg, 2000a, b], т.е. редукция физики и химии к биологии. Многие исследователи приходят к выводу, что биологические системы не обладают какой-то, присущей только им, биологической спецификой, что на биологическом уровне не зарождается ничего, принципиально нового, а все нисходит к миру атомов и молекул. Происходит лишь усложнение системы за счет комбинирования иерархичного множества подсистем [Lima-de-Faria, 1988, 1995, 1997; Лима-де-Фария, 1991; Yushkin, 2000].

Э.М. Галимов [2001] совершенно справедливо заметил, что часть биологической истории, предшествующая возникновению простейшего организма, находится под полным покрывалом тайны, и опыт изучения живых организмов, даже самых простейших, не указывает на биологические структуры, которые можно было бы рассматривать как предбиологические рудименты. Наши исследования показали, что к таким структурам можно подойти от абиогенных углеводородных структур, от минералогии [Юшкин, 1997а, б, 1999, 2000, 2002; Yushkin, 1999]. Следовательно, и в синтезе жизни минералогическая информация может сыграть конструктивную роль, а может даже оказаться определяющей в конструировании ряда биокомпонентов. Ведь в природных высокоупорядоченных углеводородных структурах мы находим почти все компоненты, из которых строится биологическая жизнь [Юшкин, 1997а, 1999], познать механизмы их синтеза в абиогенных структурах значительно легче и дешевле, чем в биологических организмах.

Поиски рациональной технологии синтеза жизни можно направить не только по биологическому, но и по минералогическому пути, т.е. по пути “оживления” тех предбиологических структур, о которых я говорил вначале. Речь, естественно, идет не об оживлении углеводородных кристаллов в пря-



мом смысле этого слова, а о поисках условий их кристаллизации, соответствующих оптимальным условиям абиогенеза, и механизмов трансформации процессов кристаллизационной репликации в биологическую.

Принцип редукционизма, несомненно, является одним из фундаментальных методологических принципов в подходах к синтезу жизни, и минералогия, как наука, вышедшая из физики и связанная с ней едиными объектами, теорией и методами исследования, естественным образом включается в редукционный процесс.

Минералогия относится к числу тех естественных наук, полями охвата которых, кроме собственных объектов исследований (в данном случае – минерального мира и его пограничий) вследствие тесных взаимодействий и гомологии небиологических систем с биологическими, перекрывается частично исследовательское поле биологии, в том числе и проблема происхождения и синтеза жизни. Направление, исследующее весь комплекс биоминеральных взаимодействий, я называю *витаминералогией* [Юшкин, 1997б].

Говоря о роли небиологических наук в развитии биологического знания, заметим, что важнейшие прорывы во многих областях биологии, в частности, в проблеме происхождения и эволюции жизни, были сделаны физиками, химиками, математиками, кристаллографами, минералогами, геологами.

**Прогноз.** Считается, что до настоящего времени в научных лабораториях не было создано искусственно из небиологических компонентов ни одного самостоятельного живущего и репродуцирующегося биоорганизма. Похоже, что это так, но наука не так далека от практического решения проблемы. Ведь искусственный вирус был произведен на основе синтетической ДНК еще 35 лет назад, а наука, особенно молекулярная биология и геномика, совершила за это время ошеломляющий прогресс. Поэтому я не исключаю, что в закрытых лабораториях в условиях сверхсекретности уже выращивается искусственная жизнь. Информация об этом время от времени проникает в прессу. Так, в газете “Вашингтон пост” в конце 2003 г. сообщалось, что американский ученый – участник расшифровки генома человека Крэк Вентер и лауреат Нобелевской премии Гамильтон Смит ведут работы по созданию искусственного живого существа по образу уже упоминавшейся бактерии *Mycoplasma genitalium*. Этот проект финансируется американским правительством. Во всяком случае, если бы мне пришлось делать прогноз научных открытий и свершений, подобный прогнозам Артура Кларка, Хариольда Граппа, Виталия Гинзбурга и др., я определил бы время создания искусственной жизни, т.е. первых биоорганизмов, построенных полностью из органических компонентов небиологической природы, серединой XXI в., в случае неблагоприятного развития науки – не позже 2075 г. Действительность богаче и динамичнее, чем мы ее представляем в каждый данный момент времени, она вносит существенные коррективы в прогнозы, и не исключено, что и мне удастся стать современником появления искусственных организмов, тем более, что по одному из подобных прогнозов человек в близком будущем будет жить до 120 лет.

**Заключение. Определение понятий.** Работая над этой статьей, я с самого начала испытывал терминологические затруднения, как кратко и строго оп-

ределить сущность искусственного синтеза жизни из небиологических компонентов? Более или менее подходящие термины, как “абиогенез”, “биосинтез” и т.п., уже давно “заняты” и имеют иной, прочно установившийся смысл. К концу работы у меня сформировались более или менее определенные понятия, и в заключении я предлагаю ввести следующие термины, корреспондирующиеся с соответствующими терминами естественных процессов:

– *витасинтез* (*vita*, лат. – жизнь, *synthesis*, греч. – соединение), т.е. синтез жизни, создание искусственных биоорганизмов из небиологических компонентов; корреспондируется с термином *абиогенез*, отражающим процесс естественного происхождения жизни из небиологических материалов;

– *нообиогенез* (*nóos*, греч. – разум, *bios* – жизнь, *genesis* – происхождение) – концептуальное направление среди важнейших направлений в общей теории происхождения жизни, ставящее в основу первичность не клетки (*целлобиоз* или *голобиоз*), не гена (*генобиоз*), не биоморфной структуры (*организмобиоз*), а мыслительную деятельность человека разумного (таким образом, мы включаемся в величайшее творение XX в. – в ноосферную концепцию Леруа–Вернадского).

Бернал, потрясенный красотой и гармонией процессов, ведущих к образованию жизни на Земле, раскрытой теорией Опарина–Холдейна, ввел яркий синоним термину “абиогенез”, назвав этот процесс *биопоэзом*. Найти поэтический синоним предложенному термину “*витасинтез*”, отражающему созидательный апофеоз человеческого разума, я не смог<sup>2</sup>.

### Литература

- Галимов Э.М. Феномен жизни. Между равновесием и нелинейностью. Происхождение и принципы эволюции. М.: Едиториал УРСС, 2001. 256 с.
- Гинзбург В. Попытки предвидеть будущее представляются разумными // Поиск. 2001. № 44(650). С. 12 (реферат С. Быковой).
- Григорьев Д.П. Минерал как организм // Проблемы генетической информации в минералогии: Материалы к Всесоюзному минералогическому семинару. Сыктывкар, 1976. С. 6–7.
- Грин Н., Стаут У., Тейлор Д. Биология. М.: Мир, 1990. В 3 т. Т. 1. 386 с.; Т. 2. 328 с.; Т. 3. 374 с.
- Лима-де-Фариа А. Эволюция без отбора. Автоэволюция формы и функции. М.: Мир, 1991. 456 с.
- Маракушев А.А. Астробиология – иллюзорная наука // Вестн. РАН. 2000. Т. 70, № 3. С. 223–226.
- Медников Б.М. Аксиомы биологии. М.: Знание, 1982. 136 с.
- Опарин А.И. Происхождение жизни. М.: Изд-во Московский рабочий, 1924. 71 с.
- Репин В. Жизнь начинается с 350 генов // НГ-Наука, 2000. Т 1(27) (блок “Новой газеты”).
- Элементоорганическая жизнь в XXI веке // Химия в России. 2000. Апрель. С. 16.
- Юшкин Н.П. Белковые аминокислоты в битумах: абиогенный синтез // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 1997а. № 6(30). С. 1–3.
- Юшкин Н.П. Биоминеральные взаимодействия: от биоминералогии до витаминералогии // Сыктывкарский минералогический сборник. № 26. Сыктывкар, 1997б. С. 5–30.

<sup>2</sup> Академик Ю.С. Оводов предлагает синоним “рациогенез” (см.: Ю.С. Оводов. Витасинтез-рациогенез: Комментарии к статье академика Н.П. Юшкина) // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2002. № 5. С. 8.

- Юшкин Н.П.* Радиосинтез белковых аминокислот в твердых битумах // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 1999. № 9(57). С. 2–4.
- Юшкин Н.П.* Биоминеральные гомологии // Сыктывкарский минералогический сборник. № 29. Сыктывкар, 2000. С. 5–27.
- Юшкин Н.П.* Биоминеральные взаимодействия: 42-е чтение им. В.И. Вернадского, 12 марта 2002 г. М.: Наука, 2002. 60 с.
- Berg H.* // *Physics Today*. Pt. 1. 2000a. Vol. 53, № 1. P. 24. (Цит. по: [Berg, 2000b]).
- Berg H.* Create life from Scotch? It's a matter time // *Physics Today*. Pt. 1. 2000b, Vol. 53, № 8. P. 11.
- Cairns-Smith A.G.* The life puzzle: On crystals and organisms and the possibility of crystal an ancestor. Edinburgh: Oliver and Boyd., 1971. 166 p.
- Cairns-Smith A.G.* Genetic takeover and mineral origins of life. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1982. 478 p.
- Cho M.K., Magnus D., Kaplan A.I.* The ethic of genomics group // *Science*. 1999. Vol. 286. P. 2087.
- Eigen M., Gardiner W., Schuster P., Windeler-Oswatitch R.* The origin of genetic information // *Sci. Amer.* 1981. Vol. 224, № 4. P. 88–118.
- Goulian M., Kornberg A., Sinsheimer R.L.* // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 1967. Vol. 58. P. 2321. (Цит. по: [Berg, 2000a]).
- Lima-de-Faria A.* Biological periodicity: Its molecular mechanism and evolutionary implications. Greenwich (CT): JAJ press, 1995. 366 p.
- Lima-de-Faria A.* Evolution without selection. Form and function by autoevolution. Amsterdam: Elsevier, 1988. 520 p.
- Lima-de-Faria A.* The atomic basis of biological symmetry and periodicity // *BioSystems*. 1997. Vol. 43. P. 115–135.
- Miller S.L., Orgel L.E.* The origin of life on Earth. N.Y.; Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1974. 142 p.
- Miller S.L., Urey H.C.* Organic compound synthesis on the primitive Earth // *Science*. 1959. Vol. 130. P. 245–251.
- Nachtrieb R.T.* Letter in Ph. T // *Physics Today*. Pt. 1. 2000. Vol. 53, N 8. P. 11.
- Oparin A.I.* The origin of life on Earth. N.Y.: Acad. Press, 1957. 180 с.
- Oparin A.I.* The problem of life origin. Paper presentation of the special session of the USSR Academy of Sciences on the occasion of its 250th anniversary. М.: ВИНТИИ. 1975. 8 с.
- Sanger F., Air G.M., Barrell B.G. et al.* Nucleotide sequence of bacteriophage ΦX174DNA // *Nature*. 1977. Vol. 265. P. 687.
- Yushkin N.P.* Starting role of natural crystals of solid hydrocarbones an origin of life // Abstracts for the XVI General meeting of the International mineralogical association. Pisa, 4–9 Sept. 1994. P. 454.
- Yushkin N.P.* Natural polymer crystals of hydrocarbons as models of prebiological organisms // *J. Crystal Growth*. 1996. Vol. 167, N 1. P. 237–247.
- Yushkin N.P.* Hydrocarbon crystals as protoorganisms and biological systems predecessors // *Proc. SPIE*. 1998. Vol. 3441. P. 234–246.
- Yushkin N.P.* Hydrocarbon crystallization of life // *Earth Sci. Frontiers*. 1999. Vol. 6, N 1. P. 71–78.
- Yushkin N.P.* Biomineral homologies, organismobiosis, and problem of biomarkers // *Proc. SPIE*. 2000. Vol. 4137. P. 22–35.
- Yushkin N.P.* Biomineral homologies, abiotic biomorphs, mineral organismobiosis and the problem of the genetic indication of geo- and astrobioproblematics. Syktyvkar: Geoprint, 2002. 44 p.

## ИЗМЕНЕНИЕ ДОСТУПНОСТИ МЕТАЛЛОВ И ЭВКАРИОТИЗАЦИЯ БИОСФЕРЫ В ДОКЕМБРИИ

### ВВЕДЕНИЕ

История биосферы становится во все возрастающей степени важнейшей проблемой современного естествознания. Приходит понимание того, что любое явление жизни во всей ее иерархии – от внутриклеточных процессов до глобальных биогеохимических циклов – имеет глубокие исторические причины, что вне исторического подхода многие виды исследований просто теряют смысл. Многообразие факторов, определяющих параметры биосферы и динамику их изменений в прошлом и настоящем, требует мультидисциплинарного подхода к этой проблеме. Именно в этой области исследований наблюдается активный синтез данных наук о Земле и о жизни, обширное международное сотрудничество.

Совершенно особым направлением исследований этой проблемы стало изучение древней биосферы архея и протерозоя [Соколов, 1972; Schopf, Klein, 1992; Knoll, 2003]. Мировая статистика научных публикаций и грантов показывает, что это направление входит в первую десятку приоритетных проблем фундаментальной науки. Пристальный интерес к ранней истории Земли и биосферы вполне объясним: ведь именно там, в условиях архея и протерозоя, формировались базовые механизмы функционирования жизни, сделавшие ее мощнейшей геологической силой. Реконструкция физико-химических параметров ранней биосферы вкупе с палеобиологическими данными открывает возможности для выявления природы метаболических процессов в живой клетке. Последовательность появления основных групп эвкариотных организмов в ископаемой летописи протерозоя, надежно датированной радиометрическими методами, становится основой для калибровки скорости эволюции генома в рамках моделей “молекулярных часов”.

Данные геологии и палеонтологии докембрия, а также теоретические разработки, касающиеся ранней Земли, показывают, что доминирующие условия среды в архее радикально отличались от параметров современной биосферы [Чумаков, 2001, 2004; Сорохтин, Ушаков, 2002; Добрецов, 2003; Schopf, Klein, 1992; Knoll, 2003]. Эти различия касаются, прежде всего, химического состава атмосферы и океана, температуры недр, геодинамики, магнитного поля, состояния озонового экрана, климата и других характеристик внутренних и внешних частей планеты. Отсюда естественно вытекает предположение о том, что в древней биосфере, которая столь существенно отличалась от современной, совершенно иными могли быть доминирующие типы физиологии организмов и биогеохимические связи. Это предположение

требует постановки исследовательской задачи, которая затронет фундаментальные характеристики жизни на ранних этапах ее развития.

Решение этой задачи имеет и большой практический интерес, связанный с гигантскими запасами в докембрии многих видов минерального сырья [Соколов, 1999; Lambert et al., 1992], формирование которых происходило благодаря прямому участию биоты (концентрация, биоминерализация и т.д.) или в условиях среды, созданных или контролируемых живыми организмами (геохимические градиенты, газовый состав среды и др.). Эта область исследований, составляющая предмет геофизиологии, геомикробиологии и бактериальной палеонтологии, объединяет подходы геологии, геохимии, экологии бактерий, биохимии и биоминералогии и уже давно развивается в России и за рубежом [Бактериальная палеонтология, 2002; Lowenstam, Weiner, 1989; Russell, 1996; Konhauser, 1997].

В настоящей работе хотелось бы привлечь внимание лишь к одному аспекту этой обширной проблемы, который имеет перспективу плодотворной разработки и получения результатов высокой значимости в области наук о Земле и о жизни, а именно: изменение доступности металлов в биосфере на протяжении ее архей-протерозойской истории и влияние этого процесса на эволюцию ферментативных систем и рост биологической сложности [Федонкин, 2003]. Особое внимание следует уделить тяжелым металлам ввиду их важнейшей роли в жизнедеятельности ныне живущих организмов.

### **РОЛЬ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ПРОЦЕССАХ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ**

В области биогеохимии значительное место уделяется обычно тем элементам, которые преобладают в живом веществе или широко используются в обменных процессах, например, O, C, H, N, Ca, P, S, K, Mg, составляющим 99,76% общего веса живого вещества на нашей планете, при этом на первые три элемента приходится 98,5% [Лисицын, 1983]. В отличие от “макроэлементов”, существует обширный список “микроэлементов”, входящих в состав живой клетки в ничтожных количествах, но играющих ведущую роль в процессах жизнедеятельности. Среди “микроэлементов” главное место занимают тяжелые металлы – железо, никель, вольфрам, цинк, медь, кобальт, марганец, молибден, ванадий, селен, хром и др. Ионы многих из этих металлов входят в состав ферментов, которые являются подлинными движителями жизни. Вхождение иона металла в качестве компонента активного центра фермента, существенно активизирует каталитическую функцию последнего. Такие металлы, называемые активаторами, ускоряют функционирование ферментов в тысячи и миллионы раз. Ярким примером является ферментная реакция уреазы, которая способствует гидролизу мочевины в аммиак и углекислый газ в ходе азотистого обмена веществ у бактерий. Эта реакция протекает под воздействием уреазы в  $10^{14}$  раз быстрее, чем превращение мочевины в аммиак и циановую кислоту в отсутствие фермента. Ключевую роль в ферментной реакции уреазы играют два атома никеля, входящие в со-

став ее активного центра [Ermler et al., 1998]. Допустимо предположение о том, что именно металлы благодаря их высокой каталитической способности и запустили механизм жизни на ранней Земле.

Все организмы, так или иначе, зависят от концентрации металлов в окружающей среде, а для некоторых групп, например, для ряда бактерий, металлы представляют главный источник энергии [Заварзина, 2004; Cowen et al., 1986; Myers, Nealsen, 1988]. Металлы играют ключевую роль в разнообразных процессах, именуемых жизнью, в особенности, в таких биохимических процессах, как катализ, перенос электронов и генная регуляция [Ermler et al., 1998]. Всем известны гемсодержащие белки, например, гемоглобин и миоглобин, обратимо связывающие молекулярный кислород благодаря входящей в их состав железопорфириновой простетической группе (так называемый гем). Однако гем входит в состав многих других белков, включая каталазу, некоторые пероксидазы и различные цитохромы. Именно железо и небольшое количество других тяжелых и редких металлов определяют широкий спектр биохимических реакций известных нам форм жизни.

В течение последнего десятилетия наблюдается быстрый рост числа работ по расшифровке кристаллической структуры ферментов, содержащих переходные металлы, в особенности, ванадий, молибден, вольфрам, марганец, железо, кобальт, никель и медь, выясняется биохимическая роль этих ферментов, их положение в метаболических каскадах и таксономическая принадлежность. Эти данные могут обрести геоисторическое объяснение. Так, например, гидрогеназы катализируют реакции с участием водорода в качестве субстрата или продукта этих реакций. По характеру участия металлов в их активном центре гидрогеназы подразделяются на три типа: содержащие никель и железо, содержащие только железо и не содержащие металлов [Ermler et al., 1998]. Общие структурные особенности ферментов этих трех типов могут указывать на общность происхождения и на эволюцию ферментов в той же исторической последовательности от содержащих никель и железо к ферментам, не содержащим металл. Не исключено, что утеря металла из активного центра гидрогеназ связана с изменением среды обитания или с освоением новых сред в ходе биологической эволюции.

Интересен с геоисторической точки зрения пример дегидрогеназ, которые осуществляют обратимые реакции (окись углерода и вода  $\leftrightarrow$  углекислый газ и водород). Эти дегидрогеназы подразделяются на две группы: содержащие никель ферменты, которые обнаружены пока только у анаэробных бактерий и архей, и содержащие молибден ферменты, характерные только для аэробных бактерий [Ragsdale, Kumar, 1996]. Невольно возникает вопрос о том, не отражает ли приуроченность никеля и молибдена к ферментам, соответственно, анаэробных и аэробных прокариот последовательность формирования этих групп, и насколько это могло быть связанным с геохимическими характеристиками ранней биосферы.

Ряд тяжелых металлов, широко известных как яд, в небольших количествах совершенно необходимы для жизни клетки, поскольку входят в состав ферментов [Cammack, 1988; Hille, 2002]. Некоторые из тяжелых металлов требуются живыми организмами в огромных концентрациях. Известны мно-

гочисленные случаи, когда микробные сообщества и растения способны переносить высокую концентрацию соединений никеля, молибдена, вольфрама или, например, хрома [Cervantes et al., 2001]. Толерантность живой клетки к тяжелым металлам обеспечивается разнообразными механизмами (биосорбция, уменьшение накопления, связывание в виде нерастворимых соединений, изменение валентности и мобильности, а также вывод за пределы клетки их соединений). Некоторые из этих механизмов используются или рекомендуются для биологической очистки среды, загрязненной тяжелыми металлами. Толерантность к тяжелым металлам и потребность в них во многих случаях – исторически обусловлены. В период зарождения жизни и становления основных типов метаболизма на ранней Земле концентрация этих металлов в водной среде могла быть очень высокой. И, наоборот, можно предположить, что репутация смертельного яда справедлива для тяжелых металлов лишь в отношении тех организмов, которые появились много позже в геологической истории, когда биосфера была значительно обеднена этими металлами.

Относительно недавнее открытие важной биологической роли никеля и вольфрама [Cammack, 1988; Ragsdale, 1998; L'vov et al., 2002] позволяет предсказывать дальнейшее расширение списка тяжелых металлов в качестве кофактора активных центров ферментов. Не исключено, что древние ферменты могли оперировать на основе большего разнообразия тяжелых металлов, чем ныне. В этом аспекте интересен пример вольфрама [Kletzin, Adams, 1996], который пока обнаружен лишь в составе ферментов у прокариот: гипертермофильных архебактерий (*Pyrococcus furiosus*, *Thermococcus litoralis*), метанпродуцирующих бактерий (*Methanobacterium thermoautotrophicum*, *Mb. wolfei*), грамположительных бактерий (*Clostridium thermoaceticum*, *C. formicoaceticum*, *Eubacterium acidaminophilum*), грамотрицательных анаэробных бактерий (*Desulfovibrio gigas*, *Pelobacter acetylenicus*) и грамотрицательных аэробных бактерий (*Methylobacterium sp.*).

Однако в этом списке только архебактерии-гипертермофилы облигатно зависимы от вольфрама. Этот факт может свидетельствовать в пользу очень древнего происхождения W-ферментов, если учесть самое низкое положение архей-гипертермофилов на древе жизни, реконструированном по данным сравнительной геномики [Stetter, 1994]. Присутствие таких металлов, как Ni и W, в составе ферментов может рассматриваться в качестве физиологического реликта очень ранней биосферы. Весьма вероятно, эти и другие тяжелые металлы наряду с железом были вовлечены в самые ранние этапы становления живых систем в качестве катализаторов биохимических реакций и в качестве источника свободных электронов.

Многие элементы, в том числе их радиоактивные и стабильные изотопы, накапливаются в морских организмах до уровней, на несколько порядков превышающих их концентрацию в морской воде [Морозов, 1983]. Похожие соотношения характерны и для наземной биоты, например, – высокое содержание металлов в человеческой плазме по отношению к их концентрации в морской воде (Fe – 22300/0,5–20; Zn – 17200/80; Cu – 16500/10; Mo – 10000/100; Cr – 55/4; V – 200/40; Mn – 110/0,7; Ni – 44/5 нмоль/л). Эти

соотношения, по-видимому, отражают два важных исторических процесса: химическое обеднение водной среды обитания и формирование биологических механизмов накопления и удержания металлов внутри клетки и в экосистеме [Федонкин, 2003].

### ИЗМЕНЕНИЕ ДОСТУПНОСТИ МЕТАЛЛОВ В ДРЕВНЕЙ БИОСФЕРЕ

Доступность химических элементов для живых организмов в биосфере – важнейший фактор существования живого. Концентрация химических элементов в среде обитания справедливо рассматривается как одно из главных условий формирования физиологических потребностей организмов в минеральных питательных веществах в ходе биологической эволюции [McClendon, 1976]. Высокая степень доступности того или иного элемента определяет возможности использования его в процессах жизнедеятельности. Об этом свидетельствует, например, вовлеченность железа в разнообразные биохимические реакции и физиологические функции [Заварзина, 2004]. Наоборот, низкая доступность биофильного элемента может служить стимулом к формированию механизмов извлечения, накопления и удержания этого элемента в организме или в экосистеме, к ускорению круговорота элемента в биосфере.

В горячей и бескислородной гидросфере ранней Земли более 4,5 млрд лет назад многие металлы (хотя и не все из группы существенных для жизни) были высокоподвижными и доступными для биохимических реакций. Имея в виду такие факторы, как растворимость соединений ряда металлов и окислительно-восстановительный потенциал среды, можно сделать вывод, что доступность металлов не должна была меняться для натрия, калия, магния, кальция, ванадия и молибдена, доступность железа уменьшалась, а доступность цинка, кадмия и меди возрастала по мере оксигенизации атмосферы [Williams, Fraústo da Silva, 1997]. Одна из задач дальнейшего исследования древней биосферы – выявление динамики этих процессов во взаимодействии с биотой.

Уже в ранней истории Земли несколько необратимых трендов довольно быстро привели к геохимическому обеднению гидросферы. Большая часть тяжелых металлов была перемещена гравитационным путем к центру планеты еще на ранних стадиях ее формирования (период, известный под названием “железной катастрофы”). По разным оценкам, к концу архея 2,6 млрд лет назад более 60% массы металлического ядра было уже сформировано, что сделало магнитное поле Земли вполне эффективным.

Убывание радиогенного тепла снижало объем химических элементов, поступающих в биосферу в результате затухающей вулканической активности. В этом же направлении действовало уменьшение вклада удаляющейся Луны в механический разогрев недр [Сорохтин, Ушаков, 2002], хотя есть и сторонники почти постоянной лунной орбиты [Williams, 2000]. Вопреки низкой светимости Солнца в раннем архее (на 30% ниже современной [Pavlov et al., 2000]), биосфера была горячей благодаря высокому парниковому эффекту



плотной атмосферы, существенными компонентами которой были углекислый газ и более мощные парниковые газы, например, водяной пар или метан, действенность которого в 60 раз превосходит таковую углекислого газа.

Снижение концентрации парниковых газов в атмосфере в значительной степени связано с активностью биоты, – прямой (поглощение углекислого газа и захоронение биогенного углерода в осадке) и косвенной (окисление метана биогенным кислородом, остывание биосферы в результате снижения парникового эффекта атмосферы). Однако эти механизмы могли работать при условии роста площади стабильных континентальных плит. Максимум роста площади континентов (около 60%) пришелся на интервал 2,7–2,3 млрд лет назад [Lowe, 1994], хотя новейшие исследования отодвигают этот процесс в еще более далекое прошлое [Wilde et al., 2001]. Континенты стали ловушкой для огромной массы углерода в составе рассеянного органического вещества, углеводов, углеродистых и карбонатных пород. Но не только углерод выводился из активного круговорота в биосфере.

Свидетельством выведения огромных масс металлов из биогеохимического круговорота являются крупнейшие залежи руд осадочного происхождения, включая “вымершие” типы отложений, типичные только для докембрия [Lambert et al., 1992], например, ураноносные и золотоносные конгломераты и сланцы, слоистые железные руды (в том числе джеспилиты), медистые песчаники, свинцово-цинковые минерализации в сланцах и карбонатах, осадочные марганцевые руды и обильные фосфориты. Нередкая ассоциация осадочных руд с углеродистыми отложениями, характерными биоминералами и микрофоссилиями указывает на существенную роль биоты и биогенного органического вещества в формировании рудных залежей. Необратимые изменения в химическом составе вод океана отражаются в уменьшении Mg/Ca соотношения в составе карбонатных пород позднего протерозоя – раннего фанерозоя, что, по-видимому, связано с возрастающей ролью биоты в накоплении карбонатов.

Еще более яркий пример являет история кремнезема в биосфере. Докембрийский океан был насыщен кремнеземом настолько, что кремневый гель оседал прямо из воды, формируя кремнистые слои на обширных пространствах [Maliva et al., 1989; Konhauser, Ferris, 1996]. Современный океан превращен в “кремневый вакуум” в связи с появлением губок, радиолярий, диатомовых водорослей и силикофлагеллят, использующих кремнезем в качестве скелетообразующего материала [Broecker, 1971]. По данным А.П. Лисицына [1983], захват кремнезема фитопланктоном и зоопланктоном в современном океане составляет около 46 млрд т/год, что в 100 раз выше его поставки с суши. Эти и многие другие примеры говорят нам о том, что химический состав океана радикально изменился со времен ранней Земли, а это не могло не сказаться на эволюции живого. В этом изменении совершенно особое значение имело выведение из активного круговорота тяжелых металлов (W, Co, Ni, Fe), которые отличаются высокими каталитическими свойствами и входят в состав многих ферментов.

Аноксия глубинных вод и осадка океана вплоть до конца протерозоя [Anbar, Knoll, 2002] и низкая активность редуцентов отмершей органики так-

же способствовали выведению углерода из глобального цикла и увеличению концентрации свободного кислорода в атмосфере. Остывание биосферы, отмеченное редкими оледенениями в конце архея (около 2,9 млрд лет назад) и в раннем протерозое (2,2 млрд лет назад) и более частыми и обширными оледенениями – в конце протерозоя (после 750 млн лет назад) и в фанерозое [Чумаков, 2001], способствовало более высокой концентрации растворенного кислорода в воде, включая глубокие зоны океана благодаря нисходящим течениям от холодных полярных зон.

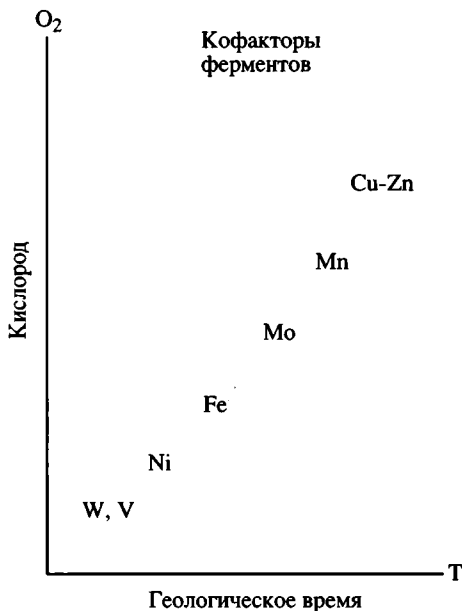
Снижение температуры вод океана в архее и протерозое действовало в том же направлении, что и химическое обеднение, поскольку скорости химических (и биохимических) реакций существенно зависят от температуры и могут снижаться в 3–4 раза на каждые 10 °С понижения температуры среды. Температура среды обитания является важным фактором доступности химических элементов для процессов жизнедеятельности по ряду причин. Температура наряду с другими факторами определяет растворимость твердых минералов и газов, скорость химических и биохимических реакций, в том числе эффективность работы ферментов, что, в свою очередь, определяет распределение жизни вдоль температурного градиента [Schwartzman, 1999; Rothschild, Mancinelli, 2001]. Температурный оптимум роста клетки многих архей находится в пределах от более чем 110° до 55 °С, для бактерий – от 95° до 55 °С, а для эукариотной клетки этот диапазон обычно ниже 60 °С. Такое распределение жизни вдоль температурного градиента в целом отвечает последовательности появления основных надцарств жизни, а главное, тому обстоятельству, что у основания филогенетического древа жизни находятся в основном гипертермофилы.

Еще одним фактором, снижающим доступность металлов в докембрийском океане, было уменьшение концентрации углекислого газа и других вулканических газов в древней атмосфере, что снижало агрессивность метеорных вод и их эффективность в качестве агента выветривания. Не менее важен и фактор смены во времени химического состава вулканических излияний, например, заметное увеличение объема кислых пород с конца архея – начала протерозоя [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Менялись во времени и объекты выветривания – от ультраосновных к кислым вулканическим породам и далее – к осадочным толщам. Геохимический аспект этого тренда – от выветривания обогащенных тяжелыми металлами пород к эрозии обедненных – уменьшал вынос этих важнейших биофильных элементов в океан. Процессы, компенсирующие геохимическое обеднение биосферы, шли с некоторым отставанием, например, ускорение выветривания в связи с ростом гипсометрического контраста континентов и более высокой скоростью эрозии осадочных пород, вентиляция дна океана в течение ледниковых периодов, наконец, ускорение биологического круговорота биофильных элементов. На ранней Земле эти процессы были менее эффективны, чем в фанерозое, о чем свидетельствуют, в частности, длительные периоды тектонической пассивности и теплого климата в протерозое, не способствовавшие обогащению океана биофильными элементами [Brasier, Lindsay, 1998].

Таким образом, обширный комплекс геологических и биотических факторов ранней истории Земли неуклонно вел к геохимическому истощению океана, особенно в отношении тяжелых металлов. Не исключено, что колонизация глубоких слоев осадочного покрова прокариотами связана с доступом к источникам вещества и энергии для архаичных форм хемосинтеза. По оценкам микробиологов, более половины биомассы современной биосферы сосредоточено в верхних частях земной коры, в так называемой подповерхностной биосфере. Следует заметить, что количественные оценки биомассы этих прокариот и их роли в глобальных геохимических циклах весьма разнятся и пока не могут быть точными – эта самая нижняя часть биосферы открыта совсем недавно [Pederson, 1993; Parkes et al., 1994; Summit, Baross, 2001].

Свободный кислород в атмосфере, делая одни металлы малодоступными, увеличивал растворимость других металлов, например, благодаря окислению нерастворимых сульфидов до более растворимых сульфатов этих металлов. Некоторые элементы, в том числе биофильные металлы, стали доступными как раз благодаря кислороду. Ярким примером может служить молибден [Williams, Fraústo da Silva, 2002]. Этот редкий и тяжелый металл используется ныне в ферментах, позволяющих усваивать азот не только из нитратов, но и прямо из атмосферы, молибден ассоциируется также с полимеризацией ряда белков, с биологической переработкой соединений серы и углерода, а также с транспортом кислорода у животных. В бескислородной биосфере ранней Земли 4 млрд лет назад молибден был недоступен, и его функции выполняли другие металлы, например, вольфрам, ванадий или даже железо. Оксигенизация биосферы сделала эти металлы малодоступными, и их место в активном центре ферментов занял молибден. Резонность такого предположения подтверждается распределением бактерий, обладающих соответствующими ферментами, вдоль геохимических градиентов вокруг гидротермальных источников океанских глубин. Заселенные архебактериями-гипертермофилами эти гидротермы богаты вольфрамом, но обеднены молибденом, который выпадает в осадок в виде сульфида. По мере удаления от гидротерм, насыщенных сероводородом, молибден становится доступным в присутствии кислорода, а вольфрам становится недоступным для метаболических процессов. Соответственно, изменяется и состав микробных сообществ. Этот пример допускает предположение о том, что организмы, использующие вольфрам в своих ферментативных системах, появились на Земле раньше, чем организмы, использующие молибден. Во многих ветвях живого молибден заменил вольфрам в обменных процессах. В свете новых данных о биохимии живых организмов и о параметрах ранней биосферы Земли историческая интерпретация распределения жизни вдоль физико-химических градиентов представляется весьма плодотворной.

По-видимому, значительная часть базовых биохимических процессов, определяющих жизнь в современной биосфере, зародилась в условиях ранней Земли в водной среде, богатой сульфидами металлов. Так, например, ферменты, включающие никель, могли сформироваться вблизи высокотем-



**Рис. 1.** Гипотетическая последовательность вовлечения тяжелых металлов в качестве кофактора ферментов в истории биосферы [Федонкин, 2003]

пературных коматиитовых лав в местах, где мог образовываться сульфид никеля [Nisbet, 2000]. Не исключено, что активное включение меди, цинка и молибдена в состав ферментов, которые стали играть заметную роль после железа в богатой кислородом атмосфере, также могло начаться в среде гидротерм, поскольку эти металлы характерны для гидротермальных отложений. Представляется плодотворным проанализировать изменение химического состава вулканитов во времени и сопоставить геохимические тренды с последовательностью появления ос-

новных видов метаболизма, которая реконструируется на основе данных палеонтологии и молекулярной биологии (сравнительной геномики).

Замещение малодоступных металлов на доступные в составе ферментов (рис. 1), вероятно, было одним из основных путей ранней эволюции метаболизма [Федонкин, 2003]. Наряду с этим можно предположить усложнение метаболических каскадов аддитивным путем как в рамках мозаичной или сетчатой эволюции, характерной для прокариот [Заварзин, 2001], так и особенно в ходе длительного процесса симбиогенетического формирования эукариотной клетки. Следует заметить, что активное вовлечение новых металлов в жизнедеятельность было связано не только с их возросшей доступностью, но и с новыми физиологическими задачами, особенно у эукариотной клетки, например, защита ДНК и многих внутриклеточных биохимических реакций от кислорода. Об этом говорит сохранение ионов меди, железа и марганца внутри пузырьков, органелл или внутри их мембран в живой клетке. С задачей защиты от кислорода, по-видимому, связана биохимия меди у эукариот, в частности, функционирование содержащих медь оксидаз вне клетки.

### **ЭВКАРИОТИЗАЦИЯ КАК ОТВЕТ НА СНИЖЕНИЕ ДОСТУПНОСТИ РЯДА МЕТАЛЛОВ В ДРЕВНЕЙ БИОСФЕРЕ**

Значение ферментов, включающих вольфрам, ванадий, никель и кобальт, уменьшается по мере роста биологической сложности. Это справедливо даже для молибдена, который обнаружен в составе всего четырех ферментов у высших животных, тогда как у бактерий этот металл входит в со-

став 40 ферментов [Williams, Frausto da Silva, 2002]. Такое соотношение можно объяснить тем, что животные, будучи гетеротрофами, получают необходимые металлы из других организмов, находящихся на нижних этажах пищевой пирамиды. Геохимическое истощение биосферы на протяжении архея и раннего протерозоя, особенно в отношении ряда тяжелых металлов, вовлеченных в биокатализ, было (и во многом остается) главной проблемой всего живого. Решение этой проблемы развивалось по пути образования факультативных и облигатных симбиозов микроорганизмов, взаимно зависимых от продуктов обмена друг друга и, конечно, по пути гетеротрофии, т.е. поглощения других организмов или разложения омертвевшего органического вещества. Это и было сутью формирования сложной эвкарриотной клетки. Что касается термина “эвкарриотизация”, то его следует понимать гораздо шире, чем только симбиогенетическое происхождение эвкарриотной клетки. Этот термин включает всю эволюцию эвкарриотных организмов, рост их морфологического и физиологического разнообразия, замещение прокариот в качестве доминирующих первичных продуцентов и деструкторов, усложнение экосистем, возрастающую роль эвкарриот в глобальных биогеохимических циклах, их геологическую и средообразующую роль.

Появление эвкарриотной клетки обычно связывают с ростом содержания кислорода в атмосфере до уровня, позволяющего осуществление аэробного метаболизма. Более продуктивной представляется гипотеза о том, что оксигенизация биосферы была не разрешительным, а понуждающим фактором к формированию сложных биологических систем. Оксигенизация биосферы была подлинной катастрофой для предшествующей, преимущественно прокариотной и анаэробной жизни. Известно, что активные формы кислорода (через супероксид и перекись водорода) повреждают ДНК, белки и мембраны, подавляют действие многих ферментов. Рост концентрации свободного кислорода в биосфере ставил проблему защиты от этого агрессивного окислителя. Другой проблемой, связанной с появлением свободного кислорода, было химическое обеднение биосферы. Вкупе с другими геологическими факторами, указанными выше, оксигенизация многих местообитаний резко сократила геохимический базис жизни, сделав некоторые химические элементы малодоступными или малоподвижными для обменных процессов.

Формирование эвкарриотной клетки через симбиогенез прокариот, взаимно зависимых от продуктов обмена друг друга, решало две проблемы – геохимического голода и защиты от кислорода. В исследованиях последних лет по проблеме происхождения эвкарриот наблюдается явный крен в сторону функционального (трофического) объяснения причин симбиогенеза [Шестаков, 2003; Moreira, Lopez-Garcia, 1998; Martin, Müller, 1998], что выгодно отличает этот подход от ставшего хрестоматийным подхода Л. Маргулис [Margulis, 1970]. Симбиогенетическое происхождение эвкарриот можно рассматривать как миниатюризацию глобальной экосистемы до размера клетки, в которой метаболические каскады в значительной степени отражают коэволюцию глобальных биогеохимических циклов и метаболизма.

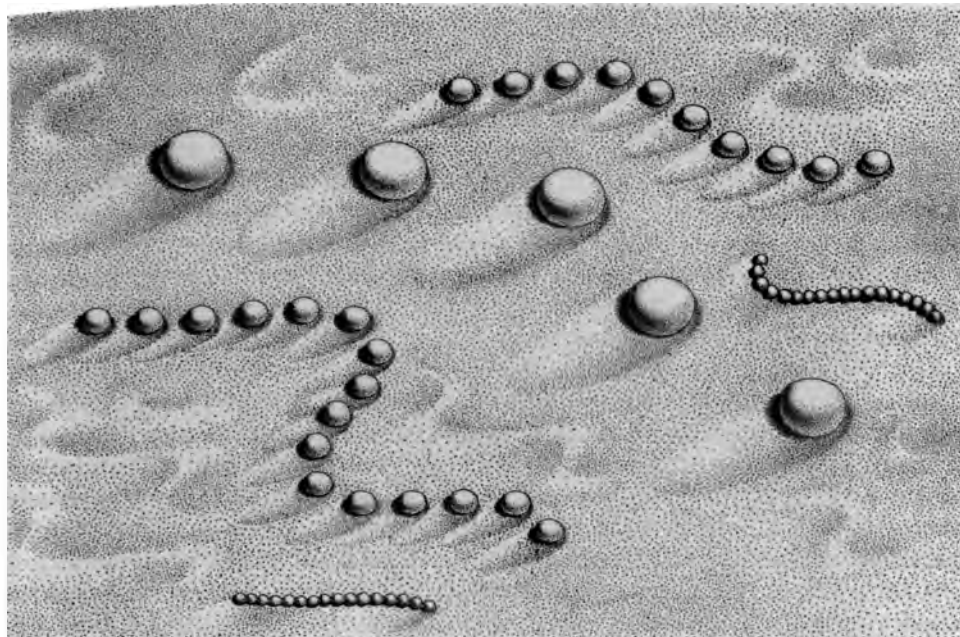
Рост биологической сложности в условиях химического истощения и оксигенизации среды обитания оказался магистральным, хотя и весьма длительным путем эволюции. Дело в том, что симбиотическим организмам требовалось значительное время для взаимной настройки своих обменных и репродуктивных процессов, а главное, – для формирования общего генома. Длительное время этот симбиоз мог быть факультативным в зависимости от доступности соединений, необходимых для жизнедеятельности.

В этой же причинно-следственной цепи следует рассматривать и прогрессивно возрастающее развитие гетеротрофии (от фагоцитоза протист до голозойного питания животных и сапрофагии грибов). Гетеротрофия (хищничество) растений, обитающих на бедных почвах, распад симбиоза клеток грибов и растений (в лишайнике) в среде, богатой питательными веществами, и обратный переход к симбиозу в бедной среде, – лишь часть примеров, указывающих на физиологическую необходимость симбиоза всех уровней. Колонизация суши эвкариотными организмами уменьшила приток биофильных элементов в океан ввиду уменьшения скоростей механической эрозии и организации наземных замкнутых биогеохимических циклов. Сопровождающая эвкариотизацию биосферы биохимическая эволюция – появление новых классов ферментов, замещение менее доступных металлов в составе кофакторов более доступными и усложнение метаболических цепей внутри клетки – можно рассматривать как ответ на геохимическое истощение биосферы. Детали и хронология этого сложного процесса постепенно выявляются.

### **ПАЛЕОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЭВКАРИОТ**

Минимальная концентрация кислорода, необходимая для поддержания устойчивого метаболизма эвкариотной клетки, составляет 5% современного содержания кислорода в атмосфере. Для животных эта величина должна быть не менее 50% [Knoll, 1992], и этот уровень был достигнут к концу протерозоя [Knoll, 1996]. Большая часть моделей ранней истории атмосферы предполагает весьма быстрый рост концентрации кислорода в атмосфере около 2 млрд лет назад – от <0,1% до >15% по отношению к его современному уровню [Holland, 1994], однако имеются указания на возможность более ранней оксигенизации биосферы [Ohmoto, 1997; Lasaga, Ohmoto, 2002]. Заметим, что локальные концентрации кислорода могли быть высокими весьма давно – практически с момента возникновения кислородного фотосинтеза. Примером этого могут служить пузырьки чистого кислорода на поверхности цианобактериального мата. Однако разнообразные данные минералогии, литологии, геохимии изотопов согласованно указывают на рубеж 2 млрд лет как начало оксигенизации атмосферы [Knoll, 2003].

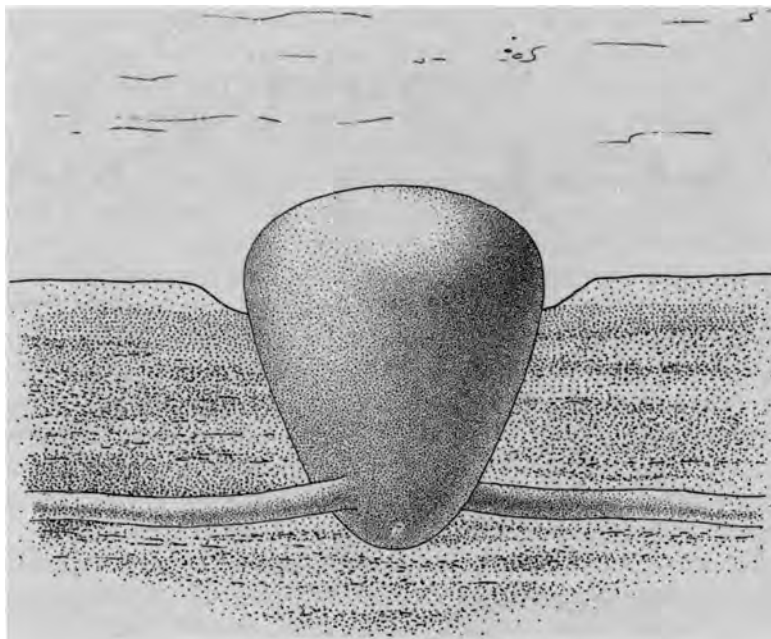
Если наиболее древние нитчатые микрофоссилии, напоминающие по форме, размеру и типу местообитания нынеживущих цианобактерий, действительно относятся к этой группе весьма продвинутых прокариот [Schopf,



**Рис. 6.** Реконструкция нескольких возрастных стадий *Horodyskia*, которые обитали на песчаных грунтах хорошо аэрированных бассейнов [Fedonkin, Yochelson, 2002]

1999, но см.: Brasier et al., 2002], то мы вправе сделать вывод о том, что все основные типы метаболизма сформировались не позднее 3,5 млрд лет назад. Этот вывод поддерживается данными молекулярной биологии, в частности, высоким положением ветви цианобактерий на филогенетическом древе Eubacteria [Woese et al., 1990], а также данными геномики о ранней эволюции основных систем метаболизма [Hedges et al., 2001].

Древнейшие палеобиохимические свидетельства существования цианобактерий (2-methylhopanoids) обнаружены в отложениях, возраст которых около 2,7 млрд лет [Summons et al., 1999]. Приблизительно этот же возраст имеют и биомаркеры эвкариот [Brocks et al., 1999]. Эти данные говорят о раннем появлении эвкариот, которые, однако, не играли заметной роли в глобальных биогеохимических циклах вплоть до позднего протерозоя – возможно, из-за их весьма ограниченных местообитаний на ранней Земле. Прямые палеонтологические данные о древнейших эвкариотах – макроскопические спиральные окаменелости *Grypania*, которые обнаружены в протерозойских отложениях Северной Америки с возрастом около 2 млрд лет [Han, Runnegar, 1992] и более молодых толщах (рис. 2 и 3, см. цв. вкл.). Недавно описанные колониальные организмы тканевого уровня организации *Horodyskia* [Fedonkin, Yochelson, 2002; Grey et al., 2002], весьма напоминающие линейные колонии гидроидных полипов или губок, в изобии населяли дно мелководных зон моря 1,5 млрд лет назад (рис. 4 и 5,



**Рис. 7.** Реконструкция индивидуума *Horodyskia*, соединенного тонким горизонтальным столоном с другими зооидами линейной колонии [Fedonkin, 2003]

см. цв. вкл.; рис. 6 и 7). Эти находки указывают на то, что бурной радиации эвкариот в конце протерозоя и раннем фанерозое предшествовала весьма длительная история эвкариотизации биосферы.

### **СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕНОМИКА О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЭВКАРИОТ**

Появление новых крупных таксонов в истории органического мира обычно связано с новыми типами физиологии и биохимии, а значит – и с новыми отношениями между биотой и средой. Эти события оставляют различимые геохимические и седиментологические сигналы в геологической летописи, и потому расшифровка ранней истории жизни активно развивается на мультидисциплинарной основе. Существенный вклад в исследование проблемы ранней эволюции живого вносит молекулярная биология. Современные модели молекулярных часов, основанные на сравнительном анализе полностью секвенированных геномов эвкариот, бактерий и археобактерий, показывают, что “последний общий предок” всех живых организмов существовал около 4 млрд лет назад, а цианобактерии (и значит, оксигенный фотосинтез) появились около 2,5 млрд лет назад [Hedges et al., 2001]. Молекулярно-генетический анализ систем респираторных цепей эвкариот, бактерий и



археобактерий показывает, что “последний общий предок” обладал терминальными оксидазами, связанными с кислородом, нитратом, сульфатом и серой [Castresana, Moreira, 1999], хотя этот вывод и вызывает ряд возражений [Doolittle, 2000].

Не вдаваясь сейчас в обсуждение, насколько плодотворно само понятие “последний общий предок” и насколько надежны исторические реконструкции на основе геномики в свете множественных симбиогенезов и массивного латерального дрейфа генов, следует отметить следующее: данные молекулярной биологии обычно отодвигают в более далекое прошлое основные эволюционные события, в том числе происхождение эвкарриот, в сравнении с данными палеонтологии. Это относится в первую очередь к определению момента возникновения многоклеточных животных.

Древнейшая “молекулярная датировка” животной жизни, основанная на сравнительном анализе геномов современных организмов, показывает, что линия грибов отделилась от растений и животных около 1,6 млрд лет [Neckman et al., 2001]. Это заключение поддерживает выводы молекулярных биологов о древности многоклеточных животных [Wray et al., 1996; Bromham et al., 1998], что до недавних пор вступало в конфликт с поздним появлением метазоа в ископаемой летописи. Действительно, ведь, согласно этим моделям, многоклеточные животные появились не позднее 1200 млн лет назад, а эволюционные линии беспозвоночных и хордовых разделились около 1000 млн лет назад. В сравнении с традиционными данными палеонтологии докембрия эти модели молекулярных часов удваивают длительность существования животных на Земле.

Проблема калибровки “молекулярных часов” оставляет место для сомнений [Lee, 1999] в отношении как ранних датировок происхождения животных, так и поздних датировок, касающихся времени расхождения линий первичноротых и вторичноротых 670 млн лет назад и бифуркации иглокожие–хордовые 600 млн лет назад [Ayala et al., 1998]. Новейшие открытия в области палеозоологии докембрия склоняют нас в пользу раннего появления многоклеточных животных [Гниловская, 1998; Гниловская и др., 2000; Wang, 1982; Sun et al., 1986; Fedonkin, Yochelson, 2002; Rasmussen et al., 2002; Fedonkin, 2003]. Разнообразие, большой размер и высокая сложность вендских билатерально-симметричных животных (Bilateria, Triploblastica), способных к активному перемещению по дну и обладавших совершенными механизмами обнаружения и захвата пищи (рис. 8–10, 12, 14, см. цв. вкл.; рис. 11, 13, 15), допускает предположение о значительной длительности довендской эволюции животного мира.

Буквальное восприятие ископаемой летописи оставляет впечатление очень быстрой морфологической эволюции в течение некоторых периодов, например, кембрийский “эволюционный взрыв” многих типов беспозвоночных 545 млн лет назад. Однако, если сравнить его с кайнозойским взрывом разнообразия современных отрядов птиц и плацентарных млекопитающих 65 млн лет назад, то мы увидим, что этому событию предшествовала длительная и скрытая эволюция, выявляемая с помощью кладистического и палеобиогеографического анализов и подкрепляемая данными молекулярной

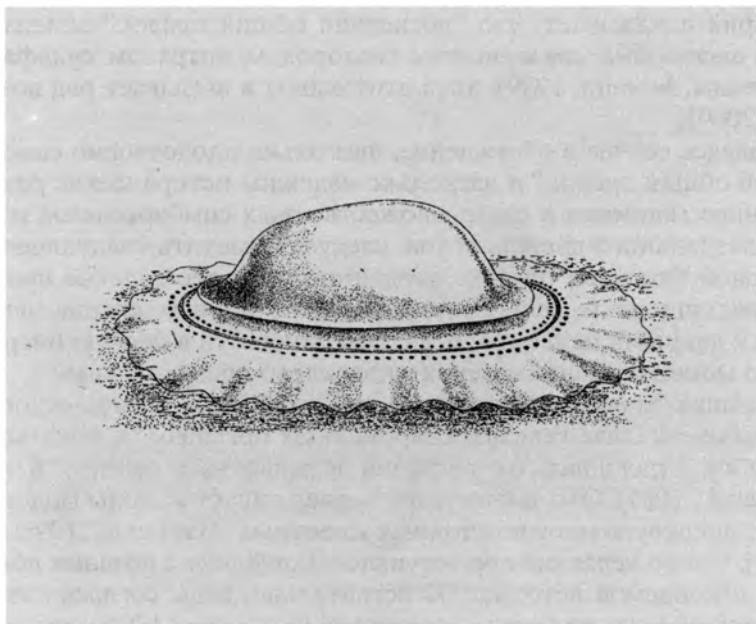


Рис. 11. Реконструкция *Kimberella* [Fedonkin, 2003]

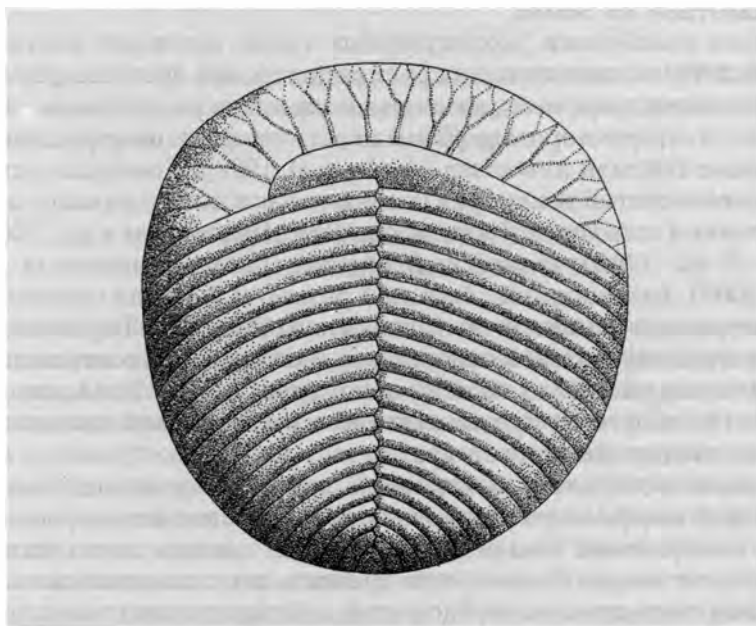
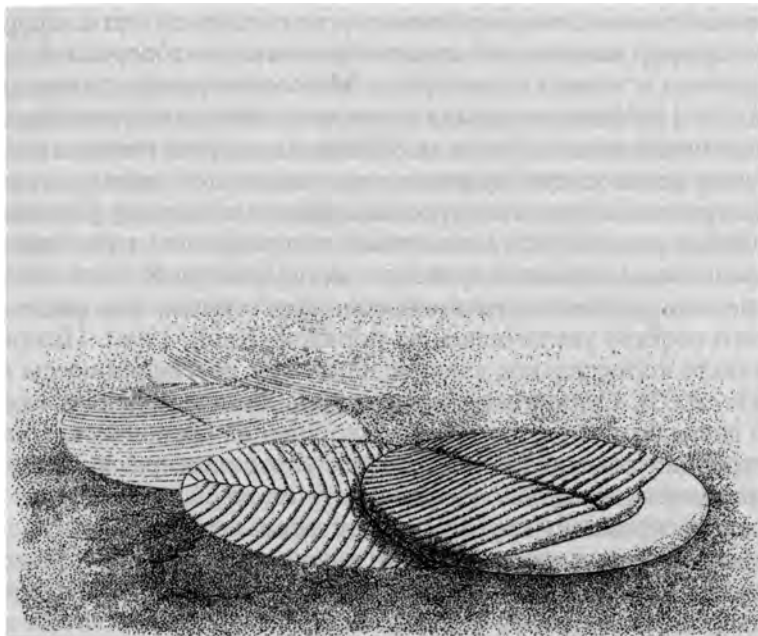


Рис. 13. Схематическая реконструкция *Yorgia*, дорсальная сторона



**Рис. 15.** Реконструкция *Yorgia* в процессе перемещения по грунту

Следовая дорожка в виде последовательности отпечатков покоящегося животного (фазы питания?) может достигать нескольких метров в длину [Иванцов, Федонкин, 2001]

биологии [Copper, Fortey, 1998]. Этого же следует ожидать и в отношении вендо-кембрийской радиации животных. Многоклеточность могла возникнуть независимо в разных царствах эвкарот вскоре после появления эвкаротной клетки. Именно так можно истолковать данные геномики о том, что количество генов, ответственных за многоклеточность, у современных эвкарот очень невелико [Wood et al., 2002]. В противоположность существенной (и длительной) генетической эволюции на пути создания эвкаротной клетки, переход от одноклеточного простейшего к многоклеточному животному не требовал множества новых генов и, значит, не требовал большого времени. Если эвкаротная клетка возникла 2,7 млрд лет назад, то мы вправе ожидать появления животных даже ранее самых смелых предсказаний палеонтологии и молекулярной филогенетики.

Раннему доминированию эвкарот препятствовал экологический антагонизм бактериальных экосистем, хорошо заметный и в современной биосфере. Первичные биотопы эвкарот, включая многоклеточных животных, располагались в относительно холодноводных бассейнах, богатых растворенным кислородом, вне карбонатного пояса планеты, занятого цианобактериальными сообществами [Федонкин, 2000]. Падение господства бактериальных матов и строматолитов в эпиплатформенных морях в конце протерозоя [Семихатов, Раабен, 1994, 1996] открыло путь эвкаротам (в их числе – животным) в обширные биотопы тепловодных карбонатных бассейнов. Этому

способствовало дальнейшее увеличение доли кислорода в атмосфере и обречение некоторыми животными эндосимбиотических водорослей в качестве дополнительного источника кислорода. Массовая биоминерализация беспозвоночных была во многом связана с колонизацией ими тепловодных карбонатных бассейнов в конце венда и, особенно, в кембрии, и отчасти – с удлинением пищевых цепей и необходимостью детоксикации (вывода из организма избыточных ионов) на верхних уровнях пищевых пирамид [Fedonkin, 2003].

Бурный рост разнообразия животных стал решающим фактором ускорения эволюции эвкариотных первичных продуцентов. В ходе кембрийской радиации метазоа удвоилось разнообразие простейших, а скорость обновления видового состава увеличилась на порядок [Knoll, 1994]. Появление животных оказало колоссальное влияние на многие другие процессы в биосфере [Fedonkin, 2003]. Существенно удлинились пищевые цепи в океане, и за счет этого снизились потери и темпы захоронения органического вещества. Рост биотурбации осадка способствовал его аэрации, разложению захороненного органического вещества и возврату биофильных веществ в пелагиаль, т.е. – интенсификации круговорота питательных веществ в океане. Биофилтратия, возникшая как глобально значимое явление с появлением губок, археоцеат, моллюсков, брахиопод, членистоногих и других групп, кардинально изменила состояние пелагиали. Представление об этом дают масштабы биофилтратии в современном океане: объем воды, эквивалентный Мировому океану, проходит через биофильтр зоопланктона всего за полгода [Богоров, 1974], а наиболее обитаемый слой глубиной до 500 м – всего за 20 суток [Виноградов, Лисицын, 1981].

В отсутствие активных фильтраторов, океан архея и протерозоя был мутным, фотическая зона – узкой, а термальный градиент – резким, что способствовало стратификации вод и аноксии нижних уровней пелагиали. Бурная эволюция биофильтраторов в венде и, особенно, в кембрии, а также пеллетный (быстрый) транспорт непереваренных остатков отфильтрованной взвеси сделали океан прозрачным, а фотическую зону обширной, что способствовало более интенсивной продукции биогенного кислорода, повлияло на процессы седиментогенеза и литогенеза, ускорило колонизацию более глубоких зон океана. Наконец, становление биоминерализации в царстве животных и растений, робкое в венде и бурное в начале палеозоя, привело к резкому ускорению биогенного минералообразования, к формированию новых типов биогенных осадков и таких структур, как рифы, отличающихся колоссальным разнообразием местообитаний. Биоминерализация пелагических организмов, прежде всего фитопланктона и простейших, ускорила транспорт их отмерших частей на дно океана. Уже в кембрии обнаружены первые попытки выхода беспозвоночных на сушу [Yochelson, Fedonkin, 1993], которым предшествовала длительная история колонизации суши прокариотами и низшими эвкариотами, в том числе, лишайниками и грибами.

Для большей части истории биосферы в архее и протерозое все еще остается неясным, какие группы организмов играли роль деструкторов и насколько эффективным был круговорот биофильных элементов. Происхождение грибов, главных деструкторов современной биосферы, связывают с

относительно поздним освоением наземной среды обитания [Малахов, 2003]. В этом процессе особая роль отводится лишайникам как форме симбиоза гетеротрофного предка грибов с зелеными водорослями, с цианобактериями или с представителями обеих этих групп [Lutzoni et al., 2001]. Большая часть современных видов грибов (около 80%) не образует облигатных симбиозов с фототрофами в виде лишайников, что интерпретируется как результат многократного выхода грибов из предшествующего симбиоза в процессе колонизации суши вслед за наземными растениями. Случаи замещения цианобактерий на зеленые водоросли в онтогенезе лишайника может отражать реальную последовательность событий в истории происхождения грибов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная палеонтология стала фокусом для синтеза данных широчайшего спектра наук. Приоритеты исследования явно смещаются в сторону функциональных аспектов живого, при этом неизбежно возникает необходимость рассмотрения организма и среды, живого и биосферы в качестве единой системы. Формируется представление о системной памяти жизни, которая, в отличие от клеточной памяти в виде ДНК, отражает всю историю взаимодействий биотических (биохимических и экосистемных) факторов и абиотических параметров среды обитания в их коэволюции на протяжении миллиардов лет. Именно эта проблема становится предметом пристального внимания и объектом мультидисциплинарного исследования. Изменение доступности тяжелых металлов в биосфере как фактор усложнения биологической организации – лишь один из многих аспектов этой сложнейшей проблемы. В этой связи чрезвычайную важность обретает реконструкция физико-химических параметров ранней биосферы, в которой сформировались основные типы метаболизма живой клетки. В контексте геоисторических данных становятся более понятными (как причинно обусловленные) фундаментальные особенности функционирования живого вещества во всей биологической иерархии, историческая роль живого в преобразовании нашей планеты, современное состояние биосферы и ее будущее.

Настоящее исследование проводится в рамках комплексной программы № 25 Президиума Российской академии наук “Происхождение и эволюция жизни на Земле” и при поддержке гранта Президента РФ № НШ.1790.2003.5

## Литература

- Бактериальная палеонтология / Под ред. А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
- Богоров В.Г. Планктон Мирового океана. М.: Наука, 1974. 320 с.
- Виноградов М.Е., Лисицын А.П. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 5–24.
- Гниловская М.Б. Древнейшие аннелидоморфы из верхнего рифея Тимана // ДАН. 1998. Т. 359, № 3. С. 369–372.

- Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р. и др. Доздиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 11–39.
- Добрецов Н.Л. Корреляция биологических и геологических событий в истории Земли и возможные механизмы биологической эволюции // Палеонтол. журн. 2003. № 6. С. 4–15.
- Заварзин Г.А. Становление биосферы // Вестн. РАН. 2001. Т. 71, № 11. С. 988–1001.
- Заварзина Д.Г. Роль диссимилаторных железоредуцирующих бактерий в преобразовании минералов железа // Палеонтол. журн. 2004. № 3. С. 3–10.
- Иванцов А.Ю., Федонкин М.А. Следы самостоятельного передвижения – финальное доказательство животной природы эдиакарских организмов // Материалы II Междунар. симпозиума “Эволюция жизни на Земле” / Под ред. В.М. Подобиной. Томск: НТЛ, 2001. С. 133–137.
- Лисицын А.П. Основные понятия биогеохимии океана // Биогеохимия океана / Под ред. А.С. Монины и А.П. Лисицына. М.: Наука, 1983. С. 9–32.
- Малахов В.В. Основные этапы эволюции эукариотных организмов // Палеонтол. журн. 2003. № 6. С. 25–32.
- Морозов Н.П. Химические элементы в гидробионтах и пищевых цепях // Биогеохимия океана / Под ред. А.С. Монины и А.П. Лисицына. М.: Наука, 1983. С. 127–165.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Ст. 1: Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 10–32.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Ст. 2: Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 1. С. 26–54.
- Соколов Б.С. Докембрийская биосфера в свете палеонтологических данных // Вестн. АН СССР. 1972. № 8. С. 48–54.
- Соколов Б.С. Рифей и венд в геобихронологической перспективе поисков докембрийских углеводородов // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 10. С. 1389–1396.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
- Федонкин М.А. Холодная зря животной жизни // Природа. 2000. № 9. С. 3–11.
- Федонкин М.А. Сужение геохимического базиса жизни и эвкарриотизация биосферы: причинная связь // Палеонтол. журн. 2003. № 6. С. 33–40.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 376 с.
- Чумаков Н.М. Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 млрд лет // ДАН. 2001. Т. 381, № 5, С. 652–655.
- Чумаков Н.М. Ледниковый и безледниковый климат в докембрии // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 259–270.
- Шестаков С.В. О ранних этапах биологической эволюции с позиций геномики // Палеонтол. журн. 2003. № 6. С. 50–57.
- Anbar A.D., Knoll A.H. Proterozoic ocean chemistry and evolution: a bioinorganic bridge? // Science. 2002. Vol. 297. P. 1137–1142.
- Ayala F.J., Rzhetsky A., Ayala F.J. Origin of the metazoan phyla: Molecular clocks confirm paleontological estimates // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1998. Vol. 95, N 2. P. 606–611.
- Brasier M.D., Green O.R., Jephcoat A.P. et al. Questioning the evidence for Earth's oldest fossils // Nature. 2002. Vol. 416. P. 76–81.
- Brasier M.D., Lindsay J.F. A billion years of environmental stability and the emergence of eukaryotes: New data from Northern Australia // Geology. 1998. Vol. 26, N 6. P. 555–559.
- Brocks J.J., Logan G.A., Buick R., Summons R.E. Archean molecular fossils and the early rise of eukaryotes // Science. 1999. Vol. 285. P. 1033–1036.
- Broecker W.S. A kinetic model for the chemical composition of sea water // Quaternary Research. 1971. Vol. 1. P. 188–207.
- Bromham L., Rambaut A., Fortey R. et al. Testing the Cambrian explosion hypothesis by using a molecular dating technique // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1998. Vol. 95. P. 12386–12389.
- Cammack R. Nickel in metalloproteins // Adv. Org. Chem. 1988. Vol. 32. P. 297–333.

- Castresana J., Moreira D.* Respiratory chains in the last common ancestor of living organisms // *J. Mol. Evol.* 1999. Vol. 49. P. 453–460.
- Cervantes C., Campos-Garcia J., Devars S.* et al. Interactions of chromium with microorganisms and plants // *FEMS Microbiol. Rev.* 2001. Vol. 25, N 3. P. 335–347.
- Copper A., Fortey R.* Evolutionary explosions and the phylogenetic fuse // *TREE.* 1998. Vol. 13. P. 151–156.
- Cowen J.P., Massoth G.J., Baker E.T.* Bacterial scavenging of Mn and Fe in a mid- to far-field hydrothermal particle plume // *Nature.* 1986. Vol. 322. P. 169–171.
- Doolittle W.F.* The nature of the universal ancestor and the evolution of the proteome // *Curr. Opin. Struct. Biol.* 2000. Vol. 10. P. 355–358.
- Ermiler U., Grabarse W., Shima S.* et al. Active sites of transition metal enzymes with a focus on nickel // *Curr. Opin. Struct. Biol.* 1998. Vol. 8. P. 749–758.
- Fedonkin M.A.* The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record // *Paleontol. Res.* 2003. Vol. 7, N 1. P. 9–41.
- Fedonkin M.A., Waggoner B.M.* The Late Precambrian fossil *Kimberella* is a mollusc-like bilaterian organism // *Nature.* 1997. Vol. 388. P. 868–871.
- Fedonkin M.A., Yochelson E.L.* Middle Proterozoic (1.5 Ga) *Horodyskia moniliformis* Yochelson and Fedonkin, the oldest known tissue grade colonial eukaryote // *Smithson. Contrib. Paleobiol. Wash. (D.C.).* 2002. N 94. 29 p.
- Fraústo da Silva J.J.R., Williams R.J.P.* The biological chemistry of the elements: the inorganic chemistry of life. Oxford: Clarendon Press, 1997. 561 p.
- Grey K., Williams I.R., Martin D.M.B.* et al. New occurrences of “strings of beads” in the Bangemall Supergroup: a potential biostratigraphic marker horizon // *Geol. Surv. West. Australia, Ann. Rep.* 2000–2001. Perth, GSWA, 2002. P. 69–73.
- Han T.M., Runnegar B.* Megascopic eukaryotic algae from the 2.1-billion-year-old Negaunee iron-formation, Michigan // *Science.* 1992. Vol. 257. P. 232–235.
- Heckman D.C., Geiser D.M., Eidell B.R.* et al. Molecular evidence of early colonization of land by fungi and plants // *Science.* 2001. Vol. 293. P. 1129–1133.
- Hedges S. B., Chen H., Kumar S.* et al. A genomic timescale for the origin of eukaryotes // *Evol. Biol.* 2001. Vol. 1, N 4. P. 1–10.
- Hille R.* Molybdenum and tungsten in biology: [Review] // *Trends Biochem. Sci.* 2002. Vol. 27, N 7. P. 360–367.
- Holland H.D.* Early Proterozoic atmospheric change // S. Bengtson (ed.). Early life on Earth. Nobel Symp. N. 84. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1994. P. 237–244.
- Kletzin A., Adams M.W.* Tungsten in biological systems // *FEMS Microbiol. Rev.* 1996. Vol. 18, N 1. P. 5–63.
- Knoll A.H.* The early evolution of eukaryotes: a geological perspective // *Science.* 1992. Vol. 256. P. 622–627.
- Knoll A.H.* Proterozoic and Early Cambrian protists: evidence for accelerating evolutionary tempo // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 1994. Vol. 91. P. 6743–6750.
- Knoll A.H.* Breathing room for early animals // *Nature.* 1996. Vol. 382. P. 111–112.
- Knoll A.H.* Life on a young planet: the first three billion years of evolution on Earth. Princeton; Oxford: Princeton Univ. Press, 2003. 277 p.
- Konhauser K.O.* Bacterial iron biomineralization in nature // *FEMS Microbiol. Rev.* 1997. Vol. 20. P. 315–326.
- Konhauser K.O., Ferris F.G.* Diversity of iron and silica precipitation by microbial mats in hydrothermal waters, Iceland: implications for Precambrian iron formations // *Geology.* 1996. Vol. 24. N 4. P. 323–326.
- Lambert I.B., Beukes N.J., Klein C., Veizer J.* Proterozoic mineral deposits through time // J.W. Schopf and C. Klein (Eds.). The Proterozoic biosphere: A multidisciplinary study. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. P. 59–62.
- Lasaga A.C., Ohmoto H.* The oxygen geochemical cycle: dynamics and stability // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. Vol. 66. P. 361–381.
- Lee M.S.Y.* Molecular clock calibrations and metazoan divergence dates // *J. Mol. Evol.* 1999. Vol. 49. P. 385–391.

- Lowe D.R. Early environments: constraints and opportunities for early evolution // S. Bengtson (ed). Early life on Earth. Nobel Symp. N. 84. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1994. P. 25–35.
- Lowenstam H.A., Weiner S. On Biomineralization. Oxford: Oxford University Press, 1989. 324 p.
- Lutzoni F., Pagel M., Reeb V. Major fungal lineages are derived from lichen symbiotic ancestors // Nature. 2001. Vol. 411. P. 937–940.
- L'vov N.P., Nosikov A.N., Antipov A.N. Tungsten-containing enzymes // Biochemistry (Moscow). 2002. Vol. 67, N 2. P. 196–200.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Siever R. Secular change in chert distribution: a reflection of evolving biological participation in the silica cycle // Palaios. 1989. Vol. 4. P. 519–532.
- Margulis L. Origins of eukaryotic cells. New Haven: Yale Univ. Press, 1970. 349 p.
- Martin W., Müller M. The hydrogen hypothesis for the first eukaryote // Nature. 1998. Vol. 392. P. 37–41.
- McClendon J.H. Elemental abundance as a factor in the origins of mineral nutrient requirements // J. Mol. Evol. 1976. Vol. 8. P. 175–195.
- Moreira D., Lopez-Garcia P. Symbiosis between methanogenic archaea and delta-proteobacteria as the origin of eukaryotes: the syntrophic hypothesis // J. Mol. Evol. 1998. Vol. 47. P. 517–530.
- Myers C.R., Nealson K.H. Bacterial manganese reduction and growth with manganese oxide as the sole electron acceptor // Science. 1988. Vol. 240. P. 1319–1321.
- Nisbet E. The realm of Archaean life // Nature. 2000. Vol. 405. P. 625–626.
- Ohmoto H. When did the Earth's atmosphere become oxic? // Geochem. News. 1997. Vol. 93. P. 26–27.
- Parkes R.J., Cragg B.A., Bale S.J. et al. Deep bacterial biosphere in Pacific Ocean sediments // Nature. 1994. Vol. 371. P. 410–413.
- Pavlov A.A., Kasting J.F., Brown L.L. et al. Greenhouse warming by CH<sub>4</sub> in the atmosphere of Early Earth // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 11981–11990.
- Pederson K. The deep subsurface biosphere // Earth Sci. Rev. 1993. Vol. 34. P. 243–260.
- Ragsdale S.W. Nickel biochemistry // Curr. Opin. Chem. Biol. 1998. Vol. 2, N 2. P. 208–215.
- Ragsdale S.W., Kumar M. Nickel-containing carbon monoxide dehydrogenase/acetyl-CoA synthase // Chem. Rev. 1996. Vol. 96. P. 2515–2539.
- Rasmussen B., Bengtson S., Fletcher I.R., McNaughton N.J. Discoidal impressions and trace-like fossils more than 1200 million years old // Science. 2002. Vol. 296. P. 1112–1115.
- Rothschild L.J., Mancinelli R.L. Life in extreme environments // Nature. 2001. Vol. 409. P. 1092–1101.
- Russell M.J. The generation at hot springs of ores, microbialites and life // Ore Geol. Rev. 1996. Vol. 10. P. 199–214.
- Schopf J.W. Cradle of life: The discovery of Earth's earliest fossils. Princeton (New Jersey): Princeton Univ. Press, 1999. 367 p.
- Schopf J.W., Klein C. (Eds.). The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. 1348 p.
- Schwartzman D. Life, temperature, and the Earth: The self-organizing biosphere. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1999.
- Summit M., Baross J.A. A novel microbial habitat in the mid-ocean ridge seafloor // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 2001. Vol. 98. P. 2158–2163.
- Summons R.E., Jahnke L.L., Hope J.M., Logan G.A. 2-Methylhopanoids as biomarkers for cyanobacterial oxygenic photosynthesis // Nature. 1999. Vol. 400. P. 554–557.
- Sun Weiguo, Wang Guixiang, Zhou Benhe. Macroscopic worm-like body fossils from the Upper Precambrian (900–700 Ma), Huainan district, Anhui, China and their stratigraphic and evolutionary significance // Precambrian Res. 1986. Vol. 31. P. 377–403.
- Stetter K.O. The lesson of Archaeobacteria // Early life on Earth. Nobel Symp. N 84. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1994. P. 143–151.
- Walter M.R., Oehler J.H., Oehler D.Z. Megascopic algae 13 000 million years old from the Belt Supergroup, Montana: a reinterpretation of Walcott's *Helminthoidichnites* // J. Paleontol. 1976. Vol. 50, N 5. P. 872–881.
- Wang G.-X. Late Precambrian Annelida and Pogonophora form the Huanian of Anhui Province // Bull. Tianjin Inst. of Geol. and Mineral Resources. 1982. Vol. 6. P. 9–22 (кит., англ. рез.).
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // Nature. 2001. Vol. 409. P. 175–178.



- Williams G.E.* Geological constraints on the Precambrian history of Earth's rotation and the Moon's orbit // *Rev. Geophys.* 2000. Vol. 38, N 1. P. 37–59.
- Williams R.J.P., Fraústo da Silva J.J.R.* The natural selection of the chemical elements: the environment and life's chemistry. Oxford: Clarendon Press, 1997. 646 p.
- Williams R.J.P., Fraústo da Silva J.J.R.* The involvement of molybdenum in life // *Biochem. and Biophys. Res. Commun.* 2002. Vol. 292, N 2. P. 293–299.
- Woese C.R., Kandler O., Wheelis M.L.* Towards a natural system of organisms: proposal for the domains Archaea, Bacteria and Eukarya // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 1990. Vol. 87. P. 4576–4579.
- Wood V., Gwilliam R., Rajadream M.A. et al.* The genome sequence of *Schizosaccharomyces pombe* // *Nature.* 2002. Vol. 415, N 6874. P. 871–880.
- Wray G.A., Levinton J.S., Shapiro L.H.* Precambrian divergences among Metazoan phyla // *Science.* 1996. Vol. 274. P. 568–573.
- Yochelson E.L., Fedonkin M.A.* Paleobiology of *Climactichnites*, an enigmatic Late Cambrian fossil // *Smithsonian Contrib. Paleobiol.* 1993. N 74.

## БАКТЕРИАЛЬНАЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И РАННИЕ СТАДИИ ЭВОЛЮЦИИ БИОСФЕРЫ

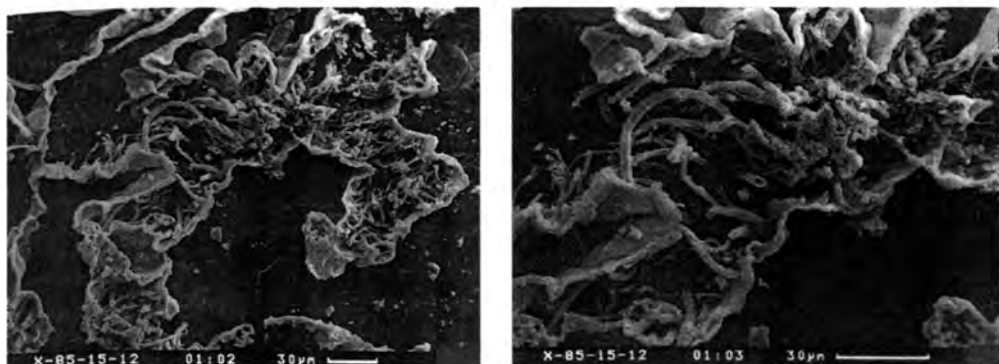
Последние два десятилетия – время переосмысления многих эволюционных, седиментологических и биосферных проблем в связи с развитием широкомасштабных экосистемно-биосферных работ [Проблемы..., 1993; Экосистемные перестройки..., 1994, 1995, 1998, 2001, 2004; Evolution..., 1997], геомикробиологии, т. е. науки о взаимодействии микроорганизмов с различными материалами, включая горные породы [Banfield, Nealson, 1997], интенсивным изучением цианобактериальных матов [Заварзин, 1994] и более простых биопленок и, наконец, со становлением бактериальной палеонтологии [Розанов, Заварзин, 1997]. Именно в процессе бактериально-палеонтологических исследований стало ясно, что микроорганизмы, и особенно бактерии, часто быстро фоссилизируются и великолепно сохраняются в ископаемом состоянии.

Начало изучения древних микрофоссилий было положено Т.С. Баргхурном, его коллегами и учениками [Barghoorn, Tylor, 1965; Schopf, 1983]. Долгое время считалось, что прекрасная сохранность характерна для микроорганизмов только в кремнистых породах.

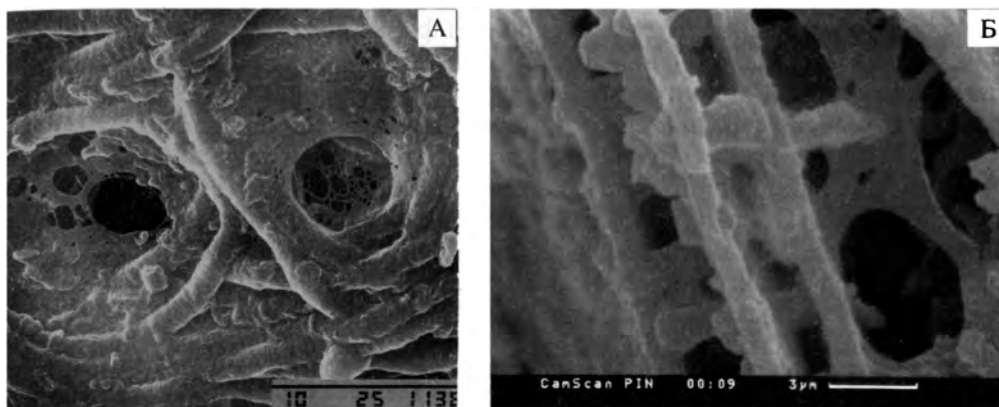
Электронная микроскопия для исследований ископаемых микроорганизмов почти не применялась, поскольку знаменитые “кремнистые биоты” и акритархи докембрия традиционно изучались в шлифах и мацерациях с помощью оптического микроскопа.

Широкое использование электронного микроскопа фактически началось с изучения микроорганизмов в древних фосфоритах Хубсугула (нижний кембрий, томмотский ярус, Монголия) [Розанов, Жегалло, 1989; Zhegallo et al., 2000]. Опыт предыдущей работы с фосфатными окаменелостями из пограничных отложений докембрия и кембрия [Розанов и др., 1969] навел на мысль о необходимости предварительного непродолжительного (обычно несколько секунд или минут) травления породы кислотами. Именно поэтому в результате разницы в растворимости карбонатов, фосфатов, кремнистой составляющей и других пород образуется рельеф, позволяющий прекрасно рассматривать ископаемые объекты (рис. 1).

Сохранность цианобактерий и других микроорганизмов оказалась удивительной, и естественно возникло представление об очень быстрой их фоссилизации. Это подтвердилось серией лабораторных опытов по фоссилизации цианобактерий [Герасименко и др., 1994, 1996, 1999], которые показали, что фосфатизация происходит всего за несколько часов. Такие же результаты были получены по карбонатизации и окремнению [Westall et al., 1995; Бактериальная палеонтология, 2002].



**Рис. 1.** Раннекембрийский цианобактериальный мат



**Рис. 2.** Современные (А) и ископаемые (Б) биопленки  
Толщина биопленок – несколько десятков нанометров

Важно отметить исследования по цианобактериальным матам [Заварзин, 1984, 1994; Герасименко, Заварзин, 1993] и биопленкам (в узком смысле) [Fossil and Recent Biofilms, 2003].

В случае с цианобактериальными матами важны их древность, почти неизмеримая со всей историей Земли, их сложная организация, включающая совокупность разных типов бактерий и вертикальную зональность, удивительная их толерантность к широкому кругу условий и приуроченность к фотической зоне различных водоемов (от луж до океанов).

Более просто устроенные биопленки распространены повсеместно, прежде всего на всех поверхностях и особенно там, где имеется любая степень смачиваемости. Их толщина может измеряться всего лишь первыми десятками нанометров. Основная масса биопленок состоит из полисахаридов, продуцируемых отдельными клетками обычно микронной размерности, но нередко и размером в первые сотни нанометров (так называемые нанобактерии) [Folk, Lynch, 1997]. При этом фоссилизация тончайших биопленок тоже происходит стремительно, и они также могут хорошо сохраняться в ископаемом состоянии (рис. 2). Осо-

бенно следует подчеркнуть пронизанность рыхлых осадков, как морских, так и пресноводных, бактериями и полисахаридными пленками, играющими огромную роль как при фиксации осадка и сохранении следов, так и при диагенезе. Параллельно с фосфоритами изучались высокоуглеродистые породы [Жмур и др., 1993, 1994, 1996], а затем и все остальные осадочные образования докембрия и фанерозоя [Бактериальная палеонтология, 2002; Rozanov et al., 1999].

Основной вывод из всех этих работ: бактерии и биопленки хорошо сохраняются в ископаемом состоянии, присутствуют во всех осадочных породах, поскольку очень быстро фоссилизуются. Это вполне соответствует тому, что сегодня бактерии встречаются везде, в любых средах и на любых поверхностях, и без их участия не обходится ни выветривание, ни перенос материала, ни седиментация, ни диагенез осадков.

Еще в XIX в. было ясно, что образование железных и серных месторождений сопряжено с деятельностью бактерий. В начале и середине XX в. представление об огромной роли бактерий при формировании различных полезных ископаемых было очень распространено. Затем такой образ мыслей решительно осудили, и долгое время разговоры на эту тему считались неприличными. Однако сегодня ясно, что образование большинства осадочных полезных ископаемых связано, прежде всего, с активным действием бактерий.

В связи с работами по бактериальному обогащению руд [Полькин и др., 1982; Karavaiko, Groudev, 1985] и по биоминералогии [Биогенный магнетит..., 1985; Lowenstam, Weiner, 1989], значение бактерий при формировании минералов и пород обсуждалось неоднократно.

Более 20 лет назад Г. Ловенштам и С. Вейнер [Lowenstam, Weiner, 1989] указали в своей сводке около 20 минералов, образующихся при активном участии бактерий. Это могут быть образования внутри клеток, такие как магнетит или сульфиды железа у магнетотактических бактерий [Kirshvink et al., 1985; Devouagard et al., 1998; Posfai et al., 1998]; в чехлах, как фосфатные и другие минералы [Герасименко и др., 1999; Zhegallo et al., 2000], а иногда одновременно и внутри, и снаружи клетки [Westall et al., 1995], проходя через оболочку, как в случае с марганцевыми минералами [Tebo et al., 1997]. Несомненно, что маты и биопленки могут служить фильтром и таким образом накапливать те или иные элементы [Жмур и др., 1994]. Несомненно также роль гликокаликса (или полисахаридов в пленках) как катализатора.

Сегодня описано уже более 100 минералов, образование которых может быть связано с деятельностью бактерий [Tazaki et al., 1997; Banfield, Nealson, 1997; American Mineralogist, 1998; Fortin et al., 1998; Герасименко и др., 1999]. Особенно интересно обнаружение среди них кварца, кристобалита, барита, полевого шпата, слоистых силикатов (глинистых минералов), многочисленных минералов железа и марганца, доломита [Vasconcelos et al., 1995] и даже форстерита [Gorbushina et al., 2001]. Особенно впечатляют работы японских исследователей во главе с К. Тазаки [Tazaki et al., 1997; Tazaki, 1999]. Результаты изучения ископаемых бактерий показывают, что минералообразование под влиянием бактерий или с их участием – процесс, который происходил на Земле всегда [Бактериальная палеонтология, 2002; Ponomarenko, 2002; Rozanov, 2002; Simakova, 2002].

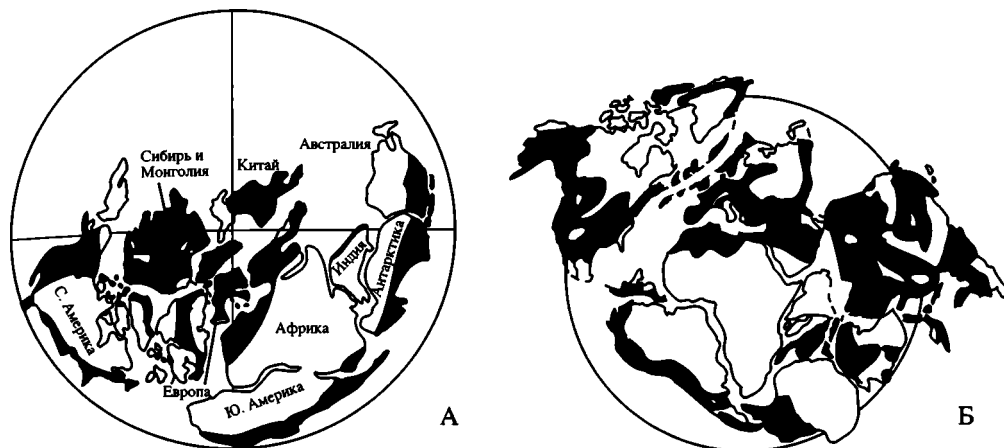


Рис. 3. Распределение эпиконтинентальных бассейнов в раннем кембрии (А) и раннем ордовике (Б) по Розанову [1999]

Черное – эпиконтинентальные бассейны

Исследование бактериального образования минералов, особенно породообразующих, еще только начинается, и поэтому сегодня очень трудно определить пропорции терригенной и аутигенно-бактериальной составляющих, например, глинистых отложений. Еще сложнее решить вопрос с карбонатами, поскольку бактерий хорошей сохранности в этих породах почти нет, хотя очевидность биогенного, а часто и собственно бактериального, происхождения карбонатов, в том числе микритов, как правило, не вызывает сомнений [Buczynski, Chafetz, 1991; Kazmierczak et al., 1996]. Анализ многочисленных опубликованных рентгено-структурных данных по бактериально образованным минералам показывает, как правило, наличие обильной аморфной фазы. Однако в случае с карбонатами мы этого не наблюдаем. Не исключено, что очень короткая аморфная стадия у арагонита и кальцита и быстрая кристаллизация этих минералов сразу разрушает клеточные оболочки и препятствует образованию объектов хорошей сохранности.

Кратко остановимся на специфике эпиконтинентальных бассейнов прошлого. Ясно, что их аналогов в настоящее время практически нет. Это были огромные по площади мелководные бассейны, занимавшие часто большую часть кратонов (рис. 3). Дно этих бассейнов находилось преимущественно в пределах фотической зоны. Это приводило к тому, что вся водная масса и донные осадки были буквально напичканы бактериями или, точнее, микроорганизмами. Несмотря на малые глубины, придонные аноксические ситуации временами были обычным явлением. Чрезвычайно характерные линзовидные литологические тела небольшой мощности в разрезах платформенных областей, выклинивающиеся по простиранию и ассоциирующиеся также с выклинивающимися горизонтами палеопочв и аэрируемых поверхностей, являются показателем существования мигрирующих островов и систематического изменения донного рельефа.

В отличие от эпиконтинентальных морей, современные океанические бассейны имеют насыщенный бактериальный мир только в приповерхностном и придонном слоях. В силу этих обстоятельств модели седиментации, разработанные для современных океанических ситуаций, малопригодны для расшифровки седиментогенеза эпиконтинентальных бассейнов прошлого. Насыщенность водной массы микроорганизмами создавала трофическую специфику и специфику седиментогенеза. В частности, это касается организации транспорта на дно разного материала – в том числе глинистого. Становится ясно, что пеллетные частицы – это не только продукт планктонных фильтраторов (зоопланктона), но и результат бактериальной деятельности, приводящей к образованию пеллетоподобных частиц. Насыщенность воды и осадка микроорганизмами и полисахаридами способствовала сохранению в ископаемом состоянии следов ряби и деликатных по строению организмов. Замечу, что присутствие волноприбойных знаков в докембрийских отложениях фиксирует наличие в это время обильных микроорганизмов.

В литературе такие находки указывались неоднократно. В последнее время [Nofike et al., 2003] они были описаны из Mozam Group Южной Африки. Возраст этих отложений датирован в 2,9 млрд лет. Органическую природу этих образований подтверждает и результат изотопных исследований ( $\delta^{13}\text{C} = -24,2$ ). В. Шопф [Schopf, 2002] приводит изображение волноприбойных знаков (табл. 5, фиг. В) в породах группы Moodies (~3,3 млрд лет) Южной Африки.

Для понимания истории становления жизни на Земле необходимо кратко суммировать известные палеонтологические данные. Должны быть рассмотрены три группы докембрийских фоссилий: хемофоссилии, или биомаркеры; собственно остатки организмов и ископаемые следы. Существует множество публикаций на эту тему. Хотелось бы выделить две крупные сводки В. Шопфа [Schopf, 1983; Schopf, Klein, 1992], в которых на то время были подведены итоги изучения микрофоссилий и строматолитов докембрия. Обобщенные результаты приведены в первой работе на фиг. 15-1. Ключевые моменты, отмеченные Шопфом и его соавторами, показаны на рис. 4. Кроме этого, следует отметить сборник под редакцией С. Бенгтсона [Bengtson, 1994] и статью А. Нолла [Knoll, 1992].

Что же стало известно за последние 10–15 лет и насколько изменились наши знания и представления о начальных этапах развития жизни?

**Биомаркеры.** Интенсивное изучение хемофоссилий, или биомаркеров, привело к тому, что стали появляться данные о находках стеролов и, таким образом, о существовании эвкариот около 2,7 млрд лет тому назад [Brooks et al., 1999]. При этом количество кислорода в атмосфере должно было быть не менее 1 % от его количества в настоящее время. Как замечают в этой связи другие американские коллеги [Brake et al., 2002], появление в это время одноклеточных эвкариот само по себе должно было также повлиять на процесс увеличения кислорода и, соответственно, на окисление железа в водах морей.

**Собственно остатки организмов.** Среди этих фоссилий следует остановиться на трех разных группах: 1) остатках эвкариотных многоклеточных

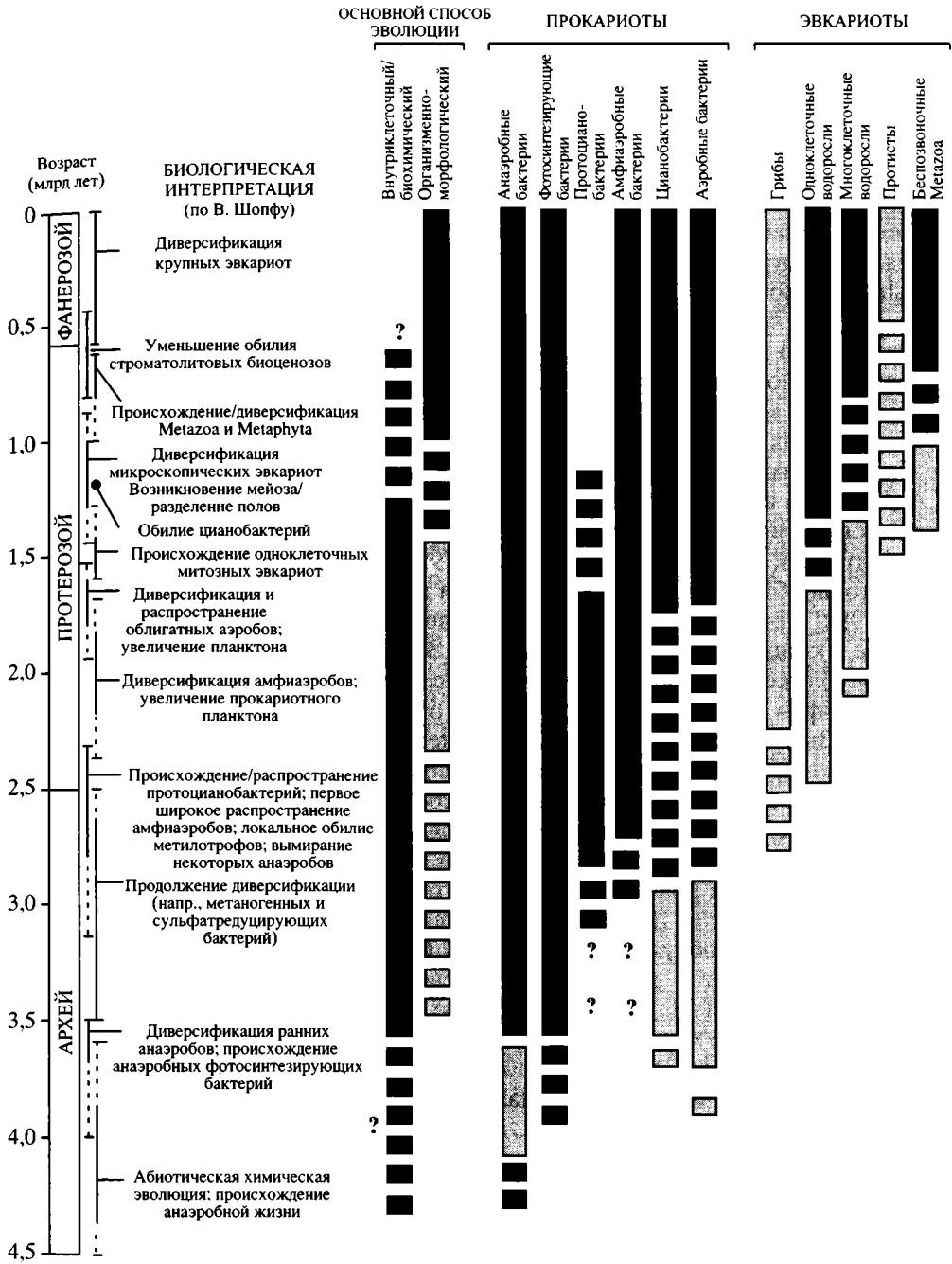


Рис. 4. События в эволюции органического мира (по [Schopf, 1983], с дополнениями)

Черное — по Шопфу, серое — дополнения

организмов, 2) остатках эвкариотных одноклеточных организмов, 3) остатках прокариот.

*Остатки многоклеточных эвкариот.* Идя вниз по стратиграфической шкале от широко известных ископаемых начала кембрия (со скелетом), затем вендо-эдиакарского типа, прежде всего следует указать на рифейские аннелидоподобные организмы севера Европейской России и Китая [Weigou et al., 1986; Гниловская, 1998; Гниловская и др., 2000], лахандинские *Rugosoopsis* [Тимофеев, Герман, 1979; Герман, Подковыров, 2004] и на *Udokania problematica* Leites, описанную много лет назад из удоканской серии Сибири. Поначалу не вызывавшая сомнений находка удоканий, по мнению В.В. Меннера, Б.С. Соколова, Р.Ф. Геккера и других ученых, была принята за остатки либо кишечнополостных, либо кольчатых червей. Некоторые исследователи эти образования считали абиогенными, и они были выброшены из палеонтологической летописи. Однако никто не опубликовал никаких серьезных аргументов в пользу последней точки зрения. Специальное переизучение многочисленных дополнительных образцов позволило убедительно показать их биогенную природу. Т.А. Саютина и Е.С. Вильмова [1990] описали два вида *Udokania* и четко аргументировали невозможность считать эти образования псевдоморфозами по скаполиту, как это полагал Л.И. Салоп [1982]. Но даже после этого зарубежные авторы обзоров и статей по эволюции жизни в докембрии [Bengtson, 1994; Knoll, 1992] и ряд российских исследователей игнорировали эти данные.

Еще в конце 70-х – начале 80-х годов З. Валенчак [Walenczak, 1978, 1979, 1981] опубликовал первые результаты исследования дефектных структур и псевдоморфоз методом темного поля в оптическом микроскопе в древних породах. Выяснилось, что в метаморфических породах органическое вещество влияет на образование кристаллов, создавая дефектные структуры. Таким образом, была обнаружена возможность распознавания “теней” биологических объектов, находившихся в породе до момента перекристаллизации. Описывались остатки возможных грибов из амфиболитов фундамента Восточно-Европейской платформы и графитовых мраморов слюдянской серии Южного Прибайкалья [Валенчак, Розанов, 1986].

Вообще, когда обсуждаются вопросы появления тех или иных групп, чаще всего забывают о грибах. В этой связи хотел бы напомнить работы Б.В. Тимофеева и Т.Н. Герман, особенно убедительные по материалам лахандинской свиты Учуро-Майского района Сибири (около 1 млрд лет).

Крайне интересны так называемые *Grypania* из протерозойских отложений Северной Америки и Китая [Han, Runnigar, 1992; Weigou, 1994]. Обычно их находили в верхах протерозоя. Однако Т. Хен и Б. Раннигер описали грипаний из формации Негауни Айрон Мичигана, возраст которой ~2,1 млрд лет. Похоже, большинство исследователей сходится на том, что грипаний несомненно принадлежат многоклеточным эвкариотным организмам, вероятнее всего, водорослям.

Следующую группу ископаемых, относимых к эвкариотам, представляет ассоциация *Chuaria-Tawuia*. Особенно подробно этих ископаемых исследовал Г. Хофман. Последняя его сводка опубликована в сборнике под редакцией С. Бенгтсона [Bengtson, 1994].



Наиболее древние находки этой группы организмов известны из Китая в отложениях с возрастом 1,7 млрд лет. В. Тайседер [Taussèdre, 2003] полагает, что это все разные стадии одного организма и предположительно считает их родоначальником Metazoa и грибов.

*Одноклеточные эвкариоты.* К числу вероятных одноклеточных эвкариотных организмов следует прежде всего отнести разнообразные акритархи. Можно достаточно уверенно полагать их присутствие уже в ганфлинтской биоте [Schopf, 1983; Pflug, Reitz, 1985; Knoll, 1994; Бактериальная палеонтология, 2002].


Особенно хочу обратить внимание на незаслуженно забытую работу Б.В. Тимофеева [1982], в которой изображены акритархи из верхнеархейских и нижнепротерозойских образований. Еще в 1981 г., т. е. 25 лет тому назад, Б.В. Тимофеев составил чрезвычайно показательную таблицу (рис. 5).

Следует, конечно, отвлечься от номенклатурных вопросов и обратить внимание на разнообразие форм в нижнем протерозое и верхнем архее, размером в несколько десятков микрон: *Protasfaeridium turbercaliferum* Tim. и *Trematosfaeridium holtedahlii* Tim. из лопия (верхний архей) и сараолия (нижний протерозой) Карелии. Особенно многочисленны и разнообразны сфероморфиды из ятулия. Таким образом, уже после этой публикации Б.В. Тимофеева следовало сделать вывод о существовании эвкариот в позднем архее.

Сегодня нет пока уверенных данных о присутствии в самых древних матах и биопленках протистов, хотя исключить это также невозможно. Во всяком случае, в современных биопленках они широко представлены и составляют неотъемлемую их часть [Arndt et al., 2003]. Особенно следует иметь в виду амебы и различные флагелляты.

*Прокариоты.* О находках прокариот я уже писал выше. Но все же напомним достаточно интересные данные из раннего архея [Walsh, 1992; Schopf, 1993; Весталл, Велш, 2002]. Вероятно, в архее разнообразие бактериальных сообществ было уже достаточно большим. Во всяком случае нет сомнений в существовании сообществ корвыветривания подповерхностных ассоциаций, широко развитых термальных источников и озер и “морей”. Особо следует отметить ассоциации микроорганизмов на границе суша – вода. Думаю, что рельеф поверхности был достаточно специфичен, без огромных горных сооружений (рис. 6). В раннем протерозое количество находок очень велико [Schopf, 1983; Бактериальная палеонтология, 2002; и т.д.]. Рифей же просто напичкан остатками прокариот. Однако наибольший интерес представляют находки, достаточно обоснованно интерпретируемые как цианобактерии. Мне кажется, если учесть время появления кислорода, что первые же находки строматолитов можно смело считать временем достоверного появления цианобактерий.

*Ископаемые следы.* Долгое время главное внимание обращалось на изменение характера ископаемых следов при переходе от докембрия к кембрию. Действительно, картина распределения следов в докембрии и кембрии достаточно контрастная. Однако представляется, что увлечение данным пограничным интервалом привело к снижению внимания к докембрийским следам и особенно к их поиску в архейских и нижнепротерозойских отложе-

		Микрофоссилии	
Возраст			
Род	Протерозой		Архей
	нижний	верхний	
		Рифей	Венд
<i>Protosphaeridium</i> Tim.			
<i>Kildinella</i> Tim.			
<i>Ethmosphaeridium</i> Tim.			
<i>Stictosphaeridium</i> Tim.			
<i>Bavlinella</i> Schep.			
<i>Leiosphaeridia</i> Eis.			
<i>Trachysphaeridium</i> Tim.			
<i>Ocridosphaeridium</i> Tim.			
<i>Tylosphaeridium</i> Tim.			
<i>Lophosphaeridium</i> Tim.			
<i>Trichosphaeridium</i> Tim.			
<i>Orymatosphaeridium</i> Tim.			
<i>Favosphaeridium</i> Tim.			
<i>Trematosphaeridium</i> Tim.			
<i>Nucellosphaeridium</i> Tim.			
<i>PterospERMOSIMORPHA</i> Tim.			
<i>Zonosphaeridium</i> Tim.			
<i>Tasmanites</i> New.			
<i>Turuchanica</i> Rud.			
<i>Podiella</i> Tim.			
<i>Goryniella</i> Tim.			
<i>Jinglectia</i> Tim.			
<i>Careitella</i> Tim.			
Силуэтные формы			
Деленые сфероморфиды			
<i>Gloeosarcinomorpha</i> Zal.			
<i>Synsphaeridium</i> Eis.			
<i>Symplassosphaeridium</i> Tim.			
<i>Polyedrosphaeridium</i> Tim.			
<i>Plusomycetes</i>			
Трихомы			
Подгруппа	M o n o s p h a e r i t a e		Polysphaeritae
Группа	S p h a e r o m o r p h i d a		

 1

Рис. 5. Схема распространения сфероморфид в докембрии (составил Б.В. Тимофеев, 1981 г.)

1 – мегасфероморфиды и субмегасфероморфиды

ниях. Вместе с тем, совсем недавно были описаны интереснейшие следы (возможно, слепки), названные *Horodyskia* и интерпретированные как следы колониальных тканевых организмов [Fedonkin, Yochelson, 2002; Gray et al., 2002]. Возраст этих следов ~1,5 млрд лет. Еще ранее были упомянуты следы, обнаруженные Б. Шишкиным (Новосибирск) на Сибирской платформе (Игарский район) в чернореченской свите нижнего рифея. По своей форме (и, следовательно, характеру движения) они несомненно принадлежат целоматным червеобразным организмам.

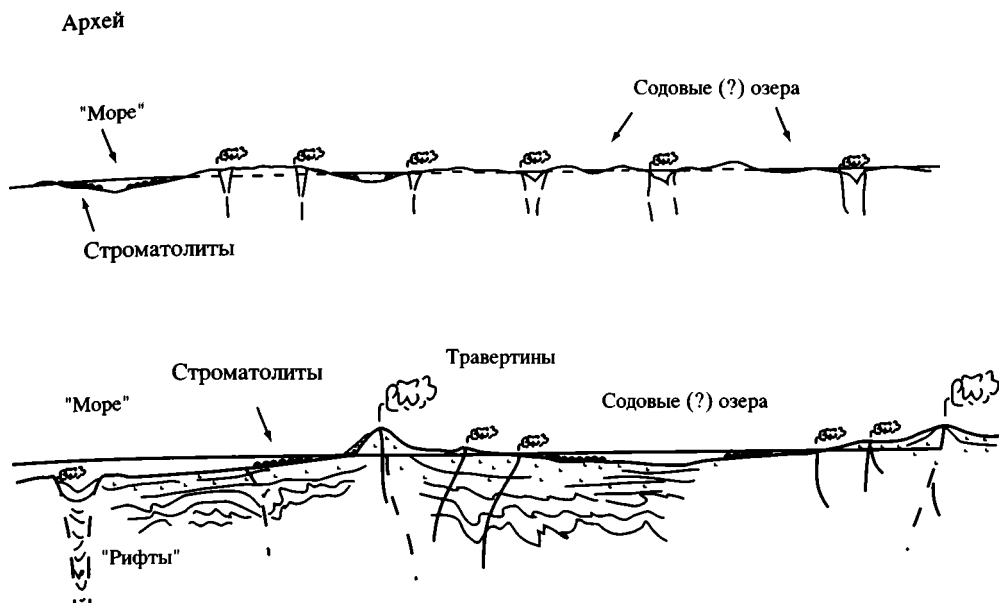


Рис. 6. Архейский ландшафт

Пояснения см. в тексте

Характер следов, отражающий характер движения организмов по дну, обладает замечательной информацией об их строении.

Движение с помощью ресничек не характерно для большинства групп беспозвоночных животных. При этом следует иметь в виду и то, что движение с помощью ресничек осуществляется животным длиной около или менее 1 мм. Поэтому положение следов животных, перемещающихся с помощью ресничек в древних породах, особенно в метаморфизованных породах, маловероятно. Известны, однако,двигающиеся с помощью ресничек вполне крупные животные немертины. Так, современный вид *Lineus longissimus* имеет длину до 2 м, при ширине всего 1–2 мм.

Мышечные механизмы движения достаточно разнообразны. Это локомоторные волны, перистальтические движения, шагания (характерный пример – гусеницы) и т.д. Но важно, что все они создаются благодаря наличию разных мышц.

Отсюда следует, что даже прямой след, если это действительно след, имеющий сантиметровую размерность, может быть оставлен, как правило, только организмом с мышцами. Если же след имеет более сложную форму (например, синусоидоподобную), то есть все основания полагать, что мы имеем дело с настоящим целоматным организмом.

Таким образом, на основе палеонтологических данных намечается следующая последовательность появления (обнаружения) разных групп организмов: бактерии ~3,8–4,0 млрд лет (при этом, вероятно, правильно, что вначале появились или начали широко функционировать анаэробные бактерии и

несколько позднее – аэробные), цианобактерии ~3,5–3,8 млрд лет, одноклеточные эвкариоты ~ как минимум 2,7 млрд лет, грибы – не позднее ~2,4 млрд лет (а, вероятно, древнее), многоклеточные водоросли и низшие Metazoa (ацеломаты) – древнее ~2,1 млрд лет, а целоматы древнее ~1,5–1,6 млрд лет.

С большой долей уверенности можно считать, что наша биосфера, как давно полагают многие, сначала была прокариотной. Затем очень продолжительное время она находилась в “промежуточном” состоянии, когда постепенно появлялись эвкариоты (внутри этого периода можно наметить более мелкие этапы, например, с появления целомат и т.д.). И, наконец, в фанерозое биосфера приобретает современный вид, когда решающую роль уже играют эвкариоты.

Теперь несколько слов о составе древней атмосферы и времени появления кислорода. В.И. Виноградов [1980] на основе исследований изотопов серы уже довольно давно высказал предположение, что кислородная атмосфера, сходная с современной, существует практически с архея. Эти представления были встречены, мягко говоря, прохладно, и до сих пор существует устойчивое убеждение, что в архее атмосфера долгое время была восстановительной.

Данные, которые обсуждаются в настоящей статье, недвусмысленно указывают на достаточно раннюю оксигенезацию атмосферы. Ранее уже говорилось о стеролах с возрастом 2,7 млрд лет, свидетельствующих о наличии в этом времени эвкариот. Добавив сюда грибы из амфиболитов фундамента Восточно-Европейской платформы и графитовых сланцев Сибири, удокании (вероятно, кишечнополостные), следы целоматных животных и эвкариотный планктон (акритархи) в позднем архее и раннем протерозое, получим совершенно иную картину (рис. 7). К выводам такого толка, исходя из самых разных фактов, приходят сейчас многие исследователи. Интересны, например, исследования Я. Ватанабе и Х. Омото [Watanabe, Ohmoto, 2002] цериевых аномалий из древних палеопочв Южной Африки, возраст которых составляет 2,4–2,6 млрд лет. Эти авторы настаивают на существовании в то время кислородной атмосферы.

Очень важные результаты были получены и по балансу урана в архейском “океане” [Yamaguchi, Ohmoto, 2002]. Я обращал внимание на недостаточную корректность примера с уранинитом, приведенного группой авторов в книге Шопфа [Schopf, 1983; глава 2, рис. 11–13]. Изображенные там зерна уранинита не могут быть окатанными обломочными зернами в силу того, что они слишком малы (менее 0,15 мм). Я думаю, что необходимо внимательное переизучение этого материала. Не исключено, что форма зерен объясняется их бактериальной природой. Таким образом, один из главных аргументов гипотезы восстановительной атмосферы того времени может оказаться несостоятельным. Можно приводить и другие примеры исследований, говорящих о раннем появлении кислорода в атмосфере. Приведу еще только один пример. Из архейских пород Канады (~2,7 млрд лет) изучались изотопы кислорода в гематитовых кристаллах. Полученные результаты позволяют авторам считать, что в это время атмосфера была кислородной [Ikemi et al., 2002].

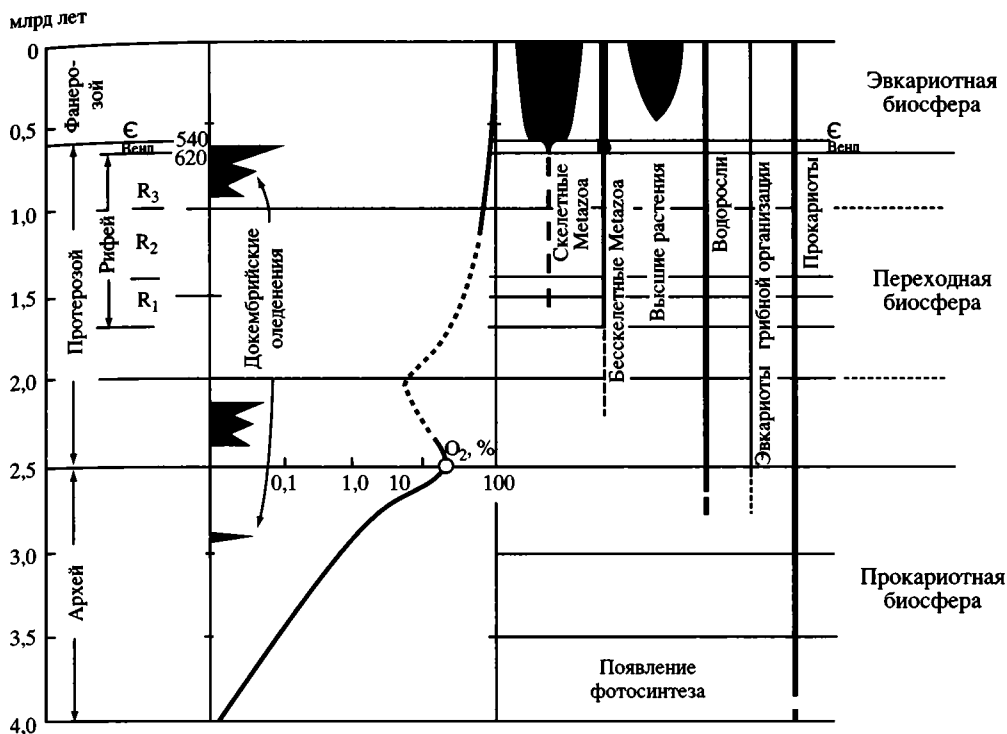


Рис. 7. Появление разных групп организмов в истории Земли и схема оксигенезации атмосферы

Гораздо более ранняя, чем обычно считалось, оксигенезация атмосферы подкрепляет представление о достаточно раннем появлении цианобактерий и цианобактериальных матов. Во всяком случае, не исключено, что известные ископаемые и Шопфа, и Велш, и Весталл из Южной Африки и Австралии могут быть цианобактериями (3,5 млрд лет), тем более, что Весталл описала ископаемые бактерии и стромалитоподобные образования.

Работа выполнена по Программе Президиума РАН "Возникновение и эволюция биосферы", подпрограммы II ("Возникновение жизни и эволюция геобиологических систем") и при поддержке грантами НШ-974.2003.5; 02-04-48094.

### Литература

- Бактериальная палеонтология / Под ред. А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН. 2002. 188 с.  
 Биогенный магнетит и магниторецепция / Под ред. Дж. Кишвинка, Д. Дусокса, Б. Мак-Фаддена / Пер. с англ. под ред. В.А. Троицкой и Ю.А. Холодова. М.: Мир, 1989. 525 с.  
 Валенчак З., Розанов А.Ю. Древнейшие эвкариоты? // Палеонтол. журн. 1986. № 4. С. 99–101.  
 Весталл Ф., Велш М. Ископаемые бактерии и бактериальные биопленки // Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 84–90.

- Виноградов В.И.* Роль осадочного цикла и геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.
- Герасименко Л.М., Гончарова И.В., Жегалло Е.А.* и др. Процесс минерализации (фосфатизации) нитчатых цианобактерий // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 2. С. 208–214.
- Герасименко Л.М., Гончарова И.В., Заварзин Г.А.* и др. Динамика высвобождения и поглощения фосфора цианобактериями // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 348–458.
- Герасименко Л.М., Заварзин Г.А.* Реликтовые цианобактериальные сообщества // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 222–254.
- Герасименко Л.М., Заварзин Г.А., Розанов А.Ю., Ушатинская Г.Т.* Роль цианобактерий в образовании фосфатных минералов // Журн. общ. биологии. 1999. Т. 60, № 4. С. 415–430.
- Герман Т.Н., Подковырев В.Н.* О животной природе *Rugosoopsis* // Палеонтол. журн. 2004 (в печати).
- Гниловская М.Б.* Древнейшие аннелидоморфы из верхнего рифея Тимана // ДАН. 1998. Т. 359, № 3. С. 369–372.
- Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р.* и др. Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 11–39.
- Жмур С.И., Горленко В.М., Розанов А.Ю.* и др. Цианобактериальная бентосная система – продуцент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 2. С. 122–124.
- Жмур С.И., Розанов А.Ю., Кравченко С.М., Жегалло Е.А.* О генезисе богатых редкоземельно-ниобиевых руд Томтора (север Сибирской платформы) // ДАН. 1994. Т. 336, № 3. С. 372–375.
- Жмур С.И., Розанов А.Ю., Лобзова Р.В., Жегалло Е.А.* Об источнике углерода графитовых руд Ботокольского щелочного массива (Восточный Саян) // ДАН. 1996. Т. 348, № 3. С. 360–362.
- Заварзин Г.А.* Бактерии и состав атмосферы. М.: Наука, 1984. 199 с.
- Заварзин Г.А.* Реликтовые прокариотные сообщества гипергалинных водоемов морского происхождения // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 318–325.
- Полькин Г.И., Адамов Э.В., Панин В.В.* Технология бактериального выщелачивания цветных и редких металлов. М.: Недра, 1982. 288 с.
- Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. 314 с.
- Розанов А.Ю.* Ископаемые бактерии и новый взгляд на процесс седиментации // Соросовский образовательный журн. 1999. № 10. С. 63–68.
- Розанов А.Ю., Жегалло Е.А.* К проблеме генезиса древних фосфоритов Азии // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 67–82.
- Розанов А.Ю., Заварзин Г.А.* Бактериальная палеонтология // Вестн. РАН. 1997. Т. 67, № 3. С. 241–245.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.В.* и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 380 с.
- Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С.* и др. Решение о выборе стратиграфической границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 21–31.
- Салоп Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Саютина Т.А., Вильмова Е.С.* Проблематичные ископаемые *Udokania Leites* из протерозойских отложений Забайкалья // Палеонтол. журн. 1990. № 3. С. 100–105.
- Тимофеев Б.В.* Микрофоссилии раннего докембрия. Л.: Наука, 1982. С. 1–128.
- Тимофеев Б.Н., Герман Т.Н.* Докембрийская микробиота лахандинской свиты. Л.: Наука, 1979. С. 137–147.
- Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. 368 с.
- Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. 154 с.
- Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 3. М.: ПИН РАН, 1998. 132 с.
- Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 4. М.: ПИН РАН, 2001. 200 с.
- Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 6. М.: ПИН РАН, 2004. 140 с.
- American Mineralogist.* 1998. Vol. 83, N 11/12 (2). P. 1387–1607.

- Arndt H., Schmidt-Denter K., Auer B., Weiterer M. et al. Protozoans and biofilms // Fossil and Recent biofilms. Dordrecht: Kluwer, 2003. P. 161–179.
- Banfield J.F., Nealson K.H. (Eds.) Geomicrobiology: Interactions between microbes and minerals // Rev. Miner. 1997. Vol. 35. 448 p.
- Barghoorn T.S., Tylor S.A. Microorganisms from the Guntflint cherts // Science. 1965. Vol. 147, N 3658. P. 563–577.
- Bengtson S. (ed.) Early life on Earth. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1994. 630 p.
- Brake S.S., Hasiotis S.T., Dannally H.K., Connors K.A. Eukariotic stromatolite builders in acid mine drainage: Implications for Precambrian iron formations and oxygenation of the atmosphere? // Geology. 2002. Vol. 30, N 7. P. 599–602.
- Brooks J.J., Logan G.A., Buick R., Summons R.E. Archean molecular fossils and the early rise of eukaryotes // Science. 1999. Vol. 285. P. 1033–1036.
- Buczynski C., Chafetz H.C. Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of medium viscosity on mineralogy // J. Sediment. Petrology. 1991. Vol. 61. P. 226–233.
- Devouagard B., Posfai M., Xin Hua et al. Magnetite from magnetotactic bacteria: Size distributions and twinning // Amer. Mineralogist. 1998. Vol. 83. P. 1387–1398.
- Evolution of the biosphere: Records of the Queen Victoria Museum and Art Gallery Launceston / Eds. A. Yu. Rozanov, P. Vickers-Rich and C. Tassell. Melbourne, 1997. 108 p.
- Fedonkin M.A., Yochelson E.L. Middle Proterozoic (1,5 Ga) *Horodyskia moniliformis* Yochelson and Fedonkin, the oldest known tissue grade colonial eucaryote // Smithson. Contrib. Paleobiol. Wash. (D.C.). 2002. N 94. 29 p.
- Folk R.L., Lynch F.L. The possible role of nannobacteria (dwarf bacteria) in clay mineral diagenesis and the importance of careful sample preparation in high magnification SEM study // J. Sedimentary Res. 1997. Vol. 67. P. 597–603.
- Fortin D., Ferris F.G., Scott S.D. Formation of Fe-silicates and Fe-oxides on bacterial surfaces in samples collected near hydrothermal vents on the Southern Explorer Ridge in the northeast Pacific Ocean // Amer. Mineralogist. 1998. Vol. 83, N 11/12 (2). P. 1399–1408.
- Fossil and Recent Biofilms / Eds. W.E. Krumbein, D.M. Paterson and G.A. Zavarzin. Dordrecht: Kluwer, 2003. 482 p.
- Gorbushina A., Boettcher M., Brumsack H.-J. et al. Biogenic forsterite and opal as a product of biodegradation and Lichen Stromatolite Formation in Table Mountain Systems (Tepuis) of Venezuela // Geomicrob. J. 2001. N 18. P. 117–132.
- Gray K., Williams I.R., Martin D.M.B. et al. New occurrences of “strings of beads” in the Bangemall Supergroup: a potential biostratigraphic marker horizon // Geol. Surv. West. Australia, Ann. Rep., 2000–2001. Perth, GSWA. 2002. P. 69–73.
- Han T.M., Runnigar B. Megascopic eukaryotic algae from the 2,1-billion-year-old Negaunee Iron Formation, Michigan // Science. 1992. Vol. 257. P. 232–235.
- Ikemi H., Ohmoto H., Nakamura T., Shimada N. The origin of hematite crystals associated with Archean redbeds in the Lake Shebandowan Area, Canada: A preliminary study from chemical composition and oxygen isotopes // Astrobiology. 2002. Vol. 2, N 4. P. 562.
- Karavaiko G.I., Groudev S.N. (eds.) Biogeotechnology of metals: Proceed. Intern. seminar and Intern. training course. Moscow, 1985. 417 p.
- Kazmierczak J., Coleman M.L., Gruszczynski M. et al. Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas // Acta Paleontol. Polon. 1996. Vol. 41. P. 319–338.
- Knoll A.H. The early evolution of eukaryotes: A geological perspective // Science. 1992. Vol. 256, N 5057. P. 622–627.
- Knoll A.H. Neoproterozoic evolution and end nomenal change // Early life on Earth. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1994. P. 439–449.
- Lowenstam H.A., Weiner S. On biomineralization. Oxford: Oxford Univ. Press, 1989. 324 p.
- Nofike N., Hazen R., Nhleko N. Earth's earliest microbial mats in a siliciclastic marine environment (2,9 Ga Mozaan Group, South Africa) // Geology. 2003. Vol. 31, N 8. P. 673–676.
- Pflug H.D., Reitz E. Earliest phytoplankton of eukaryotic affinity // Naturwissenschaften. 1985. Vol. 72. P. 656.
- Ponomarenko A.G. Bacteriomorph structures in Mesozoic lake deposits // Proc. SPIE. 2002. Vol. 4939. P. 88–92.

- Posfai M., Buseck P., Bazylinski D., Frankel R.* Iron sulfides from magnetotactic bacteria: Structure, composition and phase transitions // *Amer. Miner.* 1998. Vol. 83, N 11/12, pt. 2. P. 1469–1481.
- Rozanov A.Yu.* Some problems of bacterial mineralization and sedimentation // *Proc. SPIE.* 2002. Vol. 4939. P. 83–87.
- Rozanov A.Yu., Zhegallo E.A., Hoover R.* Microbiota of the Botogol graphites // *Proc. SPIE.* 1999. Vol. 3755. P. 38–46.
- Schopf J.W.* (ed.) *Earth's earliest biosphere: Its origin and evolution.* Princeton: Princeton Univ. Press, 1983. 544 p.
- Schopf J.W.* Microfossils of the Early Archean Apex Chert: New evidence of the antiquity of life // *Science.* 1993. Vol. 260, N 5180. P. 640–646.
- Schopf J.W.* *Kolebka zycta.* Warszawa: Wyd-wo Nauk. PWN, 2002. 320 s.
- Schopf J.W., Klein C.* (eds.). *The Proterozoic biosphere: A multidisciplinary study.* N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1992. 1348 p.
- Simakova Y.S.* Proposed role of bacteria in volkonskoite formation // *Proc. SPIE.* 2002. Vol. 4939. P. 117–124.
- Tazaki K.* Architecture of biomats reveals history of geo-, aqua- and biosystems // *Episodes.* 1999. Vol. 22, N 1. P. 21–25.
- Tazaki K., Aoki A., Asada R.* et al. A new world in the science of biomineralization – environmental biomineralization in microbial mats in Japan // *Sci. Reports Kanazawa Univ.* 1997. Vol. 42, N 1/2. P. 1–64.
- Tebo B.M., Ghiorse W.C., Van Waasbergen L.G.* et al. Bacterially mediated mineral formation: Insights into manganese (II) oxidation from molecular genetic and biochemical studies // *Rev. Miner.* 1997. Vol. 35. P. 225–266.
- Teyssèdre B.* Chuarua, Tawuia, Longfengshania. Trois classes de fossiles precambrieus pour un mˆeme taxon // *C. r. Paleontol.* 2003. Vol. 2. P. 503–508.
- Vasconcelos C., McKeuzi J.A., Bernasconi S.* et al. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperature // *Nature.* 1995. Vol. 377. P. 220–222.
- Walenczak Z.* Metody defektoskopii optycznej w badaniach from organicznego pochodzenia w skalach // *Przegl. Geol.* 1978. N 3. S. 172–175.
- Walenczak Z.* Drobnodyspersyjna forma wyste, powania substancji organiczen w skalach // *Bull. Inst. Geol.* 1979. N 315. P. 151–166.
- Walenczak Z.* Wlasciwosci pamieciowe drobnodyspersyjnych domieszek w mineralach i mozliwosci ich wykorzystania // *Bull. Inst. Geol.* 1981. N 334. P. 5–58.
- Walsh M.M.* Microfossils and possible microfossils from the Early Archean Onverwacht Group, Barbeton Mountain Land, South Africa // *Precambrian Res.* 1992. Vol. 54. P. 271–293.
- Watanabe Y., Ohmoto H.* Ce-anomalies in the 2,6–2,4 Ga Kalkkloof paleosol in S. Africa: Evidence for the early development of an oxygenated atmosphere // *Astrobiology.* 2002. Vol. 2, N 4. P. 585.
- Weigou S.* Early multicellular fossils // *S. Bengtson* (ed). *Early life on Earth.* Nobel Symp. N 84. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1994. P. 358–369.
- Weigou Sun, Guixiang Wang, Benhe Zhou.* Macroscopic wormlike body fossils from Upper Precambrian (900–700 Ma), Huainan district, Anhui, China and their stratigraphic and evolutionary significance // *Precambrian Res.* 1986. Vol. 31. P. 377–403.
- Westall F., Boni L., Guerzoni E.* The experimental silicification of microorganisms // *Palaeontology.* 1995. Vol. 38, pt. 3. P. 495–528.
- Yamaguchi K., Ohmoto H.* Uranium budget of the Archean oceans: Implications for the Redox evolution of the atmosphere // *Astrobiology.* 2002. Vol. 2, N 4. P. 585–586.
- Zhegallo E.A., Rozanov A.Yu., Ushatinskaya G.N.* et al. Atlas of microorganisms from ancient phosphorites of Khubsugul (Mongolia). Huntsville: NASA, 2000. 167 p.



## ПРИЧИННО-СЛЕДСТВЕННЫЕ СВЯЗИ И ФАКТОРЫ ГЛОБАЛЬНЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК В ФАНЕРОЗОЕ

### ВВЕДЕНИЕ

Учение о биосфере, создателем которого является В.И. Вернадский, оформилось и наиболее последовательно развивалось им в течение последних двадцати лет жизни. Используя термин, предложенный Ж.Б. Ламарком еще в начале XIX столетия, он, следуя Э. Зюссу, рассматривал его в контексте тесных связей между органическим миром и окружающей внешней средой. В основополагающей работе “Биосфера” [1926] В.И. Вернадский основной акцент сосредоточил на проблемах геохимии и живом веществе, считая, что примат в познании биосферы в методическом плане должен быть за биохимическими исследованиями. В этой и в других более ранних работах, посвященных биосфере, В.И. Вернадский поначалу мало касался проблем ее эволюции. Однако в публикациях 30–40-х годов, обсуждая условия появления жизни на Земле и процессы ее инициального развития [1931, 1940], он уже непосредственно обратился к эволюции биосферы, подчеркивая ее этапность.

Большое внимание фундаментальным проблемам эволюции биосферы, особенно при прохождении Землей в ее истории критических рубежей, стало уделяться в последние десятилетия. В нашей стране эти исследования проводились и продолжают осуществляться в рамках проектов РФФИ, грантов научных школ и Государственных программ: “Глобальные изменения природной среды и климата”, “Экосистемные перестройки и эволюция биосферы в настоящем и геологическом прошлом”, “Проблемы зарождения биосферы и ее эволюция” и др. Их общие итоги были недавно рассмотрены на конференции “Становление и эволюция биосферно-геосферной системы” (МГУ, 2002 г.), организованной совместными усилиями геологов и биологов. Итоги работ по проблемам биосферы получили также отражение в серийных выпусках “Экосистемные перестройки и эволюция биосферы” (ПИН РАН), в отдельных сборниках ([Эволюция геологических процессов в истории Земли, 1993] и др.) или монографиях (М.И. Будыко. Эволюция биосферы [1984]; Климат в эпохи крупных биосферных перестроек [2004]; и др.). Не меньше внимания экосистемным компонентам биосферы и их перестройкам уделяется за рубежом. Отметим лишь некоторые итоговые работы: *Terrestrial Ecosystems through the Time* [1992]; *Species Diversity in Ecological Communities* [1993]; *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes* [2003]. В последней из публикаций представлены материалы международной конференции в Испании (июнь 2003 г.). Значительная часть сообщений была посвящена событиям на рубеже мела и палеогена. Однако не были обойдены вниманием и другие критические рубежи в эволюции биосферы (ордовик–силур, сеноман–турон и др.). На 32-й сес-

сии Международного геологического конгресса в Италии внимание научной общественности привлек симпозиум, посвященный катастрофам в истории Земли. На нем обсуждались события на трех важнейших биосферных рубежах фанерозоя: перми и триаса, триаса и юры, мела и палеогена.

Из наиболее объективных критериев, позволяющих судить об эволюции биосферы и экосистемных перестроек, можно выделить анализ палеоклиматов, а также изменений таксономического состава отдельных групп организмов при переходе их через критические рубежи. Одним из первых, кто обратился к проблеме биоразнообразия, был Дж. Сепкоски, сделавший акцент на построение ее кинетической модели, основанной на массовом вымирании представителей морской биоты фанерозоя в период биосферных кризисов [Sepkoski, 1976, 1979, 1984, 1986, 1992, 1996; Sepkoski, Koch, 1996; Sepkoski, Raup, 1993].

В России анализом биоразнообразия в истории фанерозоя занимались А.С. Алексеев, В.Ю. Дмитриев и А.Г. Пономаренко. Результаты их исследований опубликованы как в отдельных работах каждого из авторов, так и в их совместной монографии “Эволюция таксономического разнообразия” [Алексеев и др., 2001]. В главе “Основные закономерности эволюции таксономического разнообразия” дана масштабная оценка степени вымирания организмов на рубежах фанерозойской истории с подразделением их на три группы: “события вымирания”, “массовые вымирания-фантомы” и “настоящие массовые вымирания” (с. 99). На протяжении всего фанерозоя, по мнению авторов, можно говорить о восьми “настоящих массовых вымираниях”. К ним отнесены наиболее контрастные рубежи биосферных перестроек, приуроченные к границам систем или отделов. Однако только четыре из них претендуют на роль “великих”: на границе ордовика и силура, перми и триаса, триаса и юры, а также мела и палеогена. Другие четыре, имея все признаки массовых вымираний, уступают им по масштабности (франко-фаменское, серпуховско-башкирское, сеноман-туронское и эоцен-олигоценное). Кроме анализа биоразнообразия и оценки поведения отдельных групп морской и наземной биоты на критических рубежах, авторы, в ряде случаев, подчеркнули и продолжительность экосистемных перестроек. Важно, что в цитируемой работе были даны как качественные, так и количественные оценки эволюции таксономического разнообразия. В то же время, в этой и в публикациях других палеонтологов на эту тему редко рассматриваются причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек. Все обычно ограничивается указаниями на избирательность поражения тех или иных групп биоты при переходе критических рубежей. Рассмотрению этих вопросов, но несколько с других позиций, посвящена данная статья.

### **ПРИЧИННО-СЛЕДСТВЕННЫЕ СВЯЗИ И ФАКТОРЫ ГЛОБАЛЬНЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК В ФАНОРОЗОЕ**

Большинство признают, что ведущей силой эволюции биосферы является необратимое направленное развитие Земли, сопровождающееся ее постепенным остыванием, а также периодическими колебаниями состояния окружающей среды и климата. Это концептуальная позиция недавно рассмотре-

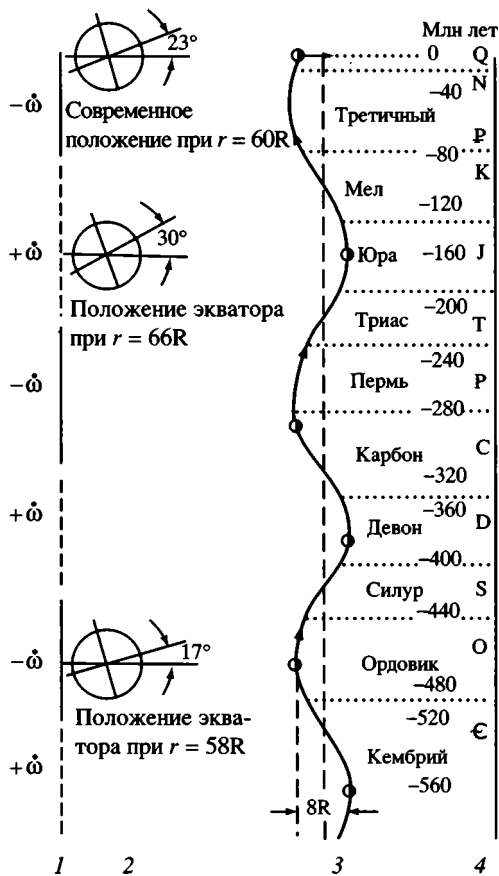
**Рис. 1.** Схема изменений режима вращения Земли и изменение наклона экватора Земли в фанерозое на основании анализа приливной системы “Земля–Луна–Солнце” (по Ю.Н. Авсюку [1991])

1 – схема изменений режима вращения Земли; 2 – наклон экватора вращения Земли к эклиптике; 3 – состояния максимального удаления и приближения Луны к Земле; 4 – шкала фанерозоя

на Н.Л. Добрецовым [2003] и Н.М. Чумаковым [Климат..., 2004]. Однако происходившие в прошлом изменения климата и, прежде всего, периодические оледенения в истории Земли, вряд ли могли бы быть связаны только с “тепловой машиной”, так как при последовательной потере Землей тепла, даже с учетом разного рода конвекций, эти климатические изменения вряд ли бы носили циклически-колебательный характер. В связи с этим нередко приводятся веские доказательства влияния на климат планеты, кроме “тепловой машины”, космических факторов. Убедительнее всего они обосновываются моделью приливной эволюции системы “Земля–Луна–Солнце” с ее влиянием не

только на климат, но и на тектогенез, а также масштабы и продолжительность биосферных перестроек [Авсюк, 1986, 1991 и др.]. Схема, иллюстрирующая эту модель, приведена на рис. 1. Концептуальной основой этой модели является исследования вариации угла наклона земной оси, зависящего, в свою очередь, от расстояния между Землей и Луной. При минимальных углах наклона земной оси, который Ю.Н. Авсюком оценивается в  $17^\circ$  (максимальный –  $30^\circ$ ), уменьшение годовой солнечной инсоляции в высоких широтах вызывает оледенение. Эта модель достаточно удовлетворительно объясняет наступление “великих” оледенений в истории фанерозоя с периодичностью 150–200 млн лет, в частности, ранневендское, позднеордовикское, пермское и позднекайнозойское, что отвечает во времени и “великим” биосферным кризисам.

К космическим факторам иного рода, но также оказывающим воздействие на биосферу Земли и выступающим попутно регуляторами биоразнообразия, относятся импактные события. В развитие широко известной парадигмы [Alvarez et al., 1980] о массовом вымирании на границе мела и палеогена, вызванном падением крупного болида в акваторию Мексикан-



ского залива и на п-ов Юкатан, появляются все новые утверждения о “спровоцированности” тех или иных биосферных кризисов фанерозоя импактными событиями. Кроме уже упомянутого выше рубежа, отмечаются, по меньшей мере, еще пять, приходящихся на поздний девон, конец триаса, границы юры и мела, эоцена и олигоцена [Rampino, 2003], палеоцена и эоцена [Kent et al., 2003]. При этом в качестве доказательств космической природы этих событий приводятся находки на поверхности Земли кратерных воронок и разного рода импактитов, приуроченных к пограничным слоям. Только в отношении двух крупнейших биосферных перестроек, происходивших на границах ордовика и силура, а также перми и триаса импактная парадигма практически пока не привлекалась. Геохимическое изучение осадочных пород, формировавшихся в аноксических условиях на этапах биосферных перестроек и особенно исследование поведения стабильных изотопов  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , позволяющих судить об изменениях глобального биохимического цикла углерода и температурах палеоокеанов, приводят к неоднозначным заключениям. В одних случаях – на границе ордовика и силура и в позднем девоне зафиксированы положительные углеродные аномалии, в других – в конце перми, а также на границе палеоцена и эоцена – отрицательные. Первые предположительно связываются с общим увеличением содержания органического углерода по мере возрастания потока поступающих питательных веществ, вторые обусловлены падением первичной продуктивности или массовым поступлением метана из гидратов [Marshall, 2003]. Наконец, несомненное влияние на климат Земли, а, следовательно, и на состояние биоты и ее разнообразие оказывает перераспределение поступающего тепла извнеземного пространства. Оно связано прежде всего с особенностями тепло- и влагопереноса из низких в высокие широты. Это зависит, в свою очередь, от распределения на земной поверхности континентальных масс, а также от наличия оптимальных меридиональных путей транспортировки тепла. Ограничение последних или формирование замкнутых течений в полярных областях приводят к образованию изолированных “холодильников”, с возникновением высокоширотных ледников.

Несомненное влияние на эволюцию биосферы и причины возникновения ее кризисов, хотя нередко гипотетическое, оказывают и другие факторы, в частности, положение континентов на земной поверхности в момент того или иного критического состояния биосферы, размах эвстатических колебаний, аномальные состояния газового состава биосферы, тектонические движения и вулканизм.

По мере накопления информации о критических рубежах биосферных перестроек фанерозоя, стала все больше вырисовываться индивидуальность каждой из них как в плане многофакторности причинно-следственных связей с абиотическими событиями глобального масштаба, так и в свете особенностей динамики биоразнообразия тех или иных групп организмов. Любые попытки унификации биосферных кризисов сталкиваются с необходимостью объяснения причин их различной продолжительности, с диапазоном от десятков или сотен тысяч лет (т.е. “мгновенных” в масштабе геологиче-

ского времени) до продолжающихся 5–10 млн лет и более. Однако биосферные преобразования отличались не только этим. Второй их особенностью являлась избирательность поражения биоты в период экосистемных кризисов, причем в одних случаях больший урон несли планктонные морские организмы фотического слоя, особенно карбонатные, в других – представители бентоса – обитатели средних и больших глубин. Определенные различия наблюдались и в поведении представителей наземной биоты, особенно высших растений при переходе критических рубежей. Некоторые наиболее масштабные глобальные кризисы, например, терминального ордовика, сопровождались редукцией биоразнообразия, коснувшейся практически всех биотических групп. Замечено, что такие кризисы происходили обычно на фоне оледенений или последние им непосредственно предшествовали. Наконец, многими специалистами подмечено “ступенчатое” сокращение биоразнообразия при подходе к биосферным рубежам. Рассмотрению отдельных групп органического мира в кризисных ситуациях посвящена масса публикаций. В то же время значительно меньше работ содержит анализ их поведения при переходе серии последовательных глобальных перестроек. В этом отношении интерес представляет работа К. Кайхо [Kaiho, 1994]. Она освещает “события вымирания” планктонных и бентосных фораминифер за последние 100 млн лет на пяти кризисных рубежах этого интервала с оценкой продолжительности каждого из них и попыткой их типизации.

Ниже рассмотрены крупнейшие биосферные кризисы фанерозоя за последние 450 млн лет с попыткой разобраться в их механизме и связи динамики биоразнообразия с возможными абиотическими событиями, их вызывающими.

### **Биосферный кризис на рубеже ордовика и силура**

Биосферный кризис терминального ордовика – один из четырех в фанерозое, характеризовавшихся “настоящим” массовым вымиранием. Он отличался целым рядом индивидуальных особенностей: был продолжительным, сопровождался существенной перестройкой таксономического состава практически всех биотических групп как бентосных, так и планктонных (трилобиты, цефалоподы, остракоды, брахиоподы, граптолиты, конодонты, органикостенный фитопланктон). Биотическая перестройка имела ступенчатый разномасштабный характер и происходила на фоне весьма заметного, хотя и относительно кратковременного материкового оледенения, следы которого особенно отчетливо проявлены в Гондване, но также были зафиксированы и в Азии. Гляциоэпоха явилась непродолжительным эпизодом существования “холодной” биосферы в недрах “теплой”. В нашей стране анализу биоты пограничного интервала ордовика и силура посвящены работы Х.С. Розман [1976, 1977], О.Б. Бондаренко [1989], Т.Н. Корень и Л.Е. Попова [1994, 1996] и др., а проблемам ордовикского оледенения – Н.М. Чумакова. Среди зарубежных исследователей, наряду с традиционным изучением поведения от-

дельных групп при переходе через критический рубеж, в последние годы стало уделяться большое внимание изотопным исследованиям и связи “углеродного события” с оледенением [Brenchley et al., 1994, 2001, 2003; Marshall, 2003; Marshall et al., 1997; и др.].

По данным Х.С. Розман, Т.Н. Корень, Л.Е. Попова, О.Б. Бондаренко, а также зарубежных специалистов [Scotese, McKerrow, 1991; и др.], основная масса континентов в ордовике была сосредоточена в Южном полушарии. В течение большей части периода существовали отчетливо выраженные климатическая зональность и высокая биохоральная дифференциация с тенденцией их возрастания к концу периода. Это подтверждается распространением в ашгилле в пределах современных континентов Северного полушария фаун трех типов – британского, норвежско-казахстанского и канадско-сибирского – и соответствующих типов ордовикско-силурийской границы. Британский тип фауны с брахиоподовым комплексом *Hirnantia* – наиболее холодноводный, так как находки этого таксона известны из марино-гляциальных отложений Северной Африки и Капской области. Из Средиземноморской области холодноводная фауна проникла в Шотландию и Аппалачи. Приэкваториальная канадско-сибирская фауна – самая тепловодная и приурочена к поясу распространения карбонатных толщ и эвапоритов. Этот пояс был наиболее удален от полюса, который – по палеомагнитным данным и площадям распространения ледниковых толщ, располагался в районе Гвинейского залива [Розман, 1976]. Широтная климатическая нивелировка произошла только в начале силура после завершения ледниковой эпохи. О высоком широтном температурном градиенте в ашгилле свидетельствуют различия в составе и разнообразии брахиопод в низких и высоких широтах, а также климатическая природа дифференциации конодонтовой фауны.

С позднеордовикскими ледниковыми покровами связано гляциоэвстатическое понижение уровня океана, его заметное обмеление, а также сокращение площадей эпиконтинентальных морей с исчезновением многих биотопов. Начавшееся оледенение особенно отразилось на стенотермной раковинной и планктонной фаунах, оно сопровождалось прекращением формирования органогенных построек. В регионах, расположенных ближе к экватору, с карбонатным осадконакоплением и формированием коралловых биогерм, брахиоподовые сообщества отличались исключительным богатством. В высоких же широтах общее количество родов не достигало и десятка. Около половины всех ордовикских брахиопод (90 из 210 родов) из ашгилла *s. str.* не переходят в хирнантий. К началу силура остаются лишь космополитные рода, но по мере развития раннесилурийской трансгрессии, за счет вновь появившихся таксонов, биоразнообразие этой группы быстро восстанавливалось. Во время оледенения произошла широкая экспансия хирнантиевой фауны, ведущей начало от холодноводных ордовикских фаун. Сначала она получила распространение, как уже было отмечено, в Средиземноморье (Марокко, Ливия), на северо-востоке Северной Америки и в Европе, Центральной и Восточной Азии, Южной Америке и Северо-Восточной Австралии. Во время кульминации оледенения ей удалось проникнуть и в низкие широты (Казахстан, Южный Китай).

Последовательность биотических и абиотических событий переходного интервала от ордовика к силуру, общей продолжительностью до 4–5 млн лет, по представлениям [Brenchley et al., 2003] и [Marshall, 2003], разворачивалась так.

Первая фаза вымирания, носившая ступенчатый характер, началась еще до ашгилла и сопровождалась исчезновением отдельных родов граптолитов и Chitinozoa, а также представителей органикостенного фитопланктона, родственных *Baltisphaeridium*. С наступлением глобального похолодания и оледенения в ашгилле, произошло падение уровня океана и понижение температуры тропических вод. Это сопровождалось вымиранием основной группы граптолитов и представителей бентосной фауны, в первую очередь, брахиопод. Можно предположить, как и при других глобальных похолоданиях, что уязвимыми, в первую очередь, оказались таксоны, в большей степени, чем другие, адаптированные к условиям “теплой биосферы”. С развитием похолодания стало возрастать содержание изотопа углерода за счет увеличения количества органических веществ в морских бассейнах. Хирнантиевая фауна появилась, когда температура воды упала до 8 °С. Уровень моря снизился на 70–100 м, и начали экспонироваться карбонатные платформы. Не случайно, крайне редко встречаются районы, где граница ордовика и силура устанавливается в монофациальных разрезах, которые известны в Южной Шотландии, Западной Прибалтике, Средней Азии, Туве, а также в Аппалачах [Розман, 1976]. Расцвет хирнантиевой фауны продолжался не менее 2 млн лет. В это время на суше произошло формирование устойчивых ледниковых щитов, достигших вскоре максимальных размеров. Температуры морских вод были минимальными. В осадках хирнантия содержание изотопа углерода  $\delta^{13}\text{C}$  неизменно оставаясь аномальным, со второй его половины начало постепенно снижаться. Экосистемный кризис достиг своей кульминации непосредственно на рубеже ордовика и силура. Начавшееся потепление сопровождалось активным таянием ледниковых щитов, быстрым повышением уровня моря и развитием аноксии в морских бассейнах. Изотопная углеродная аномалия исчезает. Быстро меняющаяся природная обстановка сопровождалась новым вымиранием, коснувшимся в большей степени бентоса, конодонтов, органикостенного фитопланктона, но практически не затронувшего граптолитов.

Как следует из модели приливной эволюции системы “Земля–Луна–Солнце” (см. рис. 1), вторая половина ордовика была временем наибольшего сближения Земли и Луны и угол наклона экватора вращения Земли к эклиптики был минимальным (17°). Это весьма способствовало формированию материкового оледенения, поскольку, как уже отмечено выше, при малых углах разность температур между полюсом и экватором становится максимальной. Таким образом, усматривается непосредственная связь между особенностями орбитально-вращательного движения системы Земля–Луна, оледенением позднего ордовика и биосферным кризисом. Для пессимального температурного пика конца ордовика было характерно аномально низкое содержание двуокси углерода [Будыко, 1984, с. 221], что отмечалось и для других эпох великих оледенений в истории Земли.

Экосистемный кризис стимулировал первое появление в силуре сосудистых наземных растений, причем развитие флоры, как и живых организмов, происходило “ступенчато”. На первом этапе, в лландовери, появились споры с трехлучевой щелью разветвления (*Ambitisporites*) и оболочкой, устойчивой к мацерации. Однако характерные для высших растений фрагменты тканей с трахеидами и кутикулы с устьицами обнаружены не были. Особенности развития почв в позднем ордовике были исследованы Г.Д. Реталлаком [Retallack, 1985]. Те почвы, которые формировались вдоль русел, были незрелыми. Более устойчивы были образующиеся на террасах. Они несут следы мозаичной бактериальной переработки. Особенность их химических преобразований свидетельствует о колонизации этих почв растениями. Нередко находят тетрады спор, подобные тем, которые можно наблюдать у современных печеночников. Однако принадлежали они, тем не менее, еще бессосудистым растениям и встречаются исключительно в прибрежно-морских осадках. В эту группу могли входить лишайники, грибы, бриофиты с укороченным жизненным циклом. Они не отличались разнообразием, но в короткий отрезок времени позднего ордовика сумели колонизовать прибрежную зону. В первой половине силура начался второй этап развития прибрежной растительности, связанный с появлением трилетных спор. Последние иногда оказываются соединенными в диады и тетрады, заключенными в общие оболочки. Они имеют орнаментацию и уже принадлежат высшим растениям. Морфологическое разнообразие спор отмечается с начала второго этапа. С лудлова уже встречаются остатки осей проптеридофитов (?) с трахеидами. Совершенно не подвергающиеся сомнению макроостатки сосудистых растений появляются с венлока. Еврамерийские ринофитовые флоры одновозрастны австралийским с *Baragwanathia*, с характерными плануовидными листьями и осями. Большинство остатков древнейших растений захоронялось в прибрежно-морских осадках или в отложениях наземных потоков, рассекающих прибрежные равнины. Их большая часть находится в аллохтонном залегании и лишь найденные в древних почвах могут оказаться гипавтохтонными.

Подводя итог рассмотрения одного из крупнейших кризисов палеозоя, можно с большой долей уверенности говорить, что он не был обусловлен ни импактными событиями, ни активным влиянием “тепловой машины” Земли. Он имел космическую природу, и его происхождение находит более убедительное объяснение с позиций модели приливной эволюции “Земля–Луна–Солнце”. Особенности этого кризиса являются его значительная продолжительность; формирование покровных ледников на континентах, глобальная регрессия и похолодание; высокая биогеографическая дифференциация и широтный температурный градиент; положительная изотопная углеродная аномалия, обусловленная большим объемом сосредоточенного в акваториях органического вещества; ступенчатый характер вымирания, охватившего как планктонные, так и бентосные группы биоты. В процессе вымирания исчезали, в первую очередь, высокоспециализированные виды, адаптировавшиеся к теплой биосфере и не выдержавшие начавшегося похолодания. Выход из кризиса сопровождался высокоамплитудной трансгрес-



сией, выравниванием широтных климатических параметров, биогеографической дедифференциацией, установлением аноксических обстановок в бассейнах седиментации, а также, по мере потепления, относительно быстрым восстановлением биоразнообразия.

### **Биосферный кризис на рубеже перми и триаса**

Обстоятельное рассмотрение с разных позиций биосферного кризиса на рубеже перми и триаса М.А. Жарковым, Э.Я. Левеном, С.В. Наугольных и Н.М. Чумаковым с анализом изменений условий седиментации и климата, проблем палеобιοфитогеографии [Климат..., 2004] позволяет лишь подвести итог уже, в значительной степени, сделанным заключениям о причинно-следственных связях и факторах этого кризиса. Он приходится на геократический пик развития Земли и завершает позднепалеозойскую гляциоэру. От основных гондванских ледниковых событий отделен временным интервалом не менее 40–50 млн лет и, по существу, уже открывает термоэру теплой биосферы. Этапу наиболее контрастных перестроек биоты предшествовала очень высокая степень биогеографической и климатической дифференциации. Эти перестройки были обусловлены раннепермским оледенением, наиболее проявившимся в Гондване и затронувшим другие континенты. Само оледенение, как и в конце ордовика, сыграло существенную роль в эволюции наземной флоры. С этого момента началась смена палеофита мезофитом, но окончательно становление новой флоры завершилось только к середине триаса. Ранней фазе гондванского оледенения на рубеже карбона и перми, как и позднеордовикского, отвечали минимальные скорости вращения Земли. Угол наклона ее экватора к эклиптике и расстояние между Землей и Луной были также минимальными, что в соответствии с рассмотренной выше схемой приливной эволюции (рис. 1) должно соответствовать на планете фазе максимального похолодания и развития оледенений.

Фитохориальная дифференциация, развитие которой происходило в течение всей перми, достигла своего апогея только к ее концу. В палеозое она никогда не была столь высокой. В начале триаса, несмотря на то, что пространственные взаимоотношения главнейших палеогеографических элементов суперматерика Пангеи сохранялись, с наступлением потепления началась фитохориальная и флористическая дедифференциация. В такой же степени она коснулась и биохорий крупных наземных позвоночных. Объединение био- и фитохорий происходило на фоне быстрого падения широтного температурного градиента. В начале триаса флористическое разнообразие стало низким, хотя об этом только судят по растительности прибрежных равнин и самих морских побережий, где повсеместно, независимо от палеоширот, распространялись плевромейевые (плауновидные). Кризис на рубеже перми и триаса отразился и на седиментации. В регионах с традиционным каменноугольным и пермским угленакоплением в триасе его уже не происходило.

Предположение о решающем факторе биосферного кризиса на рубеже перми и триаса “тепловой машины” Земли сейчас, пожалуй, вряд ли может быть подвергнуто сомнению. Это иллюстрируется ниже на нескольких примерах. Однако нельзя исключать влияний на кардинальную перестройку биоты и других причин, особенно учитывая почти повсеместный перерыв в седиментации непосредственно на границе перми и триаса. Значение их, тем не менее, не может идти в сравнение с эндогенными.

Тератология пыльцевых зерен, отмеченная С.А. Афониним [2003] в недубровском палинокомплексе Московской синеклизы и одновременно в пограничных слоях перми и триаса Даланктоу Китая, маркирует один и тот же событийный уровень небольшой продолжительности. Это подчеркивается сходным аномальным строением палиноморф типичного цехштейнового *Klausipollenites schaubergeri*. Она выражается в развитии у них дополнительных воздушных мешков, их вздутий в экваториальной области. На недубровском материале обнаруживаются, по устному сообщению В.А. Красилова, и эпидермально-кутикулярные отклонения. Тератология пыльцы современных растений обычно связывается с температурными аномалиями, радиацией, ультрафиолетовым излучением и промышленным загрязнением атмосферы газами и пылевыми частицами. Роль таких загрязнений убедительно показана на примере многолетних наблюдений за пыльцой лип на одних и тех же полигонах в Петербурге [Дзюба, 1999]. В годы максимального поступления в атмосферу вредных веществ и газов растения теряли способность к репродукции, нарушалось число апертур пыльцевых зерен. В годы активизации борьбы с загрязнением воздуха репродуктивные способности лип быстро восстанавливались.

Только экологически аномальной ситуацией можно объяснить проявление на границе перми и триаса так называемого “грибного” эпизода – глобального массового развития нитчатых микрофоссилий *Tympanicysta*, ранее относимых к грибам, а в настоящее время – к зеленым водорослям, предположительно к порядку *Zygnematales*. Они обнаружены как в недубровском, так и в китайских разрезах. Современные зигнемовые – обитатели проточных и заболоченных пресных или солоноватых вод. Отмечена их более высокая продуктивность в водоемах активных вулканических областей. Периодическое поступление в атмосферу больших объемов пеплового материала, источником которого мог быть активный вулканизм Сибирской трапповой провинции и других регионов, вероятно, являлось общей причиной и тератологии палиноморф, а также увеличения продуктивности мелководного фитопланктона. Сказанное выше нельзя рассматривать как нечто, имеющее прямое отношение к эволюции флоры, это лишь реакция растений на внезапные и быстрые изменения экологической обстановки.

Природа экологических аномалий в глубоководных морских бассейнах и реакция на них микропланктонных организмов недавно были рассмотрены Н.Ю. Брагиным [2002], изучившим радиолярии из пограничных слоев перми и триаса в некоторых регионах, где они получили широкое распространение. Из 30 родов радиолярий, населявших бассейны в конце перми, в раннем оле-

неке остается только 8. Основными особенностями бассейнов кремненакопления в пограничном интервале были практически полное отсутствие силицитов в начале триаса и, соответственно, деградация кремневого планктона при эвтрофикации органикостенного фитопланктона, который сосредоточен в углеродистых сланцах, пришедших на смену кремнистым. Пермско-триасовый кризис радиолярий происходил одновременно с формированием аномального геохимического фона в морских бассейнах. Установление аноксических обстановок сопровождалось обогащением формирувавшихся осадков  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Y$ , обеднением  $Se$ , резким падением  $\delta^{34}S$ , аномальным изотопным соотношением стронция. Все это свидетельствует об активизации тектонического режима в океане и увеличении мантийного теплового потока, что, в свою очередь, послужило причиной дегазации океана, разрушения залежей газогидратов, с повышением содержания метана в атмосфере. Этот газ был источником формирования аномалии  $\delta^{13}C$  отрицательного знака, что наблюдалось и на других кризисных рубежах, инициированных “тепловой машиной”, например, при переходе от палеоцена к эоцену. С мантийно-магматическим плюмом связано аномальное состояние магнитного поля Земли, отличающееся в пограничном интервале перми и триаса частым перемагничиванием.

Масштабность и неординарность описываемого биосферного кризиса (s. l.) не позволяет дать однозначной оценки его продолжительности или даже попытаться ограничить определенными рамками. М.А. Жарков [Климат..., 2004] совершенно справедливо высказал предположение, что принципиальная неизменность пространственного размещения главных палеогеографических элементов Земли в перми и начале триаса не позволяют связывать “биосферные преобразования этого этапа с каким-то быстрыми и кардинальными палеотектоническими и палеогеографическими событиями” (с. 158). Поэтому, чтобы найти ключ к причинам вымирания около половины всех семейств и 90% родов морских животных (в триас не перешли табуляты, четырехлучевые кораллы, трилобиты, частично брахиоподы, мшанки, фузулиниды, морские лилии и др.), необходимо еще раз обратиться к динамике климатических изменений как непосредственно в пограничном интервале, так и на протяжении всей пермской эпохи. Н.М. Чумаков в той же цитируемой выше работе (с. 253–254) выделяет в перми и начале триаса последовательно сменявшие друг друга четыре вида глобального климата с переходом от эпохи “великого оледенения” в ассельский и начало сакмарского века, через климат “полярных шапок”, продолжавшегося до начала кунгурского века, к холодному климату полярных областей, просуществовавшему практически до конца татарского века. Климат, установившийся непосредственно на границе перми и триаса им определяется как “безледниковый аридный”. Последовательное потепление, которое он связывает с усилением мантийно-плюмового вулканизма и орогенеза, привело, по мнению Н.М. Чумакова, к увеличению концентрации парниковых газов в атмосфере, с уменьшением потерь тепла биосферой. Это вызвало “разрушение психросферы, дегазацию океанов, разрушение залежей газогидратов, что ускорило и усилило потепление”. На рубеж перми и триаса приходится завершение

герцинской складчатости, сменившейся с раннего триаса формированием рифтогенных структур.

В заключительном разделе той же монографии Н.М. Чумаков выделяет три вида биотических событий при биосферных перестройках, связанных с изменениями климата: “обусловленных”, “спровоцированных” и “подготовленных”. Кризис рубежа перми и триаса он относит к первым. Постепенное потепление в конце перми, вызвавшее беспрецедентную для фанерозоя аридизацию Пангеи, ослабило континентальную биоту, а при сокращении объема питательных веществ, поступаемых в океан, – и морскую, подведя обе к кризисному состоянию. Основным скачок в потеплении, вызванный мантийным плюмом, привел биоту к “апокалипсису”. Апофеоз кризиса не был продолжительным и происходил, по разным данным, от нескольких тысяч до первых сотен тысяч лет.

### **Биосферный кризис на рубеже мела и палеогена**

Биосферные события переходного интервала от мела к палеогену являлись предметом обсуждения значительно чаще других рубежей фанерозоя. С одной стороны, эти события не столь уж отдалены от современной эпохи, с другой – изменения в составе биоты Земли были настолько контрастны, что не случайно в иерархии исторической периодизации Земли ранговость этого рубежа рассматривается наивысшей, разделяющей мезозой и кайнозой.

Описываемому интервалу посвящены тысячи публикаций. Особое внимание было привлечено к нему после обнародования парадигмы о связи биосферных кризисов с импактными событиями [Alvarez et al., 1980]. Однако и ранее особенностям перехода от мела к палеогену посвящались многие научные программы. Эта проблема была рассмотрена на специальном симпозиуме 21-й сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене в 1960 г., одним из решений которого было окончательное закрепление дания в палеогеновой системе. В Советском Союзе много внимания развитию биоты на границе мезозоя и кайнозоя уделялось в 70-х годах Научным советом по проблеме “Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов”. Итоги организованных им конференций были опубликованы в сборниках Палеонтологического и Геологического институтов АН СССР [Развитие флор..., 1977 и др.]. Из публикаций, предшествовавших обнародованию импактной парадигмы, заслуживает упоминания статья Д.П. Найдина [1976], который отмечал: “...рубеж мезозой–кайнозой по смене фаунистических комплексов выражен поразительно резко. Хотя вымирание настигает мезозойские организмы не в пору их расцвета, а в фазу угасания, оно было для большинства групп мезозоя внезапным”. К нему... “приурочено не только исчезновение групп, но также и появление новых кайнозойских форм. Оно было очень быстрым, почти внезапным” [Найдин, 1976, с. 257]. Д.П. Найдин, в отличие от О. Шиндевольфа, полагал, что причинами массового вымирания являются не космические, а земные причины

и видел их в глобальном падении уровня Мирового океана. В то же время, он признавал, что "...помимо понижения океанического уровня, на рубеже мезозоя и кайнозоя и в самой массе воды океанов происходили какие-то изменения. Характер этих изменений неясен" (там же).

В последнюю четверть века парадигма Л. Альвариша и его соавторов быстро приобретала сторонников [Bioevents..., 2003; и др.]. В разных частях земного шара обнаруживались слои, обогащенные иридием, а также импактиты (под этим термином автор данной статьи понимает породы с признаками их внеземного происхождения или космогенной переработки). К сожалению, самое рациональное зерно этой парадигмы – возможность маркирования и глобального прослеживания границы мела и палеогена – стало подмечаться утверждением о массовом вымирании большинства организмов на этом рубеже. При этом игнорируются факты, ей противоречащие: а) "ступенчатый" характер элиминации многих групп организмов при подходе к этому рубежу; б) избирательность поражения одних групп при прохождении его без потерь другими, в том числе и такими уязвимыми, как наземные высшие растения, а также некоторые группы беспозвоночных и nektonных организмов. Еще труднее связать с импактными событиями сейчас уже практически не ставящиеся под сомнение факты, свидетельствующие о том, что начало вымирания целого ряда групп организмов начинается в высоких широтах с его последующим дрейфом в направлении низких. Это можно связать лишь только с прогрессирующим похолоданием, уже давно зафиксированным в конце мелового периода, а также с большими амплитудами колебания температур в приполярных областях, по сравнению с приэкваториальными, по мере возрастания широтного температурного градиента. Вряд ли можно объяснить, не прибегая к мультиимпактной гипотезе, наличие нескольких иридиевых аномалий, наблюдаемых в некоторых монофациальных разрезах переходных слоев от мела к палеогену. Также остаются неясными причины появления иридиевых аномалий в толщах, приуроченных к интервалам, не связанными с импактными событиями. Например, в толщах мезозоя Сибири они могут быть связаны с активизацией вулканизма. Все перечисленное выше, заставляет еще раз обратиться к расшифровке возможных причин перестроек в биосфере при переходе от мезозоя к кайнозою.

Прежде всего, обратимся к особенностям осадконакопления седиментации в переходном интервале от мела к палеогену в разных регионах земного шара.

Перерыв на границе маастрихта и дания отмечен в большинстве изученных регионов. Он зафиксирован в стратотипах маастрихтского и датского ярусов, а также в многочисленных разрезах, представленных как карбонатными, так и терригенными осадками на Русской, Сибирской, Скифской и Туранской плитах, в Крымско-Кавказской области, в Альпийской зоне, во впадинах Северной Европы, в Гренландии, Северной Америке и в Южном полушарии. В Мировом океане наличие подобных хиатусов было установлено в процессе глубоководного бурения. Перерывы обычно охватывают терминальный маастрихт, а также начало дания в объеме зоны *Parvularugoglobigerina eugubina* (*Euglobigerina taurica*). Именно такова их минимальная амплитуда, по нашим данным, в разрезах Западно-Сибирской плиты и Среднего

Поволжья [Ахметьев и др., 2001, 2004; Akhmetiev, Beniamovsky, 2003]. В Зауралье, где ранее к данию были отнесены верхние горизонты ганькинской свиты, Э.О. Амоном [1990] было доказано существование под талицкой свитой *s. str.* самостоятельного литостратона – шадринских слоев, в которых наряду с датскими фораминиферами содержатся и маастрихтские, перемытые из ганькинской свиты. В осадочном чехле платформ, что ранее отмечалось Д.П. Найдиным [1976], датские отложения часто залегают на неровной поверхности “твердого дна” и образованы глауконитовыми песками с конкрециями фосфоритов. В разрезах глубоководных скважин океанических акваторий перерыв на границе маастрихта и дания в ряде случаев отвечает “нулевой седиментации”, когда накопления осадков ниже уровня карбонатной компенсации не происходило.

Смена маастрихта данием в непрерывных разрезах отмечается в Тетической области (формация Скаглия в Центральных Апеннинах, разрезы Северной Африки и др.). В континентальных фациях она установлена в Северной Америке (к востоку от Скалистых гор), где маркируется выявленной иридиевой аномалией и импактитами. Эти же физические критерии в сочетании с микропалеонтологическими позволили установить положение границы маастрихта и дания в разрезах Испании (Агоста, Каравака и др.), Гаити, а также в скважинах глубоководного бурения в Северо-Западной Атлантике (ODP Leg 171 В у Blake Nose) [Bioevents..., 2003], некоторых разрезах Пакистана, Индии, Новой Зеландии и др.

Изучение разрезов пограничного интервала мела и палеогена в Мексике, в том числе и на п-ве Юкатан, на площади метеоритной воронки Чиксулуб подтвердили, что: 1) абсолютный возраст брекчии кратера  $65,2 \pm 0,4$  млн лет, т.е. падение болида действительно произошло на рубеже маастрихта и дания; 2) базальные слои карбонатных осадков, перекрывающих импактные брекчии по наннопланктону и планктонным фораминиферам, имеют раннедатский возраст; 3) состав карбонатной микробиоты этих осадков идентичен составу базальных слоев палеогена других разрезов Мирового океана и резко отличается от комплексов терминального маастрихта [Clayes, 2003; Grajales-Nishimura, 2003; и др.].

Таким образом, связь импактного события с кардинальным изменением состава карбонатного микропланктона на рубеже мела и палеогена сомнений не вызывает. Вопрос о том, влияло ли в такой же степени импактное событие на смену состава и биоразнообразия других организмов? А.С. Алексеев с соавторами отмечает [2001, с. 107]: “Вымирание конца мела является действительно массовым – оно в той или иной степени затронуло подавляющее большинство (25 из 33) учтенных нами групп организмов. По-видимому, оно в равной степени сказалось на обитателях поверхностных слоев и толщи вод морей и океанов, а также на донных морских животных. Особенно чувствительными к нему оказались фито- и зоопланктонные организмы с известковым скелетом, а также хищники высоких пищевых уровней как морские, так и наземные”. В то же время, для ряда групп вымирание на рубеже маастрихта и дания не отличалось от фонового. В эту категорию ими были включены: силикофлагелляты, динофлагелляты, восьмилучевые кораллы,

остракоды, морские лилии, пресноводные брюхоногие моллюски, пресноводные костистые рыбы и млекопитающие. В цитируемой выше работе подчеркнута также, что на уровне семейств в маастрихте в большей степени были затронуты зоопланктон и морской бентос.

Однако это не связано непосредственно с импактными событиями на границе, а происходило на протяжении всего маастрихта. Известно, например, что бентосные фораминиферы в незначительной степени пострадали в связи с падением метеорита [Kaiho, 1994; Alegret et al., 2003; и др.].

Новые данные, полученные по эласмобранхиям – обитателям поверхностных вод [Железко, 1995] и химеровым [Попов, 2004], населяющим средние и большие глубины, подтвердили разную степень их вымирания на исследуемом рубеже. Из акулых его не проходят представители шести семейств: Nypodontidae, Ptychodontidae, Anacoracidae, Cretoxurichinidae, Polyacrodontidae, Pristiophoridae. Уже с середины палеоцена (а некоторые с дания) появляются семейства Jackelfontidae, Odotapsiidae, Striatolomidae, Orodontidae. Что касается химеровых – их представительность в течение маастрихта сократилась до двух родов, но непосредственно на границе с палеоценом изменения происходили лишь на видовом уровне. В подготовленном И.А. Николаевой очерке по остракодам к готовящейся к публикации монографии “Палеоген России” подчеркивается, что из двух основных групп фаун – более мелководной (эпинеритовой зоны) и глубоководной (батиальной зоны) на границе мела и палеогена наибольшие изменения претерпела первая группа. Для глубоководных остракод характерно относительно низкое таксономическое разнообразие и космополитизм. Обычными компонентами этой глубоководной фауны являются эврибионтные гладкостенные представители родов *Argioloecia*, *Abyssocypris*, *Bairdia*, *Bythocypris*, *Kriethe*, переходящие из мела в палеоген. В другом очерке к этому же изданию З.И. Глезер отмечено, что в датской флоре диатомей очень большое количество видов (более 80%) унаследовано от верхнемеловой флоры, в том числе такие типичные и широко распространенные: *Cortinocornus rossicus*, *Trinacria senta*, *T. peliolus*, *T. subcapitata*, *Sheshukovia flos*, *Hemiaulus elegans*, *Thalassiosiropsis wittiana*.

Сейчас никем не оспаривается представление о том, что падение биоразнообразия коснулось абсолютного большинства групп в позднем мелу задолго до импактных событий, лишь усилившись в маастрихте. Чаще всего до конца позднемеловой эпохи доживало только небольшое количество высокоспециализированных семейств и родов. Это относится как к морской биоте (аммониты, белемниты, иноцерамы, рудисты и др.), так и к наземной (динозавры). По нашему мнению, вымирание прежде всего коснулось тех организмов, которые длительное время адаптировались к условиям теплой биосферы, поэтому, вероятно, прогрессирующее похолодание явилось одной из наиболее вероятных причин их элиминации, особенно в высоких и средних широтах. Исследования последних лет это подтвердили.

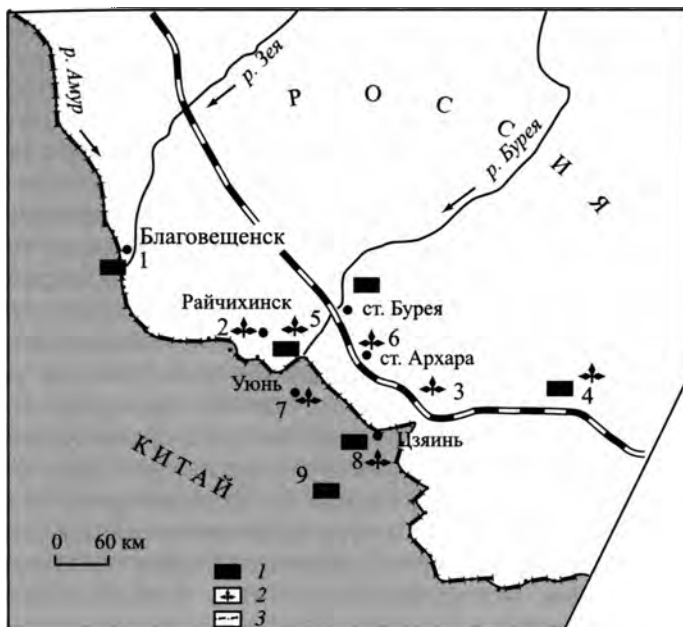
В бассейне Амура переходный интервал от мела к палеогену был всесторонне исследован специалистами Германии (Р. Ашраф), Великобритании (Я. Хардинг), Китая (Сун Ге, Дун Жимин и др.), России (М.А. Ахметьев, Ю.Л. Болотский, В.С. Маркевич, Т.М. Кодрул и др.), США (К. Джонсон,

**Корреляция верхнемеловых и палеоценовых отложений  
в бассейне р. Амур и положение маастрихт-датской границы**

Отдел	Ярус	Подъярус	Серия	Россия Зейско-Буреинский осадочный бассейн	Китай Разрез района Уюнь-Цзянь
Палеоцен	Даний	верхний	Цагайская свита	Кивдинские угленосные слои (кивдинская флора)	Формация Уюнь (s. str.) (угленосная) (кивдинская флора)
		нижний		Песчано-конгломератовая толща с флорой дания (цагайской) (по А.Н. Криштофовичу)	Формация Байшантоу с флорой дания (цагайской)
Перерыв		Перерыв		Перерыв	
Среднецагайская свита Конгломерато-песчано- глинистая (угленосная) с флорой цагайского типа с элементами меловой, палинокомплекс переходного типа с маастрихтскими и датскими элементами		Перерыв		Формация Фурао Конгломерато-песчано- глинистая (угленосная) с флорой цагайского типа	
Верхний мел	Маастрихт		Перерыв	Перерыв	Перерыв
	Кампан		Нижнецагайская свита Песчано-конгломератовая с пачкой пролювия в кровле (главный «динозавровый горизонт»)	Формация Юланцзы Песчано-конгломератовая с двумя или тремя пачками пролювия с остатками динозавров	
	Сантон		Перерыв	Перерыв	Перерыв
			Кундурская свита (песчано-глинистая с флорой) (озерно-аллювиальная)	Формация Тайпилинчан (песчано-глинистая с флорой) (озерно-аллювиальная)	

Д. Никольс, Дж. Хиккс) и Японии (Х. Нишида, Х. Окада, С. Судзуки) по международному проекту “Меловая биота и граница мела и палеогена в бассейне р. Амур”. В 2002–2003 гг. были изучены основные опорные разрезы кампана, маастрихта и палеоцена на правобережье Амура в провинции Хейлунцзян: Уюньский, Белые Кручи и др., а также в Амурской области в окрестностях пос. Кундур, на площадях Архаро-Богучанского и Райчихинского бурогольных месторождений. Были обследованы три известных местонахождения динозавров (Белые Кручи, Кундур и Вулага), а также стратотип и парастратотип цагайской серии на склонах горы Белой (правобережье р. Буреи)





**Рис. 2.** Важнейшие разрезы пограничных слоев мела и палеогена в бассейне р. Амур

1, 2 – местонахождения: 1 – скелетных остатков динозавров, 2 – ископаемых растений цагайской и кундурского комплексов; 3 – государственная граница

1–9 – разрезы: 1 – пролювиальной пачки нижнецагайской свиты на левом берегу р. Амур у г. Благовещенска (Благовещенское местонахождение динозавров), 2 – Райчихинского буроугольного месторождения, 3 – Ахрахо-Богучанского буроугольного месторождения, 4 – кундурской и нижнецагайской свит в междуречье рек Удурчукан и Мутная (Кундурское местонахождение динозавров), 5 – стратотипа цагайской серии в левобережье р. Бурей (типичное местонахождение датской цагайской флоры на горе Белой), 6 – Архаринской сопки (стратотип границы средне- и верхнецагайской свит), 7 – Уюньского буроугольного месторождения, 8 – формации Тайпиличан и Юланцзы на правом берегу р. Амур (Лонгушанское местонахождение динозавров (Белые Кручи)), 9 – аллювиально-пролювиальной толщи у пос. Вулага (Вулагинское местонахождение динозавров)

и у пос. Архара. Объединение в едином коллективе специалистов разного профиля позволило более обстоятельно разобраться в особенностях и геологического строения и биоты пограничного интервала. Итоги этих исследований, хотя пока еще предварительные, опубликованы [Sun Ge, Akhmetiev et al., 2002; The 2<sup>nd</sup> International Symposium..., 2003] (таблица, рис. 2).

Граница мела и палеогена в Приамурье проходит внутри цагайской серии (до 500 м и более). Она залегает с размывом на кундурской свите (кампан – нижний маастрихт) и образована континентальными аллювиальными, озерно-аллювиальными и пролювиальными отложениями двух седиментационных циклов, каждый из которых, в свою очередь, представлен двумя полуциклами: нижним – грубообломочным и верхним – более тонкообломочным, угленосным, продуктивным. В первый из циклов входят нижне- и среднецагайская свиты, во второй – верхнецагайская свита. Она включает верхний не заверченный полуцикл – кивдинские угленосные слои – объект

основной добычи бурых углей в Амурской области и в соседнем Китае (Уюнь). Все скелетные находки динозавров на территории Амурской области и Китая (а известно уже около десятка местонахождений) приурочены к верхним горизонтам нижнецагайанской свиты и происходят из линз пролювия, образованного “микститами” – породами, состоящими из неокатанных или слабоокатанных обломков, погруженных в глинистый или песчано-глинистый матрикс. В осевых частях локальных структур пролювий (после разгрузки в прибортовых частях впадин обломочного материала) сменяется двумя пачками глин в кровле нижнецагайанской свиты. Они вскрыты бурением в восточной части Зейско-Буреинского осадочного бассейна. Многочисленные остатки растений известны из верхних слоев среднецагайанской свиты, а также верхнецагайанской, включая кивдинские слои. Это уже типичная датская цагайанская флора и, таким образом, граница маастрихта и дания должна проводиться в основании или в нижней половине среднецагайанской свиты.

Подстилающая цагайанскую серию кундурская свита представлена слоистой толщей с ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, в том числе и углистых. Это преимущественно аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки. В верхней ее части обнаружены маршанциевые мхи, несколько видов папоротников, остатки *Ginkgo*, сосновых (*Pinus*, *Pseudolarix*), таксодиевых (*Taxodium tinajorum*, *Metasequoia occidentalis*, *Sequoia*), кипарисовых, разнообразных покрытосеменных. В углистых аргиллитах – розетки *Quereuxia angulata*, водное – “*Pistia*” *corrugata*, а также *Celastrinites*, *Trochodendroides arctica*, *Trochodendrocarpus* (*Nyssidium*), *Nordenskioldia borealis*, *Platanus raynoldsii*, *Platanus* spp., *Porosia verrucosa* и др. Большая часть отпечатков листьев – средних и мелких размеров. Обратная намагниченная флороносная пачка в кровле кундурской свиты, по данным Дж. Хиккса, может соответствовать хронам C33r-C31g (поздний кампан – ранний маастрихт).

Флора верхних угленосных пачек среднецагайанской свиты, а также грубообломочной верхнецагайанской, но также с бурыми углями, более крупнолистная, имеет мезофильный облик. Значительная часть таксонов, в том числе некоторые папоротники, *Ginkgo*, *Pinus*, *Pseudolarix*, *Taxodium tinajorum*, *Metasequoia occidentalis*, *Trochodendroides arctica*, *Nordenskioldia borealis*, *Porosia verrucosa* встречаются и в датских тафоценозах. В основном это космополиты. Как увидим далее, они доминируют не только в приамурских, но и в пограничных слоях североамериканских разрезов.

В палеоцене появляются неизвестные в маастрихте *Tiliaephyllum tsaganicum*, *Ampelopsis acerifolia* (= “*Acer*” *arcticum*). Однако выявленное таксономическое разнообразие датских флор бассейна Амура невелико (в верхнецагайанской свите не более 50–70 видов). В маастрихте исчезает часть папоротников и таксодиевых, из покрытосеменных – “*Pistia*”, *Quereuxia angulata*, *Celastrinites*, узколистный *Trochodendroides*. Абсолютный возраст туфов базальной части верхнецагайанской подсвиты в ее стратоипе, определенный трековым методом, – 61,4 млн лет. Вулканогенные породы присутствуют как в маастрихтской, так и, особенно, в датской частях разреза, образуя пепловые прослои в тонкообломочных пачках, иногда расслаивая угольные

пласты. Скелетные остатки динозавров, как отмечено выше, повсеместно собраны из пролювиальных линз, формировавшихся в условиях сезонного климата с периодическими катастрофическими селевыми паводками, когда гибло массовое количество не только этих рептилий, но и других позвоночных. Основная часть находок в России и в соседнем Китае представлена гадрозаврами, ламбозаврами, тиранозаврами, анкилозаврами. Родовой спектр российских и китайских рептилий сходен. Этот комплекс – один из наиболее молодых в Азии, однако, по мнению Л.А. Несова [1997], Ю.Л. Болотского [Флора..., 2001] и Дун Жимина, он не моложе среднего маастрихта.

Кампан-палеогеновые толщи право- и левобережья Амура литологически и биостратиграфически хорошо сопоставляются. В Китае лишь увеличивается мощность каждого стратона. Состав кундурской флоры идентичен составу флоры формации Тайпилинчан. Основные пролювиальные линзы формации Юланцзы сопоставляются с пролювиальными линзами нижнецагаганской свиты. Средне- и верхнецагаганская свиты сопоставляются с формациями Фурао и Уюнь как литологически, так и идентичным по составу цагаганским флористическим комплексом (см. таблицу).

Подводя итог рассмотрения амурских материалов, можно с большой долей уверенности говорить о том, что, независимо от окончательного установления положения границы между меловой и палеогеновой системами в среднецагаганской свите, принципиального изменения состава флоры на родовом (не более 15%) и в значительной степени на видовом уровне близ этой границы не происходило. Причиной вымирания динозавров явились глобальная регрессия и похолодание, со сменой влажного сезонного климата на гумидный с равномерным распределением осадков в течение года. Это сопровождалось усилением поступления в Амуро-Зейский бассейн грубообломочного материала с окружающих поднятий, активизацией вулканизма, нарушением экологической обстановки, связанной с редукцией кормовых угодий рептилий. Особенно они страдали от селевых потоков, энергия которых была наиболее высокой в периферической части Зейско-Буреинского осадочного бассейна, как раз там, где располагались их основные пастбища. На признаки волочения селевыми потоками по дну погибших животных свидетельствуют многочисленные “шрамы” на их костях.

В Северной Америке в последние годы пограничные слои мела и палеогена также находились в центре внимания специалистов. Результаты комплексных исследований в Денверском бассейне Колорадо, а также в Южной и Северной Дакоте опубликованы в серии статей [Johnson, 2002; Johnson et al., 2003; Labandeira et al., 2002; Pearson et al., 2001; Barclay et al., 2003; Hicks et al., 2002, 2003; Nichols, Fleming, 2002; и др.]. Американским коллегам удалось обнаружить глины с повышенным содержанием иридия и импактитами и протрассировать их на значительных площадях (хрон C29 г). Однако это заставило пересмотреть традиционные представления о проведении границы мела и палеогена по подошве угленосной серии Форт Юнион, так как угленакopление началось ранее импактного события и происходило еще во время накопления подстилающей толщи Хелл Крик. В то же время, скелетные остатки динозавров (Ceratopsidae) обнаружены и в нижней части разреза Форт

Юнион. Интересно, в плане сравнения с ситуацией в бассейне Амура, рассмотреть распространение в пограничном интервале динозавров и высших растений. В разрезе формации Хелл Крик (до 100 м), накапливающейся более 1 млн лет, зафиксировано несколько уровней вымирания динозавров по отношению к прослою глин с иридиевой аномалией и импактитами. Из десятка таксонов, встреченных в базальных слоях свиты (81 м ниже кровли) до границы доживает только один из видов цератопсид. Можно говорить о трех ступенях элиминации рептилий в период накопления толщи Хелл Крик. В 37 м ниже импактной границы исчезают cf. *Avisaurus archibaldi* и *Troodon* sp., в 10–12 м – *Torosaurus latus* и *Tricetotops horridus*, в 8 м – *Paranychodon lacustris*, *Saurornitholestes* sp. и *Thescelosaurus neglectens*, а 2,5–3 м ниже границы – не определенные до рода представители *Hadrosaurinae* indet., *Caenagnathidae* indet., *Coelurisauridae* indet., *Ornithomimidae* indet., *Tyrannosaurus rex* [Pearson et al., 2001]. Характерно, что на этом уровне, опережая импактные события, произошли важные изменения в палеогеографической обстановке. Особенно они отразились на составе фитоценозов. Если в осадках формации Хелл Крик большинство растений оказались захороненными в прирусловых песчаных фациях, то, начиная с подошвы формации Форт Юнион, – в пойменных глинах. Иридиевая аномалия прослежена на 2 м выше ее основания в этих глинах.

Анализ остатков растений из североамериканских разрезов весьма показателен [Johnson, 2002]. Сведения приведены по 158 местонахождениям, из которых определены 380 таксонов высших растений. Из них 196, или более 50%, принадлежат двудольным. До рода определены 76 таксонов, до вида – 60; 21 вид из них встречен как в меловых, так и в палеоценовых отложениях и, так как большинство из них доминируют в фитоценозах, можно предположить, что большая часть их относилась к основным эдификаторам лесной растительности или характеризовала водные или околородные группировки – *Quereuxia angulata*, *Metasequoia occidentalis*, *Glyptostrobus europaeus*, *Cercidiphyllum genatrix*, *Platanus raynoldsii*, *Cupressinocladus interruptus*, *Cornophyllum newberry*, *Limnobiophyllum scutatum*, *Ziziphoides flabella* (*Trochodendroides*), *Nordenskioldia borealis*, *Nyssidium arcticum*, *Porrosia verrucosa*, *Taxodium olrikii*, *Fokieniopsis catenulate*, *Cercidiphyllum ellipticum* (приведены в порядке уменьшения их частоты встречаемости). Многие из перечисленных таксонов известны в цагайской и кундурской флорах, т.е. имеют космополитный характер и также переходят из мела в палеоген. Какая-то часть из них начинает в заметных количествах появляться только в конце маастрихта, уже в базальных слоях формации Форт Юнион, хотя и ниже импактной границы. Более широко они представлены в пойменных угленосных отложениях. К ним относятся *Ziziphoides flabella* (*Trochodendroides*), *Cercidiphyllum genatrix*, *Cupressinocladus interruptus*, *Platanus raynoldsii*, *Taxodium olrikii* и др. В палеоцене появляются пять видов, в том числе *Ampelopsis acerifolia* (“*Acer*” *arcticum*), вид, отмеченный в Приамурье также только в дании. В маастрихте исчезают 34 вида (40%), принадлежащие в основном субтропическим растениям. Их вымирание скорее всего было связано с прогрессирующим похолоданием. В числе этих растений и характерный кундурский вид “*Pistia*” *cor-*

*rugata*. Американские специалисты при проведении границы мела и палеогена широко используют палинологические данные, учитывая, что исчезновение многих маастрихтских таксонов происходит непосредственно в переходном интервале между мелом и палеогеном. Однако целый ряд родов, широко распространенных в маастрихте, сохраняется и в палеоцене (некоторые виды *Aquilapollenites* и *Wodehouseia*).

Таким образом, конец позднего мела и переходный интервал от мела к палеогену напоминал по особенностям биосферных событий рубеж между ордовиком и силуром. Он характеризовался отнюдь не внезапным, а постепенным глобальным похолоданием и являлся, своего рода “первым звоночком” для теплой биосферы. Как и в раннем палеозое, на рубеже мезозоя и кайнозоя это был непродолжительный эпизод существования “криогенной” биосферы в недрах “парниковой”. Кульминация похолодания приходилась на ранний даний и продолжалась не более 2 млн лет. Она охватила лишь часть всего периода биосферных перестроек, растянувшегося на 9–10 млн лет. Следы падения на Землю космического тела на рубеже мела и палеогена зафиксированы в целом ряде разрезов благодаря формированию слоя глин, обогащенных иридием и содержащим импактиты. Он маркирует границу между системами. Поражение биоты, вызванное импактным событием (или событиями), было избирательным и коснулось в наибольшей степени карбонатного планктона фотического слоя Мирового океана. Оно наложилось на продолжительный “ступенчатый” процесс вымирания биоты, носивший более общий характер, усилив его. Это привело к окончательному уходу со сцены организмов, лучше адаптированных к теплой биосфере и не “выписавшихся” в быстрое изменение природной обстановки.

Из основных причин биосферных событий на рубеже мела и палеогена еще раз отметим следующие.

1. Высокоамплитудную регрессию (по разным оценкам с амплитудой до 100–130 м [Naq et al., 1987]), сопровождающуюся значительным похолоданием. По оценке автора статьи, опирающегося на палеоботанические данные, падение среднегодовых температур в начале дания было не менее 5–7 °С в высоких широтах и 4 °С в средних. Эффект похолодания усиливался осушением средне- и высокоширотных меридиональных морских проливов в Азии и Северной Америке: Западно-Уральского, Тургайского, Орского, Берингийского, а также пролива, соединявшего Арктический океан с Мексиканским заливом к востоку от Скалистых гор. Это привело к кардинальному нарушению баланса всех видов тепло- и влагопереноса из низких в высокие широты.

2. Постепенное сокращение биоразнообразия, затронувшее, хотя и в разной степени, но практически всю биоту, началось в сеноне задолго до импактного события. Сама динамика вымирания так же, как и появление новых таксонов, была неадекватной в высоких и низких широтах. В морских акваториях вымирание белемнитов, аммонитов и иноцерамов сопровождалось сокращением их ареалов в бореальном поясе с последующим “уходом” за его пределы. Аналогичным образом элиминация происходила и в растительном мире, начавшись в приполярных областях [Герман, 2004]. Что каса-

ется динозавров, особенно травоядных, доминирующих в маастрихте, то по мере развития регрессии были уничтожены все основные зоны их обитания и кормовые ресурсы – прибрежные пастбища. Из-за похолодания климата состав растительных сообществ, к которым они были адаптированы, позже уже больше не возобновлялся.

3. Одной из причин начавшегося похолодания, как и во время ордовикско-силурийского биосферного кризиса, явилось заметное сокращение к концу мелового периода расстояния между Землей и Луной с редукцией скорости вращения первой [Авсюк, 1991, 1996]. Это сопровождалось уменьшением наклона экватора вращения Земли к эклиптике, вызвав похолодание. Палеогеографические факторы, ограничившие к концу мелового периода влаго- и теплоперенос из низких в высокие широты, в совокупности с космическими причинами, создали предпосылки для последующей эскалации биосферного кризиса. Однако приобретение кризисом экстремальных черт, сделавших его одним из наиболее масштабных или “великих” в фанерозое, связано с наложением на сложившуюся ситуацию известного импактного события. Что касается влияния “тепловой машины” самой Земли, то ее роль в биосферных перестройках на рубеже мела и палеогена не вполне ясна, но, вероятно, также была существенной. Об этом можно судить по размаху вулканоматической и тектонической активности в пределах Тихоокеанского кольца, в Индийском океане и Северной Атлантике в конце мелового периода и в дании. Однако нельзя исключать, что активизация вулканизма в датском веке, так же как и раскрытие новых спрединговых зон, как предполагает Ю.М. Пущаровский, было уже производным. Они могли быть инициированы падением на Землю крупного метеорита, сыгравшего роль резонатора. Возможно, большая степень поражения бентосных фораминифер в приэкваториальной зоне Индийского океана на границе мела и палеогена была связана именно с активизацией подводного вулканизма по раскрывшейся спрединговой зоне к югу от Индостана.

Выше были рассмотрены три наиболее масштабных в фанерозое биосферных кризиса. Дополнительно обратимся еще к одному, менее масштабному, но, может быть, лучше изученному, так как от современной эпохи он отделен не столь уж значительным интервалом геологической истории.

### **Биосферные события на границе эоцена и олигоцена**

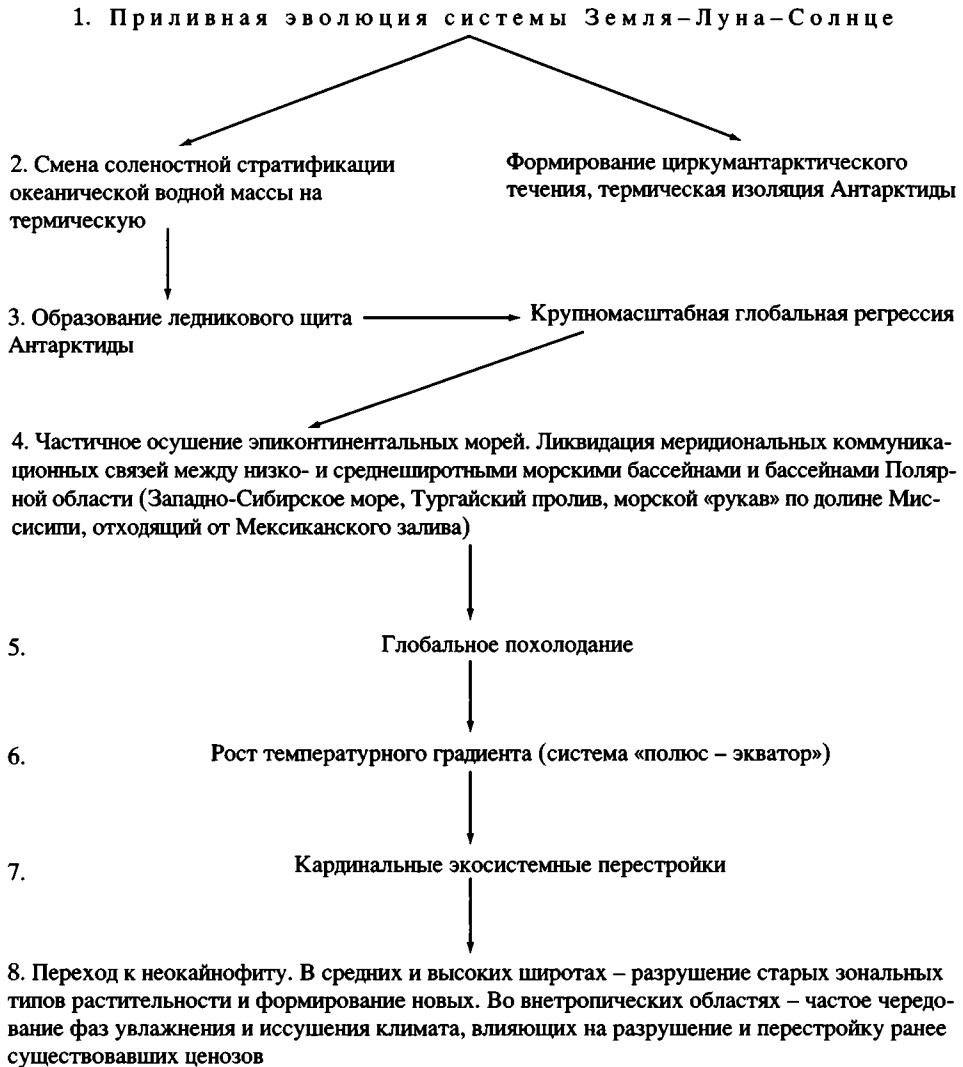
Биосферные события переходного интервала от эоцена к олигоцену, по терминологии Н.М. Чумакова, могут быть отнесены к климатически спровоцированным. Этот рубеж совпадает с переходом от “теплой” биосферы – к “криогенной” и находит место в череде смен сверхдлинных климатических колебаний, начиная с венда, продолжительностью порядка 150–200 млн лет. Именно таков разрыв во времени, обусловленный закономерностями приливной эволюции системы “Земля–Луна–Солнце”, наиболее масштабных на планете глобальных похолоданий (конец рифея – ранний венд (600–590 млн

лет)), поздний ордовик (445–440 млн лет), ранняя пермь (290–270 млн лет), поздний палеоген (от 35 млн лет).

С начала кайнозоя происходило постепенное уменьшение скорости вращения Земли, сокращение расстояния между ней и Луной с уменьшением угла наклона экватора к эклиптике. Усилению похолодания к началу антарктического оледенения благоприятствовали, по крайней мере, еще два фактора – смена соленостной стратификации океанической водной толщи на термическую и формирование циркумантарктического течения, сопровождающееся термической изоляцией Антарктики. Последовательность геологических и экосистемных событий на рубеже эоцена и олигоцена приведена на рис. 3. Механизм и продолжительность вымирания биоты весьма напоминали позднеордовикско-раннесилурийские и заняли в конце эоцена несколько миллионов лет, имея ступенчатый характер. Оно коснулось, хотя и в неравной степени, практически всех групп биоты; раньше началось и более контрастно проявилось в высоких широтах, где быстрее рос широтный температурный градиент. Геологические и биотические события на рубеже эоцена и олигоцена были предметом исследования по проекту № 174 МПГК, и их результаты обобщены в итоговых монографиях Российской национальной группы проекта [Геологические и биотические..., 1996, 1998]. Затронуты они и в зарубежных публикациях [Pomerol, Premoli Silva, 1986; Prothero, Berggren, 1992].

Анализ биоты и среды обитания во второй половине эоцена и в раннем олигоцене приводят к заключению, что смена двух самостоятельных этапов в эволюции органического мира и изменениях геологической и климатической обстановок не носила катастрофического характера, а происходила постепенно, хотя и неадекватно, затрагивая разные группы биоты. Сходными и примерно одной значительной таксономической масштабности были изменения планктонных фораминифер, нуммулитов и остракод. Похож и механизм их эволюционного преобразования. Комплексы эоцена и олигоцена сменяли друг друга через промежуточный комплекс, отвечающий узкому временному интервалу. Аналогичная картина наблюдалась и среди динофлагеллят. Заметно сократилась видовая представительность каватных форм и исчезли некоторые роды, что позволяет заключить, что в целом разнообразие этой группы упало, по меньшей мере, вдвое. Ранг изменения карбонатного наннопланктона на границе эоцена и олигоцена был ниже, чем у рассмотренных выше групп. На этом рубеже исчезли многие примитивные группы млекопитающих: титанотерии, пантолистиды, некоторые семейства грызунов. Этот скачок в изменении фауны позвоночных в Западной Европе чаще известен под названием “Grande coupure”, когда в европейских фаунах начали появляться выходцы из Азии.

Изучение наземной фауны и растительности переходного рубежа показало, что последовательность экосистемных преобразований во всей Бореальной области и расположенной к югу от нее Тетической происходило одинаково направленно и по сходному сценарию. В Северо-Западном Казахстане на суше, обрамлявшей с севера морской бассейн Прикаспия и Туранской плиты, полидоминантные леса начала позднего эоцена с преобладанием лавровых и



**Рис. 3.** Последовательность развития биосферного кризиса на рубеже эоцена и олигоцена

буковых на плакорах, в раннем олигоцене сменились саванноидными лесами. В приозерных понижениях и в речных долинах получили развитие листопадные таксодиево-ниссовые и тополево-ольховые леса. Только что осушенные прибрежные равнины заселялись маревыми [Ахметьев, Запорожец, 1993]. Близкая картина наблюдается и в средних широтах Западной и Северной Европы. В Западной Чехии переходные флоры известны из Чешской и Соколовской впадин, а также Чешского Среднегорья [Buzek et al., 1990]. В верхнеэоценовой флоре Старе Седло основной фон составляли вечнозеленые растения и даже некоторые раннепалеогеновые “паратропического” корня



*Rhodomyrtophyllum*, *Steinhaurea* и др. Еще встречается пыльца представителей стеммы *Normarolles*. Нижнеолигоценовые флоры Дуповского вулканогенного комплекса включают два типа флор. В первом, переходном (флора диатомитов Кучлина), еще сохраняется много эоценовых элементов (сосны, папоротники – акростихум и птерис, пальмы, вечнозеленые буковые, *Platanus neptunii*), однако большая часть лавровых в этой флоре уже отсутствует, “арктобореальных” компонентов также мало. Типом более молодых, но также еще раннеолигоценовых флор Чехии является флора Кондратице. Она отражает смешанные мезофильные леса с разнообразными листопадными (ильм, береза и др.).

Среди североамериканских флор экотонной зоны, разделяющей пояса листопадной и вечнозеленой растительности и поэтому более чувствительной к изменениям климата, можно отметить флоры Йеллоустонского парка (формация Флорисант) и находящиеся западнее в Орегоне флоры Клэрно и Джон Дей. Две последние уже давно рассматривались как классический пример перехода в Северной Америке от субтропических флор верхнего эоцена к теплоумеренным олигоцена [Manchester, 1990]. Типовая флора Клэрно насчитывает 150 родов по плодоношениям и 65 – по листьям, 60% из которых цельнокрайние. Большинство таксонов принадлежит вечнозеленым (пальмы, саговники, бананы). Лианы представлены виноградowymi и луносемянниковыми и др. Среди древесных форм – типичные обитатели субтропиков – мастиксии, алангиумы, ниссы. Флоры базальных слоев олигоценовой формации Джон Дей уже на 70% состоят из листопадных растений (метасеквойя, багряник, клен, бук, лопастные дубы и пр.) и включают не более 10% ныне вымерших родов. Контраст флор в монофациальных осадках разителен и, хотя они отделены в разрезе интервалом в несколько миллионов лет, можно определенно говорить, что смена флор связана с похолоданием конца позднего эоцена. Исходя из смены состава флор в экотонной зоне средних широт, можно сделать вывод, что влияние на перестройку растительного покрова оказывало не столько само снижение среднегодовых температур, сколько чередование фаз увлажнения и иссушения климата, которые, судя по материалам из Армении, только в раннем олигоцене пятикратно сменяли друг друга [Запорожец, 1989; Крашенинников и др., 1989]. Именно эта смена влажностного режима оказалась губительной для многих растений, широко распространенных в северной части субтропиков в раннем олигоцене (узколистные тополя, гибискусы и др.).

Весьма показательны изменения на рубеже эоцена и олигоцена в морской седиментации. В средних широтах юга России повсеместно накопление карбонатных и карбонатно-тонкотерригенных толщ сменилось формированием глинистой майкопской толщи. Проведенные геохимические исследования свидетельствуют, что смена седиментации сопровождалась падением температур поверхностных вод не менее чем на 4 °С с одновременным сдвигом в содержании изотопов  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ .

Сторонники импактной природы биосферных кризисов связывают события на границе эоцена и олигоцена с падением крупных метеоритов: Попигайского и Чезапикского, размеры кратерных воронок которых, соответст-

венно, 100 и 90 км в диаметре. Абсолютный возраст импактитов, выполняющих оба кратера, близок ( $35,7 \pm 0,8$  млн лет и  $35,2 \pm 0,3$  млн лет). Однако маловероятно, что эти события оказали сколько-нибудь заметное влияние на биоту. В то же время, тектонический фактор (неопиренейская фаза складчатости), затронувший и океанические бассейны и континентальные блоки, мог в определенной степени отразиться на трансформации различных элементов природной среды.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассмотрены только некоторые из биосферных кризисов фанерозоя. Что касается причинно-следственных связей и факторов, определяющих остальные наиболее масштабные из них, то они несут как черты сходства, так и существенные различия с рассмотренными выше. На примерах пермско-триасового и мел-палеогенового кризисов можно видеть, как на постепенно развивавшуюся ни один миллион лет кризисную обстановку внезапно накладывались новые катастрофические события, значительно усугубляющие ситуацию и придающие кризисам новый импульс. В первом случае это формирование мощного мантийного плюма, сопровождавшегося тепловым “ударом”, во-втором, – падение гигантского метеорита. Время реализации этих событий было различным; более продолжительное, но не выходящее за 1 млн лет было пермско-триасовое и этому интервалу соответствует период существования аномального магнитного поля. События непосредственно на границе мела и палеогена были мгновенными в масштабе геологического времени, даже если встать на “мультиимпактную” точку зрения. Однако и в том, и в другом случаях значительно больше понадобилось времени для восстановления биоты и “перевода” эволюции биосферы в более “спокойное” русло. Несомненно, большинство кризисов, как и рассмотренные выше, не были одномоментными и отличались разной продолжительностью. Индикаторами кризисных ситуаций, особенно если они связаны с “тепловой машиной” Земли, являются геохимические и изотопные аномалии, климатические скачки, фиксирующиеся изменением биоразнообразия и седиментационных обстановок, формированием осадков в условиях кислородного недонасыщения. Примером такого биосферного кризиса, зафиксированного изотопной аномалией и климатическим скачком, не только отмеченным изменением температуры морских вод, но и контрастно проявившимся на суше, может служить кризис рубежа палеоцена и эоцена. Среднегодовые глобальные температуры, судя по палеоботаническим данным, полученным в Северном полушарии (паратропические флоры Сезанна, Рейи и Романколя), а также в средних широтах Южного (флоры Аргентины и Австралии) были наиболее высокими за всю историю кайнозоя и отличались от современных не менее чем на 7–8 °С. Широкое развитие анокии в морских бассейнах, как и на рубеже перми–карбона, вызвали тератологические отклонения у представителей разных биотических групп (диноцист и др.).

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-1615.2003.5 и Программы Президиума РАН по биосферным кризисам № 25 (проект № 241).

## Литература

- Авсюк Ю.Н.* Колебательный режим эволюции системы Земля–Луна и его сопоставление с геологическими процессами фанерозоя // ДАН СССР. 1986. Т. 287, № 5. С. 1097–1101.
- Авсюк Ю.Н.* Альтернатива спредингу // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1137–1140.
- Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
- Алексеев А.С., Дмитриев В.Ю., Пономаренко А.Г.* Эволюция таксономического разнообразия. М.: ГЕОС, 2001. 126 с.
- Амон Э.О.* О границе мела и палеогена в Среднем и Южном Зауралье по данным стратиграфического распространения комплексов микрофауны // Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 25–39.
- Афонин С.А.* Недубровский палинологический комплекс из пограничных отложений перми и триаса Московской синеклизы: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: ПИН РАН, 2003. 24 с.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О.* и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 30–57.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н.* и др. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Ст. 1 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 1. С. 67–93.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Переход от палеокайнофита к неокайнофиту как одно из проявлений глобальной экосистемной перестройки на рубеже эоцена и олигоцена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 2. С. 85–92.
- Бондаренко О.Б.* Об изменении состава табулятоморфных кораллов на рубеже ордовика и силура // Биотические события на основных рубежах фанерозоя / Под ред. В.В. Меннера. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 104–121.
- Брагин Н.Ю.* Радиоларии триаса: зональная стратиграфия и палеобиогеографическое районирование: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 54 с.
- Будыко М.И.* Эволюция биосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 488 с.
- Вернадский В.И.* Биосфера. Л.: Науч. хим.-тех. изд-во, 1926. 146 с.
- Вернадский В.И.* Об условиях появления жизни на Земле // Изв. АН СССР. ОМОН. Сер. 7. 1931, № 5. С. 633–653.
- Вернадский В.И.* Биогеохимические очерки. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 169–174.
- Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена / Под ред. В.А. Крашенинникова, М.А. Ахметьева. М.: ГЕОС, 1996. 314 с.
- Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 2: Геологические и биотические события / Под ред. В.А. Крашенинникова, М.А. Ахметьева. М.: ГЕОС, 1998. 250 с.
- Герман А.Б.* Альбская–поздне меловая флора Северной Пацифики: Палеофлористика, фито-стратиграфия, палеоклиматология: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2004. 54 с.
- Дзюба О.Ф.* Сравнительная оценка качества пыльцы покрытосеменных растений, продуцируемой в условиях зоны Чернобыльской катастрофы и города-спутника АЭС – Сосновый бор // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия: Тез. докл. IX Всерос. палинол. конф. (13–17 сент. 1999 г.). М.: ИГиРГИ, 1999. С. 84–85.
- Добрецов Н.Л.* Корреляция биологических и геологических событий в истории Земли и возможные механизмы биологической эволюции // Палеонтол. журн. 2003. № 6. С. 4–15.
- Железко В.И.* Биостратиграфия фосфоритоносных формаций мела–палеогена Зауралья и Северо-Западного Казахстана по эласмобранхиям: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995. 42 с.
- Запорожец Н.И.* Палинокомплексы и комплексы фитопланктона верхнеэоценовых и олигоценовых отложений скважины № 1 (пос. Ланджар, Армения) // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: ГИН РАН, 1989. С. 85–103.

- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 2004. 299 с.
- Корень Т.Н., Попов Л.Е. Влияние климатических изменений на структуру морской биоты на примере позднеордовикского биотического кризиса // Экосистемные перестройки в эволюции биосферы. Вып. 1. / Под ред. А.Ю. Розанова, М.А. Семихатова. М.: Недра, 1994. С. 241–248.
- Корень Т.Н., Попов Л.Е. Терминальное ордовикское событие и палеозоогеография бентосной и планктонной фауны (брахиоподы, граптолиты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 100–104.
- Крашенинников В.А., Запорожец Н.И., Кургалимова Г.Г. Корреляция разнофациальных отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена (океаны и континенты) // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 199–220.
- Найдин Д.П. Граница мела и палеогена // Границы геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 225–257.
- Несов Л.А. Неморские позвоночные мелового периода Северной Евразии. СПб.: БИН РАН, 1997. 218 с.
- Попов Е.В. Меловые и палеоценовые химеровые рыбы (*Holocephali*, *Chimaeroudei*) юга Европейской России: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Саратов: СГУ, 2004. 24 с.
- Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. 111 с.
- Розман Х.С. Граница ордовика и силура // Граница геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 72–93.
- Розман Х.С. Биогеография и зоогеография верхнего ордовика Северной Азии и Северной Америки (по брахиоподам). М.: Наука, 1977. 171 с.
- Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна. Владивосток: Дальнаука, 2001. 162 с.
- Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. 240 с.
- Akhmetiev M.A., Beniamovsky V.N. The Paleogene of Western Eurasia (Russian sector) (stratigraphy, paleogeography, climate) // Symposium on the Paleogene "Preparing for Modern Life and Climate": Abstract book: Posters. Leuven, 2003. P. 3.
- Alegret L., Molina E., Thomas E. Environmental turnover across the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (SE Spain) // Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes / Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, June 3–8, 2003. P. 79.
- Alvarez L.W., Alvarez W.A., Asaro F., Michel H. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // Science. 1980. Vol. 208. P. 1095–1108.
- Barclay R.S., Johnson K.E., Betterton W.J., Dilcher D.L. Stratigraphy and megafloora of a K/T boundary section in the eastern Denver Basin, Colorado // Rocky Mountain Geol. 2003. Vol. 38, N 1. P. 45–71.
- Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes / Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, June 3–8, 2003. 141 p.
- Brenchley P.J., Garden J.A., Hints I. High-resolution isotope stratigraphy of Late Ordovician sequences: constraints on the timing of bioevents and environmental changed associated with mass extinction and glaciation // Bull. Geol. Soc. Amer. 2003. Vol. 115. P. 89–104.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Robertson D.B.R. et al. Batimetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period // Geology. 1994. Vol. 22. P. 295–298.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Underwood C.J. Do all mass extinction represent an ecological crisis? Evidence from the Late Ordovician // Geol. J. 2001. Vol. 36. P. 329–340.
- Buzek C., Fejar O., Konzalova M., Kvacek Z. Floristic changes around Stehlin's grande coupure in Central Europe // Proc. of Symposium on paleofloristic and paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary. Prague, Aug. 28 – Sept. 1, 1989. Prague: Geol. Surv. Publ. 1990. P. 167–181.
- Clayes P. Chicxulub and its ejecta at the K/T boundary // Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes / Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, 2003. P. 11–13.
- Grajales-Nishimura M. Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields // Geology. 2003. Vol. 28. P. 307–310.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987, Vol. 235. P. 1156–1167.

- Hicks J.F., Johnson K.R., Obradovich J.D. et al. Magnetostratigraphy and geochronology of the Hell Creek and basal Fort Union Formation of southwestern North Dakota and a recalibration of the age of the Cretaceous-Tertiary boundary // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2002. N 361. P. 35–55.
- Hicks J.F., Johnson K.R., Obradovich J.D. et al. Magnetostratigraphy of Upper Cretaceous (Maastrichtian) to Lower Eocene strata of Denver Basin, Colorado // *Rocky Mountain Geol.* 2003. Vol. 38, N 1. P. 1–27.
- Johnson K.R. Megaflora of Hell Creek and lower Fort Union Formations in the Western Dakotas: Vegetational response to climate change, the Cretaceous-Tertiary boundary event, and rapid marine transgression // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2002. N 361. P. 329–390.
- Johnson K.R., Reynolds M.L., Werth K.W., Thomasson J.R. Overview of the Late Cretaceous, Early Paleocene, and Early Eocene megafloras of the Denver Basin, Colorado // *Rocky Mountain Geol.* 2003. Vol. 38, N 1. P. 101–120.
- Kaiho K. Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 m. y. // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1994. Vol. 111. P. 45–71.
- Kent D.V., Cramer B.S., Lanci L. et al. A case for a Comet Impact trigger for the Paleocene-Eocene thermal maximum and carbonate isotope excursion // *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes* / Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, June 3–8, 2003. P. 27–29.
- Labandeira C.C., Johnson K.R., Wilf P. Impact of the terminal Cretaceous event on plant-insect associations // *Bull. Palaeontol. Nat. Assoc. (PNAS)*. 2002. Vol. 99, N 4. P. 2061–2066.
- Manchester S.R. Eocene to Oligocene floristic changes recorded in the Clarno and John Day formations, Oregon, USA // *Proc. of Symposium on paleofloristic and paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary*. Prague, Aug. 28 – Sept. 1, 1989. Prague: Geol. Surv. Publ. 1990. P. 183–187.
- Marshall J.D. Stable isotopes – what can they tell us about oceans, atmospheres and mass extinction? // *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes* / Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, 2003. P. 35–37.
- Marshall J.D., Brenchley P., Mason P. et al. Global carbon isotopic events associated with mass extinction and glaciation in the Ordovician // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1997. Vol. 132. P. 195–210.
- Nichols D.J., Fleming R.F. Palynology and palynostratigraphy of Maastrichtian, Paleocene and Eocene strata in the Denver Basin, Colorado // *Rocky Mountain Geol.* 2002. Vol. 37, N 2. P. 135–163.
- Pearson D.A., Schaefer T., Johnson K., Nichols D. A gap in the record of all vertebrates at the K/T boundary in North Dakota supports abrupt dinosaur extinction // *Geology*. 2001. Vol. 29. P. 39–42.
- Pomerol Ch., Premoli Silva I. (Eds.). The Eocene-Oligocene transition: Events and boundary // *Developments in Paleontol. and Stratigr.* N 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. 414 p.
- Prothero D.R., Berggren W.A. (Eds.). Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton: Princeton Univ. Press, 1992. 568 p.
- Rampino M. Boundaries, mass extinctions and impacts: where do we stand? // *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes* / Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, 2003. P. 53–55.
- Retallack G.J. Fossil soils as grounds for interpreting the advent of large plants and animals on land // *Philos. Trans. Roy. Soc. London B.* 1985. 309. P. 108–142.
- Scotese C.R., McKerrow W.S. Ordovician plate tectonic reconstructions: Advances in Ordovician geology // *Geol. Surv. Can. Pap.* 1991. N 90-9. P. 271–282.
- Sepkoski J.J., Jr. Species diversity in the Phanerozoic: species-area effects // *Palaeobiology*. 1976. Vol. 2, N 4. P. 298–303.
- Sepkoski J.J., Jr. A kinetic model of Phanerozoic diversity. II: Early Phanerozoic families and multiple equilibria // *Paleobiology*. 1979. Vol. 5, N 3. P. 222–251.
- Sepkoski J.J., Jr. A kinetic model of Phanerozoic diversity. III: Post-Paleozoic families and mass extinction // *Paleobiology*. 1984. Vol. 10, N 2. P. 246–267.
- Sepkoski J.J., Jr. Global bioevents and the question of periodicity // *Global bioevents* / Ed. O.H. Walliser. Berlin; Heidelberg: Springer, 1986. P. 47–61.
- Sepkoski J.J., Jr. A compendium of fossil marine animal families (2<sup>nd</sup> edition) // *Contrib. Milwaukee Publ. Mus. Biol. and Geol.* 1992. Vol. 83. 156 p.

- Sepkoski J.J., Jr.* Patterns of Phanerozoic extinction: A perspective from global data bases // Global events and event stratigraphy in Phanerozoic: Results of International interdisciplinary cooperation in the IGCP Project 216 "Global biological events in Earth history". Berlin; Heidelberg: Springer, 1996. P. 35–52.
- Sepkoski J.J., Jr., Koch C.F.* Evaluating paleontological data relating to bioevents // Global events and event stratigraphy in Phanerozoic: Results of International interdisciplinary cooperation in the IGCP Project 216 "Global biological events in Earth history". Berlin; Heidelberg: Springer, 1996. P. 21–34.
- Sepkoski J.J., Raup D.M.* Periodicity marine extinction. N.Y. etc.: Wiley, 1993. P. 3–36.
- Species Diversity in Ecological Communities / Eds R.E. Ricklefs, D. Schluter. Chicago; London: Univ. Chicago Press, 1993. 416 p.
- Sun Ge, Akhmetiev M.A., Dong Z.M.* In search of the Cretaceous-Tertiary boundary in Heilongjiang River Area of China // J. Geosci. Res. NE Asia. 2002. Vol. 5, N 2. P. 105–113.
- Terrestrial ecosystems through the time. Chicago; London: Univ. Chicago Press, 1992. 568 p.
- The 2<sup>nd</sup> International Symposium on Cretaceous biota and K/T boundary in Amur (Heilongjiang) River area (August 7–8, 2003, Blagoveshchensk; August 9–15, 2003, Field trip in eastern part of Zeya-Bureya basin). Moscow: GEOS, 2003. 36 p.

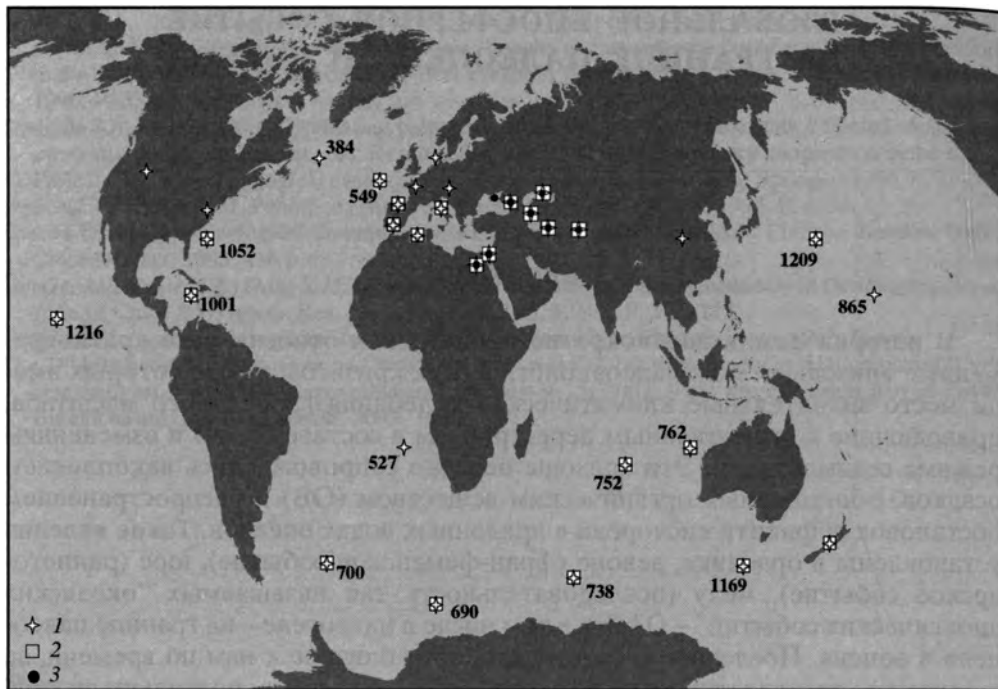
## ГЛОБАЛЬНОЕ БИОСФЕРНОЕ СОБЫТИЕ НА ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА

### ВВЕДЕНИЕ

В истории Земли неоднократно происходили относительно кратковременные эпизоды резких палеоэкологических кризисов, в ходе которых имели место значительные климатические колебания глобального масштаба, приводившие к существенным перестройкам в составе биоты и изменениям режима седиментации. Эти эпизоды нередко сопровождались накоплением осадков, обогащенных органическим веществом (ОВ) и распространением обстановок дефицита кислорода в придонных водах океанов. Такие явления установлены в ордовике, девоне (фран-фаменское событие), юре (раннетарское событие), мелу (последовательность так называемых “океанских аноксических событий” – ОАЕs), в том числе в палеогене – на границе палеоцена и эоцена. Последнее событие, наиболее близкое к нам по времени, за прошедшее десятилетие изучалось особенно интенсивно, поскольку является, по-видимому, наиболее ярко выраженным в фанерозойской истории событием, связанным с быстрым поступлением в атмосферу больших масс двуокиси углерода, подобно тому, как это происходит в современную техногенную эпоху.

Прежде всего палеоцен-эоценовое событие выразилось в появлении на этом рубеже существенной по величине (до 2–4‰ и более) и резко выраженной отрицательной *изотопной аномалии* как в отношении  $\delta^{13}\text{C}$ , так и  $\delta^{18}\text{O}$ , которая зафиксирована по всему земному шару – в океанах, эпиконтинентальных и окраинных морях, в континентальных отложениях (рис. 1, 2). Изотопная аномалия устанавливается в раковинах планктонных и бентосных фораминифер из осадков всех океанов, зубной эмали млекопитающих, карбонатных конкрециях из континентальных отложений и т.д. Поскольку она прослежена в глобальном масштабе, появилась уникальная возможность корреляции этого интервала в океанических и континентальных осадочных толщах. В настоящее время основание отрицательного изотопно-углеродного сдвига принимается за границу палеоцена и эоцена, практически совпадает с этим уровнем граница зон NP9/NP10 по наннопланктону и подзон P5a/P5b по планктонным фораминиферам.

Отрицательная аномалия  $\delta^{18}\text{O}$  свидетельствует о существенном повышении температуры в это время. В отношении величины потепления и скорости, с которой оно произошло, событие на границе палеоцена и эоцена не имело прецедента по крайней мере в фанерозойской истории Земли. Потепление привело к увеличению температуры глубинных вод океанов и высокоширотных вод на 4° и 8 °C, соответственно.



**Рис. 1.** Местоположение разрезов, в которых установлены проявления пограничного палеоцен-эоценового события

1 – отрицательный изотопно-углеродный пик (СIE); 2 – исчезновение бентосных фораминифер (ВЕЕ); 3 – осадки, обогащенные органическим веществом. Цифрами на карте обозначены номера скважин глубоководного бурения

Палеоцен/эоценовый глобальный эпизод, помимо повышения температуры, сопровождался изменениями океанической и атмосферной циркуляции, процессов седиментации, органической и неорганической геохимии и минерального состава осадков, значительными преобразованиями в морской и наземной экосистемах [Гаврилов и др., 1997; Fricke et al., 1998; Thomas, Shackleton, 1996; Zachos et al., 1993; и др.], что позволяет рассматривать его как глобальное биосферное событие. Это событие как бы “открывает” эоценовую эпоху, вследствие чего и получило название Initial Eocene Thermal Maximum – “Термальный максимум начала эоцена” – или сокращенно IETM. В настоящей статье мы будем пользоваться этим названием.

### **Изотопные аномалии $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в отложениях на границе палеоцена и эоцена в различных регионах мира**

За последние десятилетия накоплен огромный фактический материал по изотопному составу кислорода и углерода океанических осадков, полученный из скважин глубоководного бурения и наземных разрезов. Его анализ позволяет охарактеризовать общую климатическую и океанографиче-



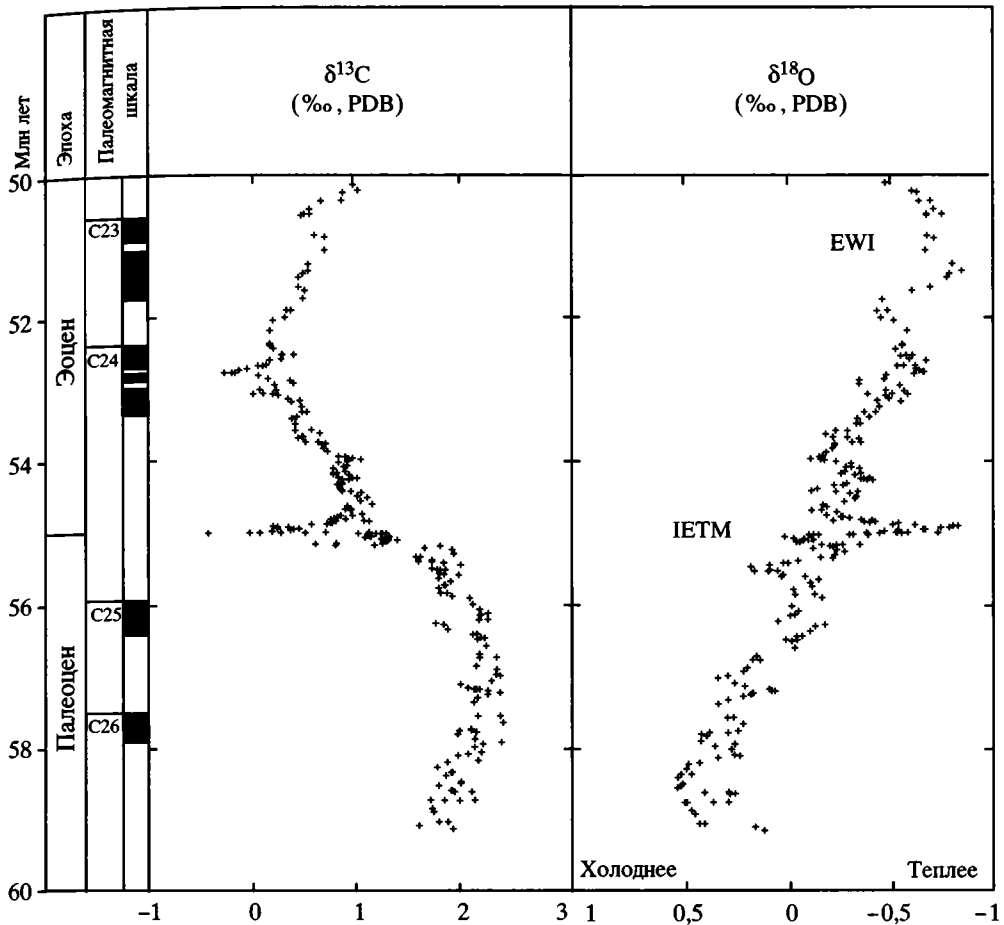


Рис. 2. Обобщенная схема распределения соотношений изотопов углерода и кислорода раковин бентосных фораминифер в пограничном палеоцен-эоценовом интервале [Koch et al., 2003]

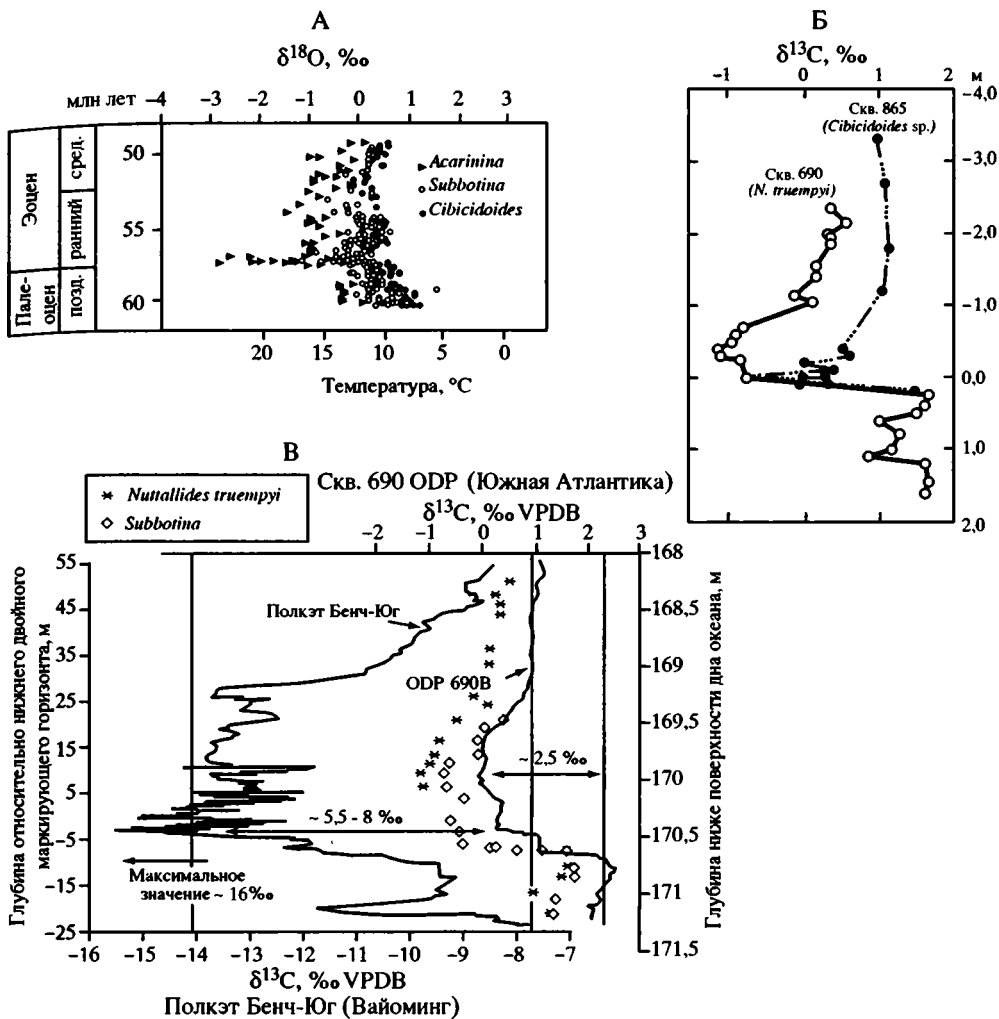
IETM – температурный максимум начала эоцена; EWI – эоценовый теплый интервал

скую ситуацию, на фоне которой произошло палеоцен-эоценовое биосферное событие. После биотического кризиса на границе мела и палеогена относительно высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  и низкие –  $\delta^{13}\text{C}$ , свидетельствующие о довольно низких температурах и невысокой биопродуктивности, сохранялись в течение всего раннего палеоцена [Shackleton, 1986; Barrera, Huber, 1988; Katz, Miller, 1991; Corfield, Carlidge, 1993; и др.]. Интервал с начала позднего палеоцена (зона CP5 по наннопланктону) до конца раннего эоцена характеризуется минимальными для кайнозоя значениями содержания  $\delta^{18}\text{O}$ . Климат этого времени был наиболее теплым в кайнозое (greenhouse world). В то же время, позднепалеоценовый этап отмечен максимальными величинами  $\delta^{13}\text{C}$ , которые, хотя и постепенно, но весьма значитель-

но снижаются в раннем эоцене. Рассматриваются по крайней мере две альтернативные причины такого изменения – это падение продуктивности морской биоты [Shackleton, Hall, 1984] и усиление вулканической деятельности [Owens, Rea, 1985]. Результаты изучения изотопного состава кислорода и углерода, а также работы по климатическому моделированию [Brass et al., 1982; Kennett, Stott, 1990, 1991; Corfield, Norris, 1996; и др.] показали, что в раннепалеоэоценовую эпоху донные воды, формировавшиеся в высоких широтах Южного океана, распространялись к северу, заполняя глубокие бассейны Атлантики и Прото-Индийского океана (Юго-Восточного Тетиса). Относительно низкий широтный температурный градиент поверхностных океанических вод и довольно высокие значения донных температур (7–10 °С) свидетельствуют об интенсивном переносе тепла в меридиональном направлении. В то же время, существовал довольно существенный вертикальный и меридиональный градиент солености, обуславливавший плотностную стратификацию.

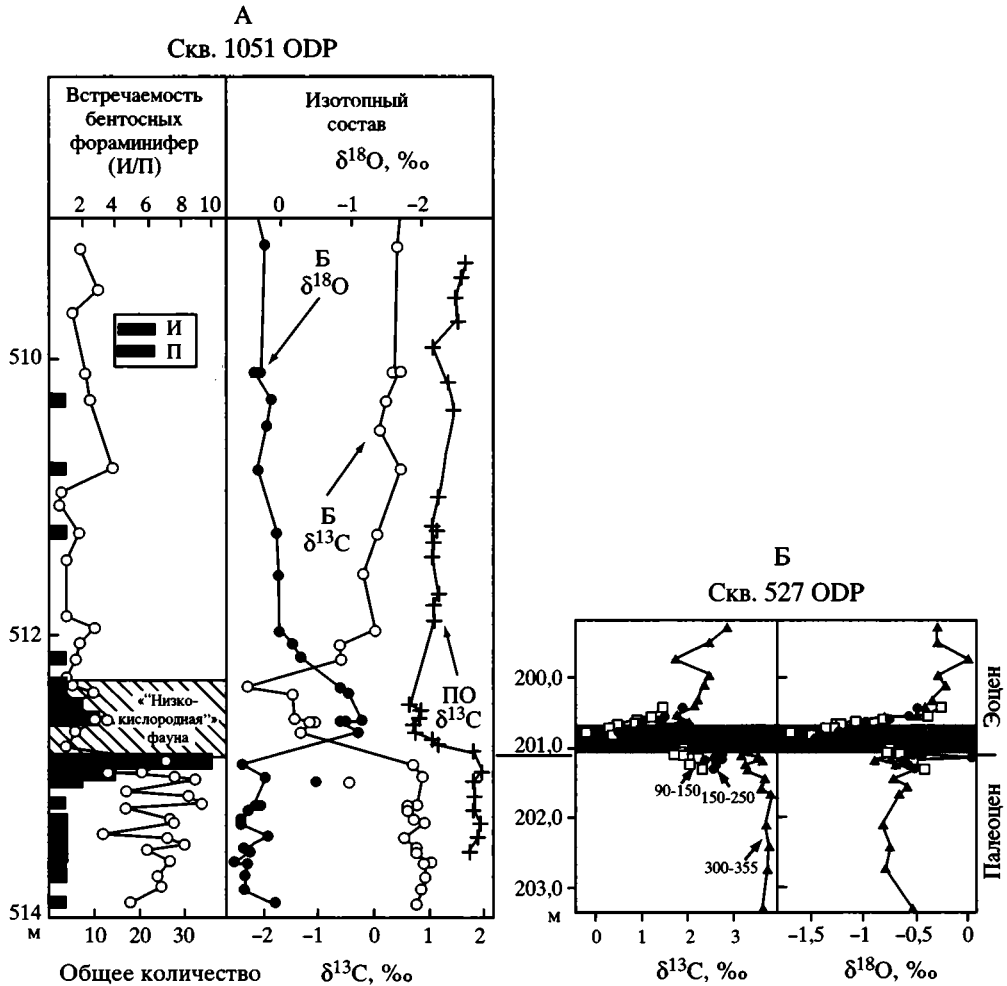
Рассматриваемый нами пограничный палеоэоцен-эоценовый интервал во всех океанах отмечен резким уменьшением  $\delta^{18}\text{O}$  (см. рис. 2), особенно ярко выраженным в раковинах бентосных фораминифер всех океанов, что свидетельствует о существенном потеплении донных температур (~3–8 °С). Наиболее низкие для кайнозоя значения  $\delta^{18}\text{O}$  были установлены в раннем эоцене в промежуточных и донных водах. Самый сильный палеотемпературный скачок на границе палеоэоцена и эоцена отмечен в Южной Атлантике (поднятие Мод, скв. 690 [Kennett, Stott, 1991]); наибольшее отклонение выявлено в раковинах бентосных фораминифер (~7–8 °С), несколько меньшее (5–6°) – в раковинах планктонных фораминифер, обитавших в относительно глубоких водах (*Subbotina* spp.), и наименее значительное (~4 °С) – в раковинах планктонных фораминифер – обитателей поверхностных вод (*Acarinina* spp.) (рис. 3). В то же время, изотопный состав кислорода из раковин планктонных фораминифер тропической и экваториальной областей преимущественно меняется довольно слабо [Bralower et al., 1995; Kelly et al., 1996; Lu et al., 1998]. Очевидно, что такая реорганизация температурного баланса в океане привела к еще большему уменьшению широтного и вертикального температурных градиентов. Снижение широтного градиента, по-видимому, должно было ослабить атмосферную циркуляцию, что нашло свое отражение в уменьшении эолового переноса в открытые акватории океана [Novan, Rea, 1992].

С резким потеплением на границе палеоэоцена и эоцена совпадает еще более резкий отрицательный сдвиг  $\delta^{13}\text{C}$  (рис. 4, см. рис. 2, 3,) (наложившийся на начало долговременного отрицательного тренда), отмеченный в раковинах как планктонных, так и бентосных фораминифер. Для предкризисной эпохи установлено сходство значений  $\delta^{13}\text{C}$  в раковинах бентосных фораминифер высоких широт Южной Атлантики и низких широт Атлантики и Пацифики (см. рис. 4), что свидетельствует о существовании единого источника формирования глубинных вод, располагавшегося в Южной полярной области. В ходе “углеродного события” проявляются различия в содержании  $^{13}\text{C}$ , что может указывать на появление различных источников формирования донных



**Рис. 3.** Распределение соотношений изотопов кислорода и углерода в палеоцен-эоценовых осадках скв. 690 (Южная Атлантика) и сопоставление с изотопными кривыми, полученными в других регионах мира

А – распределение изотопов кислорода в раковинах планктонных (*Acarinina* и *Subbotina*) и бентосных (*Cibicoides*) фораминифер скв. 690 [Kennett, Stott, 1990]; Б – сопоставление изотопно-углеродных кривых раковин бентосных фораминифер в пограничном палеоцен-эоценовом интервале скв. 690 и скв. 865 (Центральная Пацифика) [Dickens, 2000]; В – сопоставление изотопно-углеродных кривых скв. 690 по осадку, бентосным (*Nuttallides truempyi*) и планктонным (*Subbotina*) фораминиферам и разрезу континентальных отложений Полкэт Бенч-Юг (Вайоминг, США) по карбонатным конкрециям из ископаемых почв [Bains et al., 2003]



**Рис. 4.** Распределение изотопов кислорода и углерода в скважинах глубоководного бурения низких широт Атлантики

А – распределение бентосных фораминифер, изотопов кислорода и углерода в отложениях западной части Северной Атлантики (скв. 1051, плато Блэк Ноуз) [Katz et al., 1999]; Б – изотопный состав кислорода и углерода трех фракций (90–150, 150–250 и 300–355 мкм) планктонных фораминифер (*Acarinina soldadoensis*) Южной Атлантики (скв. 527, Ангольский бассейн) [Thomas et al., 2000]. Буквами на рисунке обозначены: И – исчезновение, П – появления новых видов, Б – бентос, ПО – полный осадок

вод. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  планктонных фораминифер демонстрируют явную широтную зависимость: магнитуа отрицательного отклонения максимальна в антарктических водах и минимальна в тропиках (рис. 5, см. рис. 3, 4). Это, очевидно, связано с пространственными изменениями в термальной структуре океана и продуктивности поверхностных вод [Kelly et al., 1998].

Изотопные анализы очень детально отобранных проб этого интервала из кернов скважин глубоководного бурения, заложенных в разных широтах,

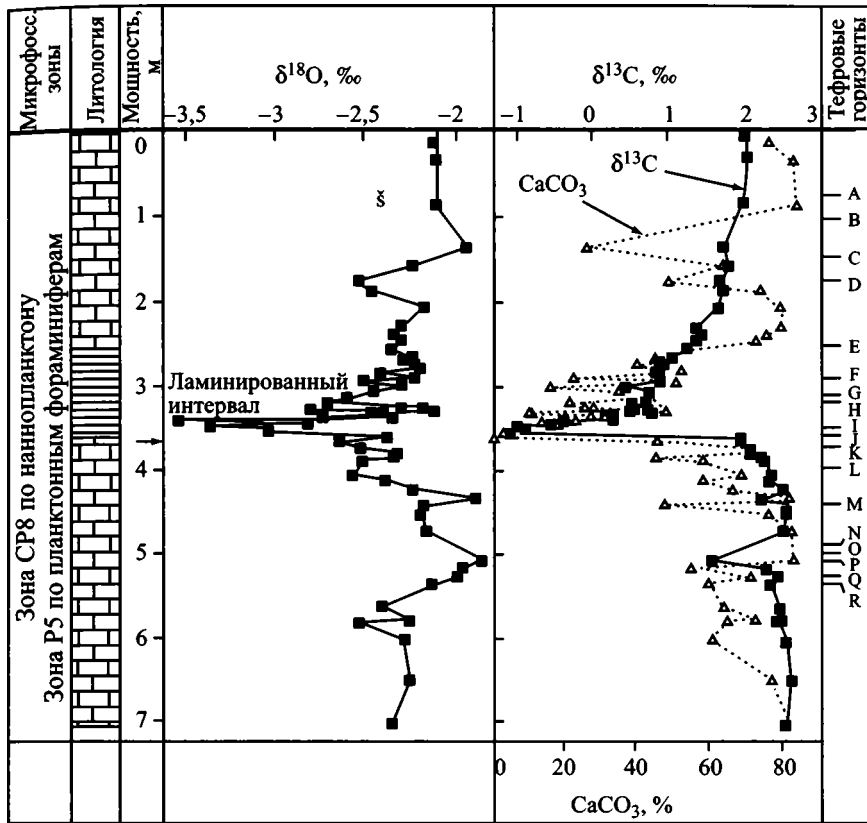
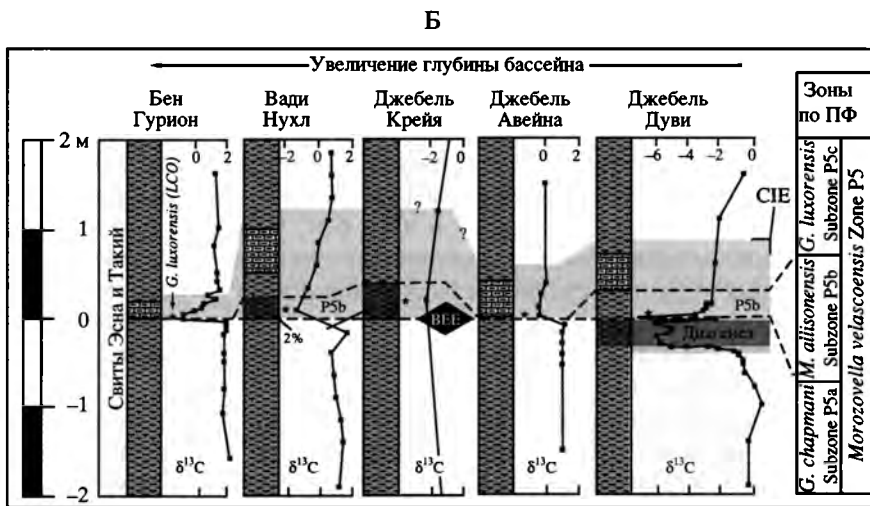
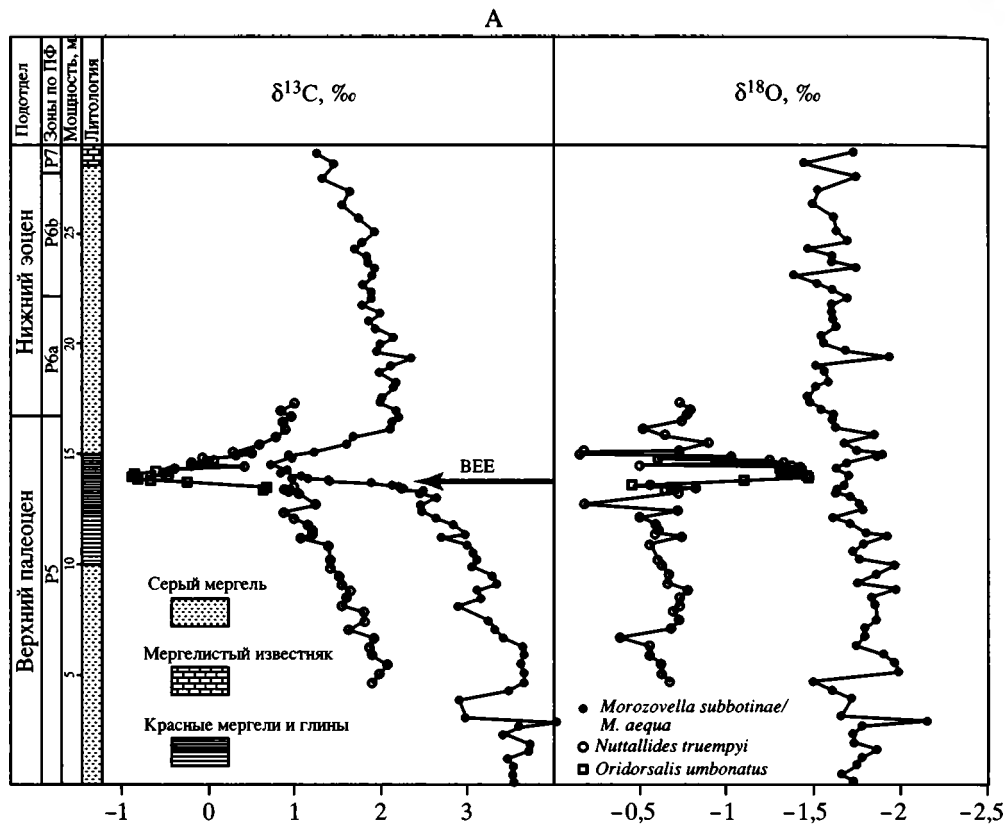


Рис. 5. Литология и изотопные кривые осадков Карибского бассейна [Bralower et al., 1997]

Событию IETM соответствует интервал тонколаминированных слабокарбонатных глин с резко обедненной планктонной биотой. Стрелка показывает уровень наибольшего обеднения бентосными фораминиферами

показали довольно сложную температурную структуру кризиса [Bains et al., 2000], предварявшегося кратковременным увеличением содержания  $^{18}\text{O}$  (похолоданием?). Присутствие на кривых  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  участков с относительно стабильными показателями свидетельствует, по-видимому, о существовании кратковременных периодов стазиса между отдельными фазами поступления углекислого газа в атмосферу. Кроме того, это может отражать неодновременность начала потепления глубинных вод в разных широтах, на разных глубинах и в различных палеогеографических обстановках.

Данные по изменению изотопного состава кислорода и углерода позволяют предполагать, что переходный палеоцен-эоценовый интервал отвечает кратковременной смене термогалинной циркуляции, при которой глубокие океанические бассейны заполнялись более холодными водами, образовавшимися в высоких широтах, на галотермальную [Corfield, Norris, 1996; Thomas, Shackleton, 1996]. К этому времени в пределах Южного Перитетиса и в некоторых местах Северного возникли мелководные бассейны иногда с



**Рис. 6.** Проявление события ИЕТМ в некоторых тетических разрезах

А – литология и распределение изотопов углерода и кислорода в раковинах планктонных и бентосных фораминифер разреза Алламедилья (Испания) [Lu et al., 1998]; Б – пограничный палеоцен-эоценовый

эвапоритовым режимом седиментации, в которых образовывались теплые соленые воды повышенной плотности. Поскольку в ходе климатического потепления высокоширотные воды оказались недостаточно холодными для погружения на значительные глубины, они были замещены более плотными и солеными тетическими водами с низким содержанием кислорода и высокими концентрациями питательных веществ.

Отчетливые изотопные аномалии установлены не только в осадках океанов, но и в отложениях эпиконтинентальных морей и на палеошельфах (рис. 6). Они отмечены во всех стратиграфически полных разрезах Испании, Италии, Австрии, Египта, Туниса, Юга России и сопредельных территорий, Пакистана, Новой Зеландии, США и др. (см. рис. 1). Причем в ряде случаев также устанавливаются различия между температурными трендами донных и поверхностных вод палеобассейнов. Так, на рис. 6, А хорошо видно, что если бентосные фораминиферы демонстрируют отчетливый отрицательный сдвиг значений  $\delta^{18}\text{O}$ , то планктонные формы его практически не показывают, т.е. температура поверхностных вод этого субтропического региона не изменилась в ходе ИЕТМ.

Детальные исследования континентальных отложений США (штат Вайоминг) также позволили выявить изотопные аномалии в пограничных палеоцен-эоценовых отложениях (см. рис. 3, В). Величина изотопной аномалии  $\delta^{13}\text{C}$ , установленная по карбонатным конкрециям из многочисленных горизонтов палеопочв, достигает значительных величин  $\sim 5,5\text{--}8\%$ . Представляется вполне вероятным, что аналогичная аномалия может быть найдена в палеопочвах Казахстана, которые по многим характеристикам похожи на палеопочвы Вайоминга.

### Изменения в морской биоте

**Бентосные фораминиферы.** Наиболее значительным следствием связанных с ИЕТМ резких экологических изменений стало катастрофическое исчезновение бентосных фораминифер, испытавших наиболее крупное за последние 75 миллионов лет вымирание [Thomas, Shackleton, 1996], в ходе которого видовое разнообразие сократилось на 30–50% в течение нескольких тысяч лет (ВЕЕ – Benthic Extinction Event). Предкризисная фауна была представлена преимущественно космополитными таксонами, в основном, появившимися еще в поздне меловую эпоху, и характеризовалась большим видовым разнообразием с преобладанием толстостенных форм (так называемая фауна Velasco-type [Van Morkhoven et al., 1986; Berggren et al., 1998]). Внезапное массовое исчезновение бентосных фораминифер произошло одновременно с резким потеплением и отрицательным сдвигом в изотопном составе углеро-

---

интервал в разрезах южного Тетиса (Египет и Израиль): на профиле показаны изменения литологии от мелководных разрезов в более глубокую часть бассейна (в двух разрезах – Вади Нухл и Джебель Крейя – интервалу ИЕТМ соответствует сапропелитовый пласт), уровень исчезновения бентосных фораминифер (ВЕЕ) и кривые  $\delta^{13}\text{C}$  (интервал изотопно-углеродного сдвига отмечен темным фоном) [Monechi et al., 2000]. ПФ – планктонные фораминиферы

да (см. рис. 4). Наиболее сильный стресс (вплоть до полного исчезновения) испытали бентосные формы самых глубоких частей океанических бассейнов [Bralower et al., 1995], однако и в относительно мелководных морях Тетической области установлено катастрофическое сокращение количества бентосных фораминифер [Speijer, Schmitz, 1998; Schmitz et al., 1997; Ступин, Музылев, 2001]. Среди немногочисленных “выживших” таксонов преимущественное распространение получили виды, выдерживающие сильный дефицит кислорода (булиминиды). Фауна “эпохи кризиса” характеризуется мелкими размерами, тонкими стенками и небольшим числом камер (фауна Midway-type) и демонстрирует значительно более сложную избирательную приуроченность к палеобиогеографическим обстановкам. Анализ видового состава комплексов бентосных фораминифер свидетельствует о высоком содержании питательных веществ в донных водах [Steineck, Thomas, 1996; Thomas, 2003]. Так, обилие в некоторых районах обычно немногочисленных *Tappania selmenensis* и *Aragonia aragonensis* может, видимо, свидетельствовать о дефиците кислорода в придонных водах или на границе вода–осадок. Интересно отметить, что среди исчезнувших таксонов преобладают эпибентосные формы и практически только инбентосные таксоны переживают кризис ПЕТМ [Thomas, 1990; 2003; Speijer, 1994].

**Остракоды.** Чрезвычайно сходные тенденции установлены и в комплексах глубоководных остракод из высоких широт Южной Атлантики (скв. 690 [Steineck, Thomas, 1996]). В осадках, залегающих ниже изотопно-углеродной аномалии, распространены преимущественно крупные, толстостенные раковины, сходные с таксонами, обычно обитающими в тропических теплых мелководных шельфовых бассейнах, в которых воды насыщены кислородом и обеднены  $\text{CO}_2$ . В интервале, совпадающем с изотопным сдвигом, массивные формы вымирают, и преимущественное развитие получают остракоды с более мелкими раковинами, имеющими очень тонкие и слабо обызвествленные стенки. В комплексе преобладают высоко толерантные виды, выдерживающие значительный дефицит кислорода. В шельфовой области Южного Перитетиса (Египет) непосредственно перед изотопно-углеродным сдвигом начинается заметная перестройка в составе комплекса остракод [Speijer, Morsi, 2002], выразившаяся в появлении таксонов, мигрирующих из Западной Африки и вытесняющих прежде существовавшие виды. Такая реструктуризация остракодовой ассоциации связывается со значительной трансгрессией и увеличением эвтрофности бассейна.

Таким образом, в ходе события ПЕТМ глубоководная бентосная фауна претерпела массовое вымирание. Типичные для докризисного периода обильные и разнообразные ассоциации, представленные долгоживущими таксонами, после резкого вымирания сменились чрезвычайно бедными комплексами, состоящими из наиболее толерантных видов, выдерживающих значительные температурные изменения и дефицит кислорода.

**Планктонные фораминиферы.** Значительно менее драматичные, хотя и весьма заметные изменения претерпела на границе палеоцена и эоцена планктонная биота. В отличие от бентосных фораминифер, испытавших существенное вымирание, планктонные формы демонстрируют довольно интен-



сивное видообразование с появлением короткоживущих теплолюбивых видов [Lu, Keller, 1995]. Два рода планктонных фораминифер, обитающих в поверхностном слое воды (*Morozovella* и *Acarinina*) и доминирующих в комплексах фораминифер позднего палеоцена, показывают чрезвычайно высокую скорость диверсификации [Kelly et al., 1996; Pardo et al., 1999; Kelly et al., 2001]: эволюция морозовелид *M. velascoensis* → *M. edgari* → *M. allisonensis* произошла в течение примерно 10 тыс. лет [Kelly et al., 1996]. Появление *M. edgari* несколько предшествует изотопно-углеродному сдвигу и ВЕЕ, а *M. allisonensis* практически совпадает с этими событиями. Все три представителя данной эволюционной линии исчезают вскоре после прекращения IETM, причем продолжительность существования исчезнувшей первой *M. allisonensis* оценивается примерно в 50 тыс. лет [Kelly et al., 1996]. С изотопно-углеродным сдвигом совпадает также распространение новых акаринин (*A. sybaiensis* и *A. africana*). Диверсификацию на границе палеоцена и эоцена испытали преимущественно фораминиферы, обитавшие в поверхностном слое воды, а роды, жившие в более глубоких зонах (*Subbotina* spp.), оказались довольно консервативными.

Все “кризисные” виды характеризуются мелкими размерами, боковой уплощенностью камер и меньшим числом камер на последнем обороте, чем у предковых форм. Они довольно быстро распространились по низкоширотной области от открытых частей океана до эпиконтинентальных бассейнов Тетической области и получили весомое преобладание в фораминиферовых ассоциациях. Занимая общую экологическую нишу, оба рода оказались конкурентами в ходе изменений палеосреды на границе палеоцена и эоцена. Если до и после IETM акаринины составляли обычно около 10%, а морозовеллы ~66%, то в ходе события содержание первых резко увеличилось, а последних – сократилось. Максимальное содержание акаринин совпадает с минимальными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  [Kelly et al., 1998; Schmitz et al., 1997].

Помимо перечисленных “кризисных” видов, широко распространенных в тропической области, в эпиконтинентальных бассейнах Перитетиса одновременно с *M. allisonensis* появляется *Globanomalina luxorensis* [Speijer, Samir, 1997]. Оба вида доминируют в комплексах Южной области (Египет), но весьма малочисленны в разрезах Северо-Восточного Перитетиса (Копетдаг, Приаралье) [Speijer et al., 2000].

Появление короткоживущих регионально распространенных видов, очевидно, свидетельствует о дифференциации обстановок обитания с возникновением недолговременных экологических ниш. Поскольку палеотемпературные изменения в тропической области в ходе IETM были незначительными, следует искать иные факторы, стимулировавшие быструю эволюцию планктонных фораминифер. По-видимому, ведущую роль в процессе видообразования играло перераспределение питательных веществ в результате изменения океанической циркуляции: в открытых акваториях океанов складываются олиготрофные обстановки [Bralower et al., 1995; Kelly et al., 1996], а на океанических окраинах и в эпиконтинентальных бассейнах резко возрастает эвтрофность [Crouch et al., 2001; Gavrillov et al., 2003; Schmitz et al., 1997].

**Известковый наннопланктон.** Как и планктонные фораминиферы, известковый наннопланктон претерпел заметные изменения в ходе IETM, которые также выразились в появлении короткоживущих форм, распространенных в Тетической области и Северной Атлантике. К ним относится прежде всего своеобразная группа ромбоастров, чье появление совпадает с изотопно-углеродным сдвигом и накоплением в Южном и Северо-Восточном Перитетисе осадков, обогащенных органическим веществом [Gavrilov et al., 2003; Monechi et al., 2000]. Этот род неясного систематического положения, не имеющий каких-либо предковых форм, быстро эволюционировал в течение IETM с образованием нескольких нечетко разграниченных видов (*Rhomboaster bramlettei*, *R. cuspis*, *R. bitrifidus*, *R. spineus*) и после прекращения кризисных явлений постепенно видоизменился, дав начало эволюционной линии рода *Tribrachiatus*. Кроме того, в этом же интервале появляется несколько короткоживущих видов дискоастров, в том числе совершенно необычный асимметричный *Discoaster anartios*, исчезнувших непосредственно после IETM. В целом наннопланктонные ассоциации кризисного интервала окраинных и эпиконтинентальных бассейнов значительно обеднены. То обстоятельство, что здесь резко сокращается содержание как тепловодных (*Discoaster*), так и холодноводных (*Chiasmolithus*) форм, свидетельствует о том, что основным фактором, регулирующим распространение наннопланктона, была не температура, а концентрация питательных веществ. Оба эти рода являются преимущественно олиготрофными, и их исчезновение в интервале IETM, очевидно, является отражением значительного увеличения поступления питательных веществ в окраинные бассейны. Это подтверждается также относительным увеличением содержания разнообразных представителей рода *Toweius*, считающихся эвтрофными. Малочисленность и небольшое разнообразие наннопланктонных ассоциаций, а также возникновение короткоживущих специфических и “уродливых” форм, очевидно, характеризует крайне неблагоприятные обстановки в эпиконтинентальных бассейнах, возникшие на границе палеоцена и эоцена. Кроме того, в более глубоководных разрезах внешнего шельфа (Западное Средиземноморье) на уровне основания изотопно-углеродного сдвига отмечается частичное или полное растворение карбоната кальция, вероятно, явившееся результатом увеличения содержания в водах углекислого газа и существенно искажившее (или уничтожившее) комплексы наннопланктона [Monechi et al., 2000; Ogue-Etxebarria et al., 1996; Schmitz et al., 1997].

В то же время, состав комплексов наннопланктона в интервале IETM центральных частей океанов свидетельствует о возникновении относительной олиготрофности поверхностных вод [Bralower, 2002; Kelly et al., 1996]. Таким образом, данные по распределению различных таксонов наннопланктона согласуются с результатами, полученными из анализа комплексов планктонных фораминифер, свидетельствующих о возросших концентрациях питательных веществ в окраинных бассейнах и обеднении ими центральных акваторий океанов в ходе IETM.

**Динофлагелляты.** Динофлагелляты представляют собой одноклеточный фитопланктон, на определенной стадии жизненного цикла формирую-

щий органикостенную оболочку (цисту), сохраняющуюся в ископаемом состоянии. Геологическая летопись пограничного палеоцен-эоценового интервала продемонстрировала, что событие ИЕТМ оказало заметное воздействие на состав комплексов диноцист, что выразилось прежде всего в массовом развитии рода *Apectodinium*. Первые представители этого рода появились в середине палеоцена в низких широтах и по мере потепления климата распространялись в северном и южном направлениях [Vujak, Brinkhuis, 1998]. В этот период комплексы диноцист довольно разнообразны, а обилие *Apectodinium* spp. относительно невелико. Их внезапный расцвет отмечен в окраинных и эпиконтинентальных бассейнах многих районов мира (Новая Зеландия, Австрия, Дания, Англия, Северо-Восточный Перитетис), где он совпадает с уровнем исчезновения бентосных фораминифер и изотопно-углеродным сдвигом [Ахметьев, Запорожец, 1996; Crouch et al., 2001; Gavrilov et al., 2003; Neilmann-Clausen, Schmitz, 2000]. Содержание *Apectodinium* возрастает до 60% и более, а интервал максимального распространения совпадает с изотопно-углеродным минимумом и интервалом распространения осадков, обогащенных органическим веществом. Поскольку представители рода являются теплолюбивыми формами с гетеротрофным типом питания на подвижных стадиях развития клетки [Vujak, Brinkhuis, 1998], логично предположить, что вспышка распространения *Apectodinium* обусловлена резким потеплением климата и усилением привноса биофильных элементов с континентов в окраинные и эпиконтинентальные бассейны [Crouch et al., 2001; Gavrilov et al., 2003]. Для пограничного сапропелитового горизонта северо-восточного Перитетиса характерно появление очень крупных, необычных по облику форм *Apectodinium* с сильно утолщенной стенкой, что, по-видимому, свидетельствует о перенасыщении вод питательными веществами с одновременным развитием аноксидных обстановок.

**Кремневый микропланктон.** Реакция радиолярий и диатомей на событие ИЕТМ еще недостаточно хорошо изучена ввиду того, что практически неизвестны разрезы, где этот интервал был бы достоверно охарактеризован этими микрофоссилиями удовлетворительной сохранности, хотя интенсивное биогенное кремненакопление отмечено непосредственно выше этого события во многих окраинных бассейнах [Gavrilov et al., 2000; Neilmann-Clausen, Schmitz, 2000; Hollis et al., 2000; Oreshkina, Oberhänsli, 2003; Radionova et al., 2003]. Анализ стратиграфического распределения радиолярий из отложений верхнего палеоцена – нижнего эоцена многочисленных скважин глубоководного бурения [Sanfilippo, Nigrini, 1998], Новой Зеландии [Hollis et al., 2000] и наземных разрезов России [Козлова, 1999] показал, что в интервале наннопланктонной зоны NP10 появляется несколько новых видов радиолярий, быстро распространившихся от тропиков до бореальной области.

В этом же интервале в Северо-Восточном Перитетисе установлена довольно резкая перестройка в составе комплексов диатомей [Oreshkina, Oberhänsli, 2003], в ходе которой возникает несколько новых и, по-видимому, эндемичных, видов диатомей. Хотя пока не представляется возможным уверенно утверждать, что подобное ускорение диверсификации кремневого планктона является прямым следствием ИЕТМ, связь этих событий представ-

ляется весьма вероятной. Во всяком случае, широкое развитие кремнистых осадков в окраинных бассейнах, очевидно, является результатом эвстатической трансгрессии и увеличения поступления питательных веществ, обусловивших цветение кремневого планктона.

### Изменения в континентальной биоте

**Наземная растительность.** В течение позднего палеоцена и раннего эоцена Евразия и Северная Америка формировали единую Голарктическую палеобиогеографическую область, внутри которой суша периодически соединялась высокоширотными Берингийским и Гренландско-Скандинавским или Гренландско-Шотландским мостами [McKenna, 1983]. Во время позднепалеоценового–раннеэоценового долгопериодного температурного оптимума растительность влажных тропиков продвинулась в высокие широты бореальной и нотальной областей: пальмовые мангрового типа *Nipa* и цикадовые распространились до Германии, Южной Англии, внутренних областей Северной Америки и Канады, а также Южной Австралии и Новой Зеландии. Палеоботанические данные однозначно указывают на довольно высокие среднегодовые температуры этой эпохи, низкий широтный температурный градиент и незначительные сезонные колебания [Ахметьев, 2004; Greenwood, Wing, 1995]. В ходе резкого потепления на границе палеоцена и эоцена среднегодовые температуры высоких широт континентов повысились еще примерно на 3–4° [Fricke et al., 1998], что должно было привести к резкому изменению наземной растительности. Однако палеофлористические данные, полученные из многих регионов мира, показывают, что раннеэоценовая флора чрезвычайно сходна с позднепалеоценовой [Crouch, Vissher, 2003; Wing, Harrington, 2001] и смена типично палеоценовой на типично эоценовую флору происходила постепенно или по крайней мере в несколько этапов [Wing, 1997]. Если в высоких широтах Южного полушария не отмечено значительных изменений наземной флоры во время события IETM [Crouch, Vissher, 2003; Greenwood et al., 2003], то в Северной Америке в этом интервале произошла перестройка в составе растительных сообществ [Wing et al., 1995; Wing, 1997]. Палеоценовая флора северных континентов характеризуется относительно низким видовым разнообразием и однородностью флористических комплексов Северной Америки, Европы и Азии. Потепление в средних и высоких широтах в ходе IETM привело к исчезновению холодоустойчивых видов на южных флангах их распространения и дальнейшему продвижению в высокие широты тропических и субтропических таксонов. Очевидно, что иммиграция (как растений, так и животных) контролировалась конфигурацией континентов и проливов между ними. В раннем эоцене океан Тетис представлял собой естественный барьер между северными и южными континентами, отделяя Европу от Африки и Северную Америку от Южной; в то же время, существование Тургайского пролива препятствовало продвижению иммигрантов из Азии в Европу. Видимо, по этой причине не произошло столь резкой перестройки в растительных сообществах, которую

можно было бы ожидать, исходя из климатических изменений на границе палеоцена и эоцена. Частично внедрение субтропических форм в Северную Америку, видимо, осуществлялось путем переноса пыльцы морскими течениями, поскольку максимальное количество видов-иммигрантов приурочено к прибрежным частям континента и прогрессивно убывает по направлению к его внутренним областям [Harrington, 2003]. В то же время, для вечнозеленой субтропической флоры, требующей продолжительного светового дня в течение круглого года, очевидно, оказалась значительно затрудненной сухопутная миграция через высокоширотные мосты, что и вызвало “запаздывание” в реакции мегафлоры на климатические изменения. На западе североамериканского континента установлен интервал “обеднения” между исчезновением относительно холодолюбивых таксонов и внедрением субтропических компонентов в раннем эоцене, хотя к середине раннего эоцена (периоду максимального кайнозойского потепления) видовое разнообразие флоры уже заметно превышало уровень, предшествующий IETM [Wing, 1997].

Если событие IETM не вызвало резких перестроек в таксономическом составе растительных сообществ, то весьма существенным оказалось его влияние на увеличение растительной биомассы, обусловленное массивным поступлением двуокси углерода в атмосферу. В свою очередь, изъятие огромных масс  $\text{CO}_2$  могло впоследствии привести к понижению температур примерно на  $2,5^\circ$ , стабилизировав температурный режим после события IETM [Beerling, 2000].

**Наземная фауна.** Влияние пограничных палеоцен-эоценовых климатических флуктуаций на териофауну оказалось поистине огромным. Именно в этом интервале отмечена радиация копытных, грызунов, рукокрылых, насекомоядных, креодонтов; к этому уровню приурочено и появление первых приматов (s.s.). Характерной особенностью радиации позвоночных в этот период является увеличение разнообразия и численности травоядных, начавшееся в ходе IETM и имеющее достаточно долгопериодный тренд, что, очевидно, связано со значительным ростом растительного покрова. Первые появления новых форм отмечены в Азии несколько раньше, чем на других континентах [Beard, 2002], причем расселение иммигрантов происходило, вероятнее всего, в западном направлении через Европу в Северную Америку. По всей видимости, расширение на север субтропической зоны способствовало продвижению фауны в высокие широты. Миграция на запад осуществлялась через сухопутные мосты, возникшие в ходе регрессии, непосредственно предшествующей изотопно-углеродному сдвигу, и на короткое время перекрывшие в высоких широтах естественные водные преграды, такие как Тургайский пролив, или, что более вероятно, Обский залив, а также Северную Атлантику [Hooker, 2003]. Характерно, что в ходе перестройки фаунистических сообществ не происходит заметного сокращения числа родов млекопитающих, но на видовом уровне отмечается значительное преобладание нескольких видов [Wing et al., 1995], что, возможно, указывает на стрессовую обстановку. Кроме того, в северо-западной части США (бассейн Полкэт Бенч, Вайоминг) в интервале, соответствующем отрицательному изотопно-углеродному сдвигу (см. рис. 3), эндемичные таксоны млекопитающих характе-

ризуются выраженной “карликовостью” [Gingerich, 2003], которая рассматривается не столько как отражение температурного эффекта (правило Бергмана), сколько как результат возросших концентраций  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Нормальные размеры млекопитающих восстанавливаются одновременно с возвратом значений  $\delta^{13}\text{C}$  к прежним величинам.

Таким образом, реакция на температурные изменения в фаунистических сообществах оказывается значительно более выраженной, чем в комплексах мегафлоры, для которой, по-видимому, важен не столько знак изменения температуры, сколько скорость этого процесса.

Как можно видеть, наиболее значительные биотические изменения в ходе ИЕТМ затронули океаническую биоту, испытавшую не только “тепловой удар” и дефицит кислорода, но и значительные пертурбации в поставке питательных веществ. Увеличение потока биофилов в окраинные части океанов, особенно в обширные эпиконтинентальные акватории, вызвало здесь катастрофическую перестройку в составе планктонной биоты – основного порообразующего компонента морской седиментации – и тем самым определило кратковременное изменение режима осадконакопления. Наиболее ярким проявлением события ИЕТМ в биоте эпиконтинентальных бассейнов стало резкое падение продуктивности карбонатного планктона и вспышка развития бактерио- и фитопланктона, обусловившая поступление огромных масс органического вещества на дно бассейна.

### Проявления события ИЕТМ в эпиконтинентальных бассейнах

Помимо отрицательных аномалий  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  и изменений биоты, с ИЕТМ связаны также некоторые другие явления. Так, в эпиконтинентальных морях Тетиса в это время накапливались значительные массы *органического вещества*, что наиболее ярко проявилось в морях Северо-Восточного Перитетиса, где содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в породах достигает 10–20% и более; несколько менее интенсивно шло накопление ОВ в водоемах Южного Перитетиса (в ряде разрезов Египта и Израиля содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  до 2% и более), но сама тенденция проявилась вполне отчетливо. Геологи, изучавшие разрезы Северо-Восточной Африки, связывали накопление повышенных количеств ОВ в осадках с действием апвеллинга [Speijer, Schmitz, 1998; и др.].

С отложениями, соответствующими ИЕТМ, бывают связаны также изменения *ассоциаций глинистых минералов*. Для ряда разрезов ИЕТМ, приуроченных к палеошельфам, эпиконтинентальным морям, некоторым поднятиям в океане, характерно обогащение отложений каолинитом (северо-восток США – от Нью-Джерси до юга Вирджинии, Пакистан [Cramer et al., 1999; Gibson et al., 2000], Северное море, Атлантическое побережье Испании [Knox, Robert, 1998], поднятие Мод в Южном океане, море Уэдделла [Robert, Kennett, 1994], мыс Актумсук, западный берег Аральского моря [Gavrilov, Sadchikova, 2001]). Такое обогащение, как считает большинство изучавших их геологов, могло быть связано с резкой гумидизацией климата и интенсификацией

фикацией процессов выветривания во время этого события. В то же время, в других разрезах (например, юго-восток Испании [Lu et al., 1998], юг Туниса [Bolle et al., 1999] и др.) в отложениях, соответствующих IETM, появляется палыгорскит, что объясняется исследователями как следствие существенной аридизации климата.

Как видим, в разных регионах отложениям, накопившимся во время IETM, присущи свои литологические, геохимические, минералогические, биотические особенности (обогащенность отложений каолинитом или, напротив, палыгорскитом, очень высокие или исчезающе низкие содержания ОВ, появление организмов, обитавших в олиготрофных или эвтрофных водоемах, но при этом повсеместное наличие отрицательных изотопных углеродной и кислородной аномалий и т.д.). Зачастую для объяснения возникновения тех или иных особенностей привлекают разнообразные по своим проявлениям механизмы (на наш взгляд, иногда трудно совместимые друг с другом).

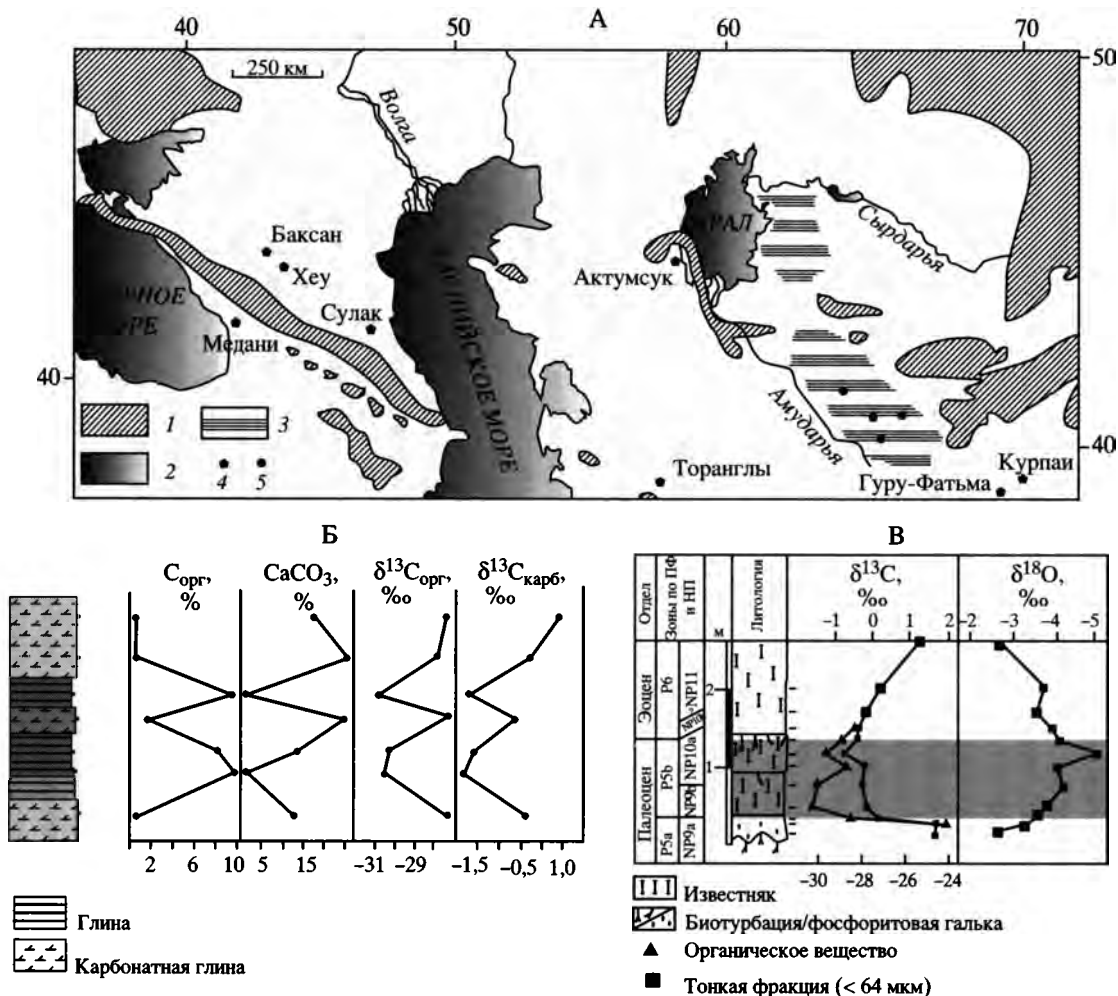
Представляется, что возникновение большей части присущих отложениям IETM черт можно объяснить, применив предлагаемую нами модель развития биосферного события.

Несмотря на то, что событие IETM запечатлено в отложениях, накопившихся в разных обстановках – океанах, морях, на суше, именно разрезы эпиконтинентальных морей наиболее информативны для реконструкции динамики его развития. Поэтому рассмотрим возможную модель формирования отложений, образовавшихся во время IETM в эпиконтинентальных морях Северо-Восточного Перитетиса [Гаврилов и др., 1997; Gavrilov et al., 2003], а затем обсудим, как установленный сценарий этого события позволяет объяснить специфические черты синхронных отложений из других районов мира.

Отложения, накопившиеся во время IETM в морях Северо-Восточного Перитетиса, почти повсеместно обогащены органическим веществом. Пласт этих отложений, протягивающийся в широтном направлении не менее, чем на 2500 км – от Таджикистана до Крыма, будем называть сапропелитовым горизонтом (СГ) (рис. 7, см. цв. вкл.; рис. 8, 9).

Везде, где наблюдается СГ, он отчетливо выделяется на фоне вмещающих отложений более темной окраской и зачастую характерной листоватостью пород при их выветривании. Нижняя граница пласта всегда резкая, верхняя – обычно более постепенная, хотя фиксируется вполне определенно. Во многих разрезах на некотором расстоянии под пластом отмечается уровень размыва, в других случаях пласт непосредственно сам трансгрессивно с размывом налегает на подстилающие отложения. В направлении зон развития прибрежных осадков происходит уменьшение содержания ОВ в породах; в некоторых местах пласт замещается горизонтами с обильными рыбными остатками; отмечены также его замещение или пространственная ассоциация с фосфоритоносными отложениями.

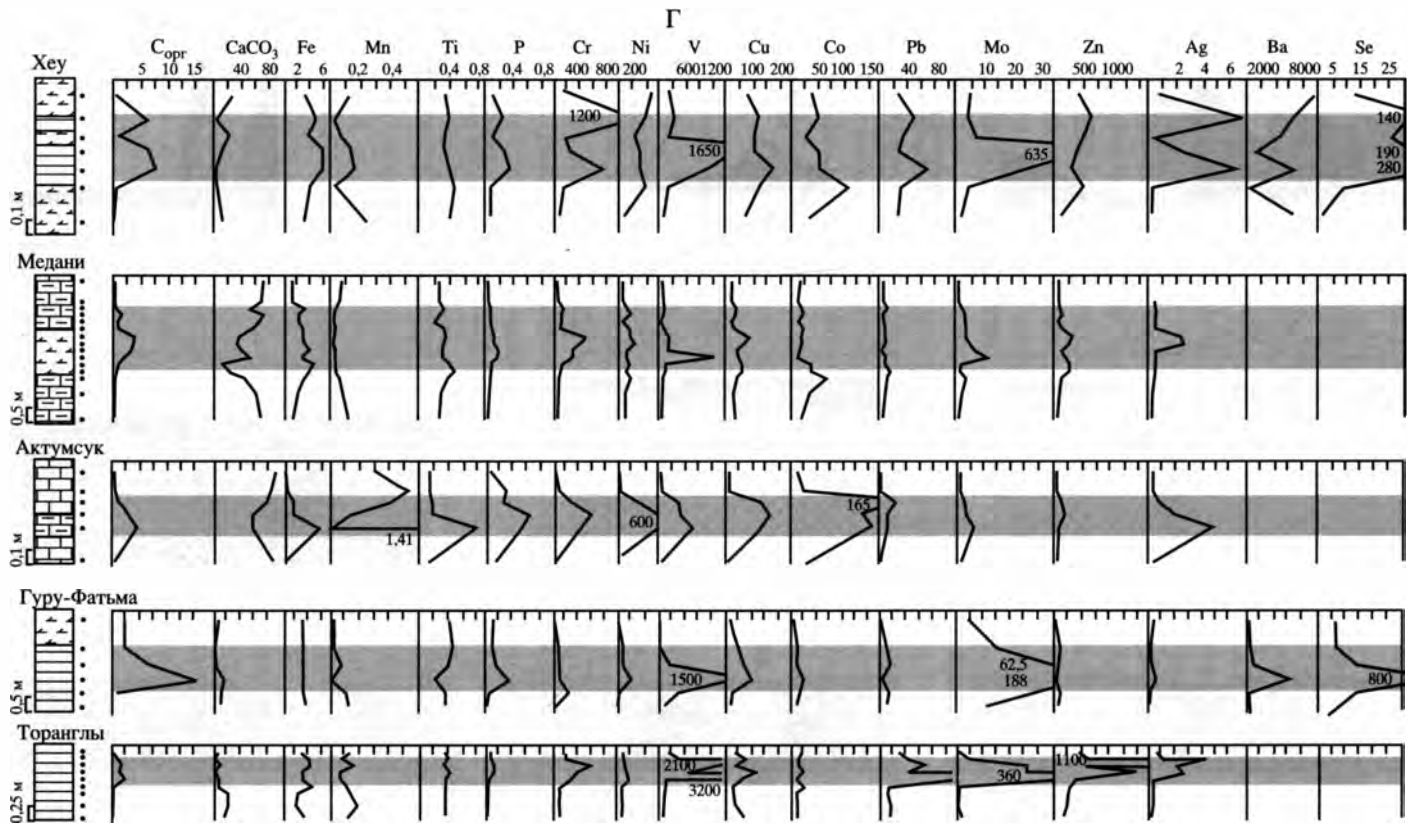
**Модель образования углеродистых отложений в Северо-Восточном Перитетисе во время IETM.** При реконструкции условий накопления сапропелевых осадков Северо-Восточного Перитетиса в первую очередь встает вопрос о причинах, приведших к вспышке биопродуктивности бактерио-



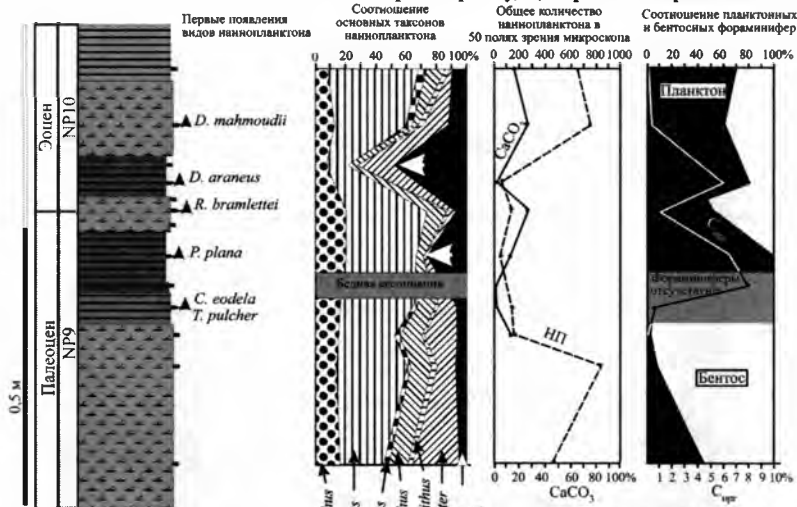
**Рис. 8.** Проявление события ИЕТМ в Северо-Восточном Перитетисе

А – карта расположения разрезов, содержащих пограничный палеоцен-эоценовый сапропелитовый прослой (1 – палеосуша; 2 – современные моря; 3 – область распространения палеоцен-эоценовых горючих сланцев; 4 – изученные разрезы; 5 – изученные скважины, вскрывшие палеоцен-эоценовый интервал); Б – содержание органического вещества, карбонатность и распределение изотопов углерода в органическом веществе и карбонатной фракции сапропелитового прослоя разреза по р. Хеу (Центральное Предкавказье); В – литология и распределение изотопов углерода и кислорода органического вещества и тонкой карбонатной фракции разреза Актумсук (Западное Приаралье) [Bole et al., 2000], ПФ – планктонные фораминиферы, НП – наннопланктон; Г – распределение химических элементов в разрезе Северо-Восточного Перитетиса ( $C_{org}$ ,  $CaCO_3$ , Fe, Mn, Ti, P – в %, остальные – в  $10^{-4}\%$ )

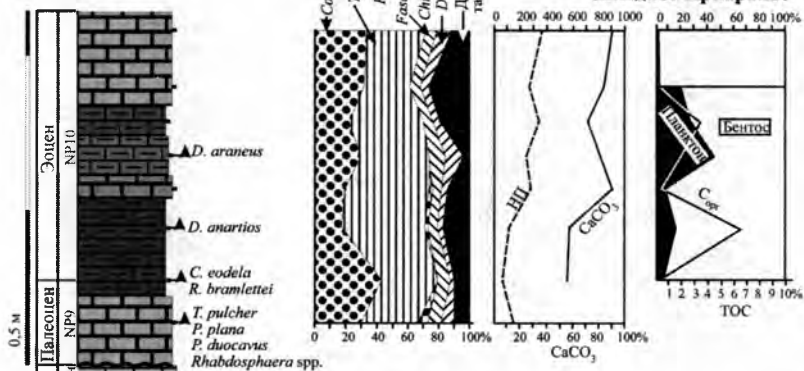




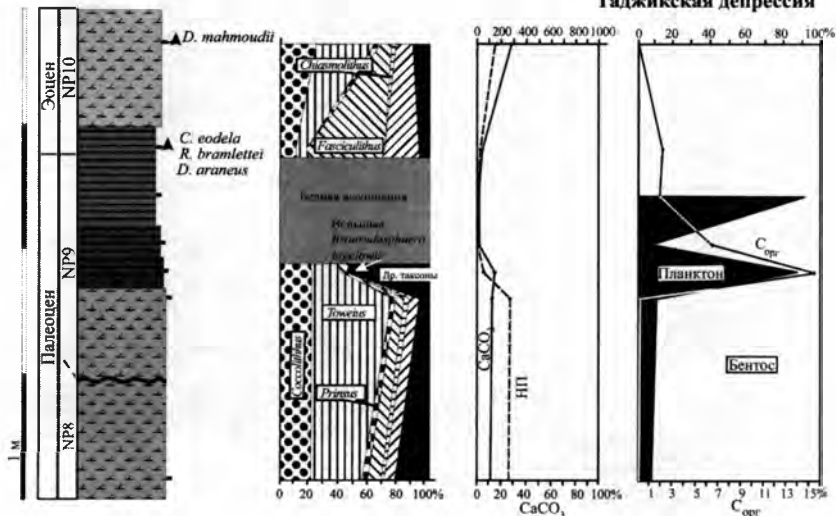
### Разрез по р. Хеу, Центральное Предкавказье



### Разрез мыса Актумсук, Западное Приаралье



### Разрез Гуру-Фатма, Таджикская депрессия

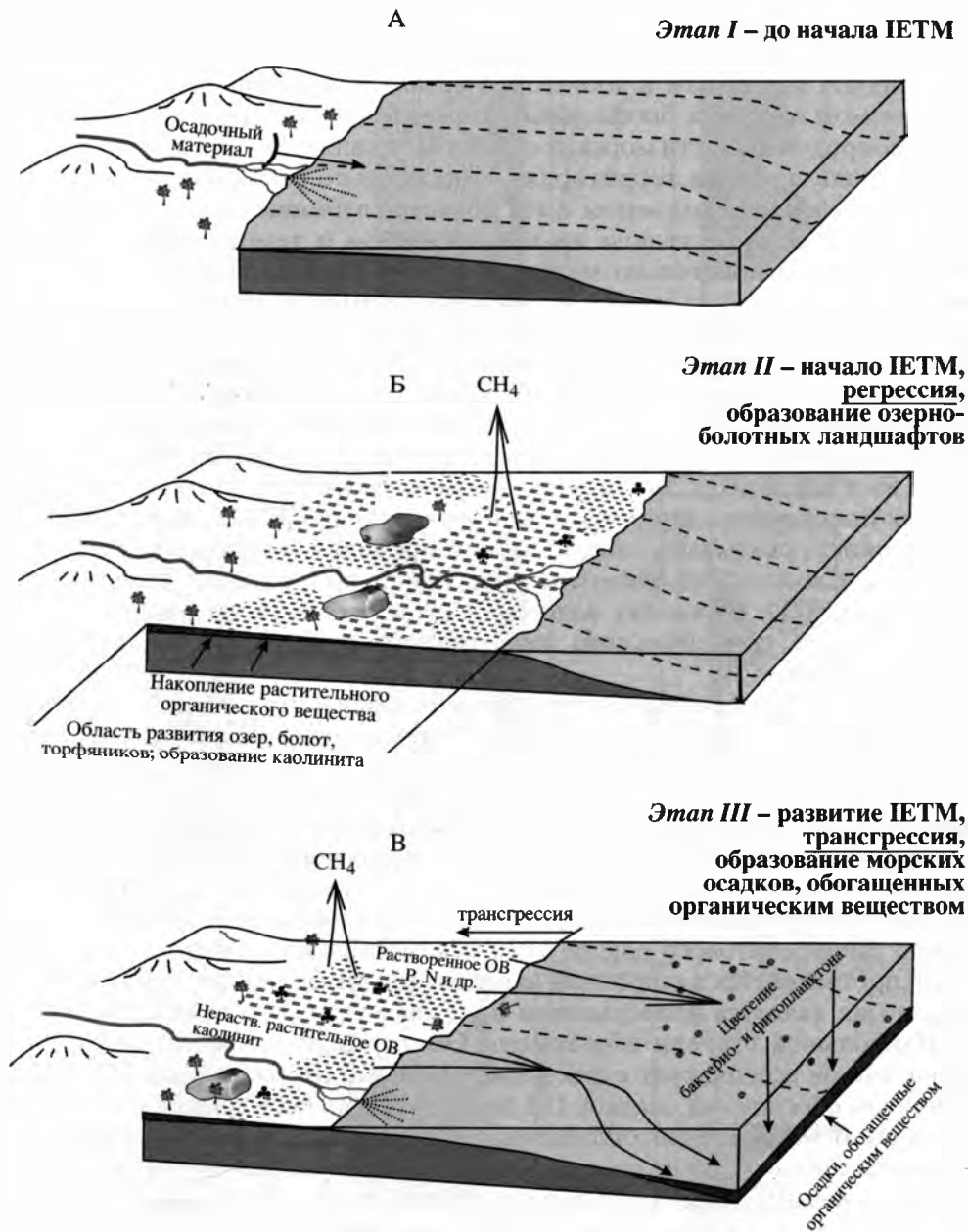


планктона и органикостенного фитопланктона, послуживших основным источником ОВ [Гаврилов и др., 1997; Kodina et al., 1995].

Хорошо известным и достаточно детально описанным современным механизмом поставки биофильных элементов в области резко увеличенной биопродуктивности морских организмов является апвеллинг. Его действие проявляется на территориях относительно узких океанских шельфов и обусловлено подъемом в эти области глубинных вод из зон, характеризующихся существенно иными давлением и температурой. Однако обширный и относительно мелководный позднепалеоценовый–раннеэоценовый бассейн был удален и отделен системой архипелагов от областей, где можно было бы предполагать существование достаточных глубин для работы механизма апвеллинга. Поэтому нет оснований для привлечения апвеллинга для объяснения причин образования СГ. Кроме того, крайне сложно представить ситуацию, когда запуск механизма апвеллинга произошел на сравнительно короткое время накопления осадков СГ, а до и после этого эпизода его не было. Встречает значительные трудности привлечение для объяснения образования СГ механизмов, с которыми иногда связывают образование сапропелей Восточного Средиземноморья [Calvert, 1983; Sutherland et al., 1984; и др.], а также Черного моря [Страхов, 1971], поскольку водоемы Северо-Восточного Перитетиса существовали в принципиально иной геологической и палеогеографической ситуации.

Модель образования сапропелитового горизонта должна учитывать следующие обстоятельства, которые были установлены в результате проведенных исследований [Гаврилов и др., 1997]. 1. Накопление сапропелевых осадков происходило в обширном и относительно неглубоком эпиконтинентальном водоеме на фоне быстро развивавшейся трансгрессии, которая являлась отражением эвстатического поднятия уровня моря. 2. Трансгрессии предшествовал регрессивный эпизод, существование которого усугубляется в некоторых разрезах по соответствующему хиатусу и налеганию сапропелитового пласта с размывом на подстилающие отложения. 3. СГ протягивается в широтном направлении более чем на 2 500 километров, но не является непрерывным и на некоторых участках отсутствует. 4. Наибольшей степени обогащения ОВ горизонт достигает в Средней Азии, где он ассоциирует с фосфоритоносными отложениями. 5. Главной причиной обогащения осадков ОВ была интенсивная вспышка биопродуктивности бактерио- и фитопланктона. ОВ по происхождению преимущественно бассейновое, но на некоторых участках возростала доля ОВ, привнесенного с суши. 6. В фациальном отношении разные части водоема заметно различались, но, тем не менее, везде реакция на трансгрессию была однотипной – образование сапропелевых осадков.

←  
**Рис. 9.** Литология, уровни появления видов наннопланктона, соотношение разных таксонов наннопланктона, обилия наннопланктона и карбонатности [Gavrilov et al., 2003], планктонных и бентосных фораминифер [Ступин, Музылев, 2000] в некоторых разрезах Северо-Восточного Перитетиса



**Рис. 10.** Модель образования пограничного палеоцен-эоценового сапропелитового прослоя в акватории Северо-Восточного Перитетиса

А – прибрежный ландшафт до ИЕТМ (нормальная седиментация); Б – развитие прибрежных ландшафтов в ходе резкого падения уровня моря непосредственно перед началом кризиса ИЕТМ; В – затопление прибрежных ландшафтов в ходе быстрой эвстатической трансгрессии, массивное выделение метана и развитие кризисных обстановок за счет вспышки биопродуктивности органикостенного и бактериопланктона в прибрежных зонах

Наиболее удовлетворительно согласуется с имеющимся фактическим материалом модель накопления осадков, обогащенных ОВ, основанная на механизме поступления в водоем биофильных элементов с прибрежной суши при развитии быстрой эвстатической трансгрессии (рис. 10) [Гаврилов, 1994; Гаврилов и др., 1997; Gavrilov et al., 2003].

В реализации механизма образования СГ важную роль играла не только сама трансгрессия, во время которой накапливались сапропелевые осадки, но и предшествовавший ей *регрессивный этап* развития водоема. Регрессия привела к тому, что по периферии относительно неглубокого эпиконтинентального моря и вокруг архипелагов возникли обширные территории, которые преимущественно представляли собой низинную, выровненную морской эрозией и осадконакоплением местность (см. рис. 10, Б). Уместно заметить, что поздний мел и палеоген были временем существенной пенеplanation рельефа [Герасимов, Мещеряков, 1964; Горелов, 1971; и др.], из-за чего даже относительно незначительные флуктуации уровня моря приводили к существенному перемещению береговой линии. Освободившаяся от моря местность была покрыта рыхлыми нелитифицированными отложениями, незадолго до этого бывшими морскими осадками. Возникли специфические прибрежные ландшафты. Нелитифицированные осадки, как правило, восстановленные, содержавшие сульфидные, а в ряде случаев и фосфатные аутигенные минералы, подвергались субаэральному выветриванию. При этом сульфидные минералы окислялись с образованием серной и сульфоновой кислот, которые активно взаимодействовали с вмещающими отложениями, существенно усиливая интенсивность процессов выветривания. На карбонатных отложениях в ряде случаев в условиях гипергенного выветривания (особенно в условиях теплого климата) могли образовываться скопления фосфатов. В Среднеазиатском регионе в некоторых местах на фоне падения уровня моря в результате размыва подстилающих отложений сформировался горизонт гравийно-галечных фосфоритов.

Другим весьма существенным элементом освободившихся от моря территорий было формирование на новообразованных прибрежных равнинах озер и заболачивающихся участков, т.е. озерно-болотных ландшафтов. Причем торфяники, судя по современным аналогам, развивались весьма быстро. Анализ минералого-геохимических обстановок в современных болотных системах позволяет заключить, что процесс торфообразования создает условия, способствующие геохимической активности такого важного для биологического цикла элемента, как фосфор; болотный процесс в целом можно рассматривать как один из характерных типов проявления миграции фосфора в зоне гипергенеза [Ковалев, 1985]. Агрессивная среда болотных систем обуславливала переработку поступавшего сюда осадочного материала, а также воздействовала на подстилавшие их отложения. При этом многие терригенные минералы, обычно достаточно устойчивые к выветриванию, в среде торфяников растворялись, обогащая воды многими микроэлементами. Важно отметить, что в заболоченных водоемах, помимо ОВ в твердой фазе,

содержится значительное количество растворенного ОВ, образующегося в результате распада постоянно возобновляемых запасов ОВ. Процесс накопления и перевода части ОВ в растворенное состояние шел постоянно в течение всего времени существования этих ландшафтов.

Не вызывает также сомнения то, что на значительных территориях прибрежно-морских равнин развивался почвообразовательный процесс. В почвах унаследованно от подстилавших их нелитифицированных или слаболитифицированных отложений происходило накопление разнообразных элементов, в том числе и биофильных.

Таким образом, на низинных прибрежных равнинах, возникших во время регрессии, формировались ландшафты, где весьма активно протекали разнообразные геохимические преобразования, связанные с элювиальным, почвообразующим, болотным процессами, во время которых накапливались, переходили в подвижное, реакционноспособное состояние разнообразные, и прежде всего биофильные, элементы; в кислой среде торфяников образовывался аутигенный каолинит (см. рис. 10, Б).

Территория позднепалеоценового–раннеэоценового бассейна была весьма значительной, а, соответственно, и прибрежные наземные ландшафты в разных районах характеризовались своими особенностями. Во-первых, определяющую роль в появлении или отсутствии обширных прибрежных равнин играл геоморфологический фактор – там, где уклон дна моря был достаточно велик, даже существенное падение уровня водоема не могло повлечь за собой осушение достаточно широкой прибрежной полосы, тогда как слабый уклон дна – ситуация наиболее широко распространенная – способствовал ее образованию. Во-вторых, на облик прибрежных ландшафтов оказывали влияние климатические вариации. Можно считать, что, если в большей своей части бассейн располагался в зоне гумидного климата, то в восточной его части климат приобретал черты аридного. В-третьих, прибрежные ландшафты различались по геохимической специализации вследствие различий накапливавшихся перед этим морских осадков, которые, в свою очередь, несли специфическую геохимическую информацию, унаследованную от более древних пород того или иного района, служивших источником терригенного осадочного материала.

В неглубоком эпиконтинентальном бассейне на стадии регрессии резкое падение уровня моря привело к тому, что начали быстро меняться условия обитания организмов вследствие изменения глубин водоема. Но гораздо более существенным следствием было то, что в зоне волновой активности оказались нелитифицированные мягкие осадки прибрежных частей многочисленных островов, а также оставшихся под водой внутрибассейновых поднятий. Это привело к размыву, взмучиванию осадков, существенному возрастанию мутности вод бассейна и ухудшению условий существования биоты (организмов), прежде всего бентосной. Соответственно, еще до начала трансгрессии возникли обстановки, обусловившие начало биотического кризиса. В дальнейшем на стадии трансгрессии накапливались углеродистые осадки и неблагоприятные для биоты условия определялись уже иными причинами.

Регрессию сменила стремительно развивавшаяся трансгрессия, на фоне которой накапливались обогащенные ОВ осадки. Произошел довольно значительный подъем уровня моря – не менее, чем на несколько десятков метров (такая же оценка приводится Б. Хаком с соавторами [Nag et al., 1987]). Трансгрессировавшее море активно взаимодействовало с прибрежно-морскими ландшафтами (см. рис. 10, В). В условиях плоской прибрежной равнины даже относительно небольшой подъем уровня водоема приводил к затоплению значительных территорий. Сконцентрированное в торфяниках и почвах ОВ поступало в море. ОВ в твердой фазе размывалось и переотлагалось в морских илах, внося свою лепту в их обогащение  $C_{орг}$ . Растворенное ОВ, которого в торфяниках было значительное количество, вступало в новый биологический цикл, утилизируясь планктоном и тем самым способствуя увеличению его биопродуктивности. Помимо ОВ, из зоны развития прибрежных ландшафтов в водоем поступали биофильные элементы, и прежде всего фосфор. В подавляющем большинстве разрезов СГ отмечается повышенное содержание Р по сравнению с вмещающими отложениями (см. рис. 8, Г). Поступление Р в водоем способствовало резкому всплеску биопродуктивности бактерио- и фитопланктона, который был, как это показано выше, основным источником ОВ в осадках; при этом продуктивность известковывающего планктона относительно падала. Роль поступления в море дополнительных количеств фосфора, очевидно, была определяющей в росте биопродуктивности фитопланктона. В пользу этого говорит тот факт, что именно в Среднеазиатской части бассейна, там, где СГ находится в тесной ассоциации с фосфатоносными отложениями и горизонтами фосфоритов, наблюдается максимальное обогащение осадков ОВ – содержание  $C_{орг}$  достигает 20% и более (см. рис. 8, Г).

В пользу реальности рассматриваемой модели образования СГ говорят также данные наблюдений над искусственными водоемами при их заполнении, которые в этом случае являются как бы миниатюрной моделью развития трансгрессии. Так, было отмечено, что в первые годы заполнения водохранилищ происходят чрезвычайно интенсивные вспышки биопродуктивности фитопланктона, связанные с ростом концентрации биогенных элементов, вымываемых из затопляемых почв.

На существенную роль болот в поставке биофильных веществ в трансгрессирующее море и, соответственно, рост продуктивности морских водорослей указывали Л.М. Венгер и Д.Р. Бакер [Wenger, Baker, 1986] при обсуждении причин образования пенсильванских черных сланцев Канзаса и Оклахомы.

В разрезах СГ часто отмечается некоторое увеличение содержания Fe относительно вмещающих отложений (см. рис. 8, Г). В этой связи отметим следующее. Проведенные в Тихом океане эксперименты [Martin et al., 1994; и др.] показали, что внесение этого элемента в поверхностный слой водной толщи приводит к увеличению биопродуктивности фитопланктона, что обусловлено участием Fe в структуре хлорофилла. Таким образом, Fe может выступать в определенных случаях в качестве биофильного элемента. В рассматриваемой нами ситуации в позднем палеоцене – раннем эоцене существ-

вание озерно-болотных систем могло быть мощным фактором гипергенной миграции Fe и поступления его в морской водоем [Страхов, 1962 и др.] с последующим вовлечением в биологический цикл, что способствовало увеличению биопродуктивности фитопланктона.

Механизм поступления биофилов в море и рост биопродуктивности фитопланктона действовал *сходным* образом в пределах *разных* частей позднепалеоценового водоема, иногда существенно различавшихся по фациальным обстановкам и преобладающему типу осадков. Однако региональная специфика осадконакопления в значительной мере определяла геохимический облик СГ – концентрацию в них различных спектров малых элементов, содержания которых достигали иногда чрезвычайно высоких значений (см. рис. 8, Г) [Гаврилов и др., 1997].

Как и в других регионах мира, в разрезах Северо-Восточного Перитетиса отмечается резкая отрицательная изотопно-углеродная аномалия (см. рис. 8, Б, В) [Гаврилов и др., 1997; Bolle et al., 2000; Kodina et al., 1995].

Накопление в осадках большого количества ОВ было причиной генерации в них значительных масс  $H_2S$ , который диффундировал в наддонную воду и обусловил развитие в водоеме сероводородного заражения. Поскольку водоем был относительно неглубоким, сероводородное заражение охватывало прежде всего придонные части водной толщи, но иногда поднималось в фотическую зону, о чем свидетельствуют данные по геохимии ОВ [Гаврилов и др., 1997; Kodina et al., 1995].

Очевидно, именно с развитием аноксидных или дизоксических обстановок в водоеме связано отсутствие или угнетенное состояние бентосной фауны, в частности фораминифер [Музылев и др., 1996; Ступин, Музылев, 2001]. Однако, так же, как сапропелевые осадки в разных частях моря были в различной степени обогащены ОВ, так и развитие аноксидных обстановок, очевидно, будучи весьма широко развитым явлением в морях Северо-Восточного Перитетиса, все же возникало не повсеместно, а в виде обширных пятен (линз), протягивавшихся на сотни километров, что в значительной мере контролировалось геоморфологией дна бассейна. Степень аноксии могла заметно меняться – при ее ослаблении появлялись некоторые формы бентосных организмов, способные выдерживать неблагоприятные для их существования субоксидные обстановки.

Эвтрофикация бассейна и аноксические обстановки оказывали негативное влияние не только на бентосную фауну, но и на планктонные организмы. Важнейшим последствием этих изменений явилось резкое сокращение продуктивности карбонатного планктона – наннопланктона и планктонных фораминифер (см. рис. 9). Кроме того, с этим обстоятельством связано увеличение эвтрофных и толерантных форм наннопланктона, а также, возможно, появление “уродливых” асимметричных видов, а среди динофлагеллят – аномальных по морфологии толстостенных форм, встречающихся в отложениях СГ [Ахметьев, Запорожец, 1996].

Трансгрессия была быстрой, но сравнительно кратковременной. Какова могла быть продолжительность времени накопления сапропелевых осадков?



Из-за малой мощности СГ однозначно на этот вопрос ответить сложно, поскольку даже методы зональной стратиграфии не обладают соответствующей “разрешающей способностью”. Произвести приблизительную оценку можно только сравнением с аналогичными образованиями. Сходный в среднем по мощности сапропелевый горизонт в Черном море формировался около 4–5 тыс. лет [Виноградов и др., 1962; Degens, Ross, 1972]. Оценка времени формирования средиземноморских сапропелей сходной мощности с помощью радиоуглеродного метода также дает цифры в несколько тысяч лет; причем скорость осадконакопления сапропелей в 3–5 раз выше, чем вмещающих осадков [Sutherland et al., 1984]. Палеоцен/эоценовый СГ образовывался, видимо, несколько дольше, но, скорее всего, не более нескольких десятков тысяч лет.

После завершения трансгрессии и прекращения поступления биофильных элементов в водоем его биопродуктивность резко снизилась и, соответственно, прекратилось обогащение илов ОВ. Из-за присущей водоему консервативности (как системы) и постепенности завершающего этапа трансгрессии окончание накопления осадков СГ было менее резким, чем его начало. Относительная мелководность бассейна, отсутствие плотностной стратификации вод, прекращение генерации значительных масс  $H_2S$  в осадках и его диффузии в наддонные воды – все это обусловило достаточно быстрое окисление содержавшегося в морской воде сероводорода и исчезновение аноксидных обстановок. В этом заключается существенная разница между “послесапропелевыми” этапами развития раннеэоценового водоема и Черного моря. В последнем благодаря его геоморфологии (водоем котловинного типа) и плотностной стратификации вод сероводородное заражение не исчезло с прекращением накопления сапропелевых осадков, а продолжало существовать как вследствие генерации  $H_2S$  в современных осадках, так и за счет процессов сульфатредукции, протекающих непосредственно в водной толще.

**Особенности накопления осадков ИЕТМ в других районах мира.** Разрезы отложений ИЕТМ Южного Перитетиса (Египет, Израиль и др.) (см. рис. 6, Б) имеют много общих черт с одновозрастными отложениями Северного Перитетиса, поэтому их накопление и формирование геохимических особенностей происходили скорее всего под влиянием тех же факторов и по тому же сценарию.

Многие специфические черты различных разрезов ИЕТМ находят объяснение, если учитывать, что эти отложения сформировались на фоне резких и значительных по амплитуде флуктуаций уровня морей и океанов.

Как отмечалось выше, в отложениях ИЕТМ иногда происходит *изменение минеральных ассоциаций* – в одних районах они бывают обогащены каолинитом, а в других палыгорскитом. Для объяснения такой картины распределения глинистых минералов привлекают резкие изменения климата либо в сторону гумидизации, либо – аридизации. Однако, если привлечь для объяснения существующей картины фактор эвстатических колебаний, это кажущееся противоречие легко устраняется.

Поскольку событие IETM вначале развивалось на фоне регрессии, в областях, где до этого существовали гумидные обстановки, на озерно-болотных ландшафтах, возникавших на освободившихся от моря территориях, происходило формирование аутигенного каолинита. В последующем, когда регрессия сменялась трансгрессией, накопившиеся каолинитсодержащие отложения размывались, перераспределялись и накапливались уже в морских обстановках. Поскольку каолинит, как правило, не выдерживает транспортировки на значительные расстояния, он обогащал осадки, образовывавшиеся сравнительно недалеко от мест его первоначального накопления. Соответственно, обогащенные каолинитом отложения IETM характерны для океанских шельфов и эпиконтинентальных морей, а в более удаленных от берега частях океанов встречаются редко.

В эпиконтинентальных морях, располагавшихся в областях аридного климата, до тех пор, пока существовала связь с открытым океаном и осуществлялся свободный водообмен, не было условий для образования аутигенных магнезиальных силикатов или оно происходило в весьма ограниченных количествах. Однако ситуация резко изменилась, когда на границе палеоцена и эоцена уровень моря упал на несколько десятков метров. Возникшие на обширных территориях Северной и Центральной Африки, Восточной Испании и смежных регионов полностью или частично изолированные водоемы были местом, где накапливались различные соленосные отложения, происходило аутигенное образование магнезиальных силикатов. В дальнейшем обогащенные палыгорскитом отложения на этапе, когда начала развиваться трансгрессия, так же как и в случае с каолинитсодержащими осадками, начали размываться и переотлагаться уже в морских обстановках, обусловив изменения в составе минеральных ассоциаций, характерных для вмещающих толщ.

Таким образом, как видим, для объяснения причин обогащения отложений IETM каолинитом или палыгорскитом не требуется привлекать резкие кратковременные климатические изменения в одних случаях в сторону гумидизации, а в других – аридизации. Обогащение морских осадков IETM минералами – индикаторами разных климатических обстановок могло происходить на фоне относительно стабильно существовавших в разных регионах климатических условий (с точки зрения гумидности и аридности, но не температурного режима).

Присущее IETM *быстрое глобальное потепление* вполне обоснованно связывают с увеличением в атмосфере содержания  $\text{CO}_2$ , что привело к парниковому эффекту. Естественно встает вопрос об источнике углекислоты. Наиболее популярной в настоящее время гипотезой, направленной на объяснение этого события, является предположение о быстром разложении скоплений газгидратов в океанских осадках и образовании углекислоты за счет окисления метана [Dickens, 2000; Dickens et al., 1995; и др.]. Вместе с тем, выявленная нами последовательность событий на границе палеоцена/эоцена позволяет рассматривать изменение баланса углеродсодержащих газов в это время с других позиций.

В настоящее время установлено, что основными современными источниками поступления метана в атмосферу являются следующие процессы и ландшафты (в г/год · 10<sup>15</sup>) [Freyer, 1977]:

– ферментативное разложение отходов организмов	0,10–0,22
– рисовые поля	0,28
– болота и марши	0,19–0,30
– пресноводные озера	0,001–0,025
– поля на возвышенностях, леса и тундра	0,011–0,013
– океаны	0,001–0,018
– метан без <sup>14</sup> C	0,016–0,21
<hr/>	
Суммарная продукция метана	0,60–1,07.

Количественные оценки поступления метана в атмосферу из этих источников вполне сопоставимы с теми, которые приводит Дж. Дикенс для объяснения возникновения температурной аномалии. В какой мере возможно влияние этих источников во время ИЕТМ? По нашим оценкам, резкие колебания уровня моря могли оказать существенное влияние на баланс углеродсодержащих газов в атмосфере, на увеличение количества CO<sub>2</sub>.

Как нам представляется, наибольшее влияние на увеличение концентраций CO<sub>2</sub> в атмосфере оказало то обстоятельство, что в результате регрессии на освободившихся от моря территориях возникли озерно-болотные ландшафты, в которых генерировались значительные массы метана (недаром одно из названий метана – “болотный газ”) (см. рис. 10). Соответственно, метан в дальнейшем окислялся с образованием изотопно легкой углекислоты. В результате, с одной стороны, создавались предпосылки для парникового эффекта, а с другой – как на суше, так и в водоемах формировались изотопно-легкие карбонаты: на континентах – почвенные карбонатные конкреции, а в морях и океанах – карбонатные скелеты организмов. Таким образом, резкое возрастание количеств изотопно-легкой CO<sub>2</sub> в атмосфере было обусловлено быстрым по темпам и значительным по степени увеличением площади метаногенерирующих наземных ландшафтов.

Несмотря на то, что регрессия была быстрой, все же на формирование озерно-болотных ландшафтов и на начало их влияния на поступление в атмосферу CH<sub>4</sub> требовалось некоторое время. Поэтому во многих разрезах, где отмечается отрицательная углеродная аномалия, видно, что хотя она и возникает быстро, но сравнительно плавно, постепенно.

В дальнейшем при развитии сменившей регрессию трансгрессии площади этих ландшафтов сокращались, в результате чего количество поступавшего в атмосферу метана и величина углеродной аномалии также постепенно уменьшались.

Как отмечалось выше, на фоне развивающейся трансгрессии и накопления значительных масс органического вещества в морях Северного и Южного Перитетиса могли развиваться аноксидные обстановки, возникало сероводородное заражение. Но с аноксидными обстановками также связано образование изотопно очень легкого метана. Так, Р. Ламонтан с соавторами [Lamontagne et al., 1973] установили наличие высоких концентраций метана в

расположенной на Венесуэльском шельфе впадине Кариако на глубинах более 300 м, а Л. Аткинсон и Ф. Ричардс [Atkinson, Richards, 1967] выявили очень высокие концентрации  $\text{CH}_4$  в сероводородной зоне Черного моря. Как видим, в обоих крупнейших современных аноксидных водоемах отмечаются высокие концентрации метана. В областях развития аноксии в бассейнах Перитетиса это явление также могло оказывать влияние на геохимию осадков и, в частности, усиливать отрицательную углеродную аномалию.

Предложенный нами механизм появления отрицательной изотопной аномалии не исключает возможности вовлечения в этот процесс некоторого количества метана из газгидратов. Существенное падение уровня моря вблизи палеоцен/эоценовой границы вполне могло быть причиной их разрушения вследствие как изменения *PT*-условий, так и подводной эрозии осадков из-за усиления гидродинамической активности вод. Таким образом, появление отрицательных изотопных аномалий скорее всего было результатом действия различных факторов; вклад же каждого из них варьировал и мог быть различным на разных стадиях формирования аномалии.

Связанное с началом ИЕТМ резкое эвстатическое падение уровня моря позволяет объяснить, почему к нему было приурочено широкомасштабное проникновение различных видов млекопитающих из Азии в Европу и Северную Америку – Тургайский и Северо-Атлантический проливы на некоторое время закрылись и появились сухопутные мосты; миграция могла происходить также и через Беренгию [Лопатин, 2004; Clyde, Khan, 2000; Gingerich, 2003; Hooker, Dashzeveg, 2003; и др].

С событием ИЕТМ связано изменение *биопродуктивности* водоемов. В эпиконтинентальных морях Перитетиса во многих разрезах этих отложений отмечается падение содержания  $\text{CaCO}_3$ , которое, однако, как было показано выше, часто сопровождается увеличением, и весьма значительным, содержания органического вещества. Таким образом, водоемы, в которые во время трансгрессии поступали большие количества биофильных элементов, можно рассматривать как эвтрофные или мезотрофные. В них в это время произошла перестройка биоты с преимущественно “карбонатной” на органикостенную (динофлагелляты, фито- и бактериопланктон). В другом типе разрезов, который чаще встречается в пределах открытого океана, но иногда и на шельфах морей и океанов, уменьшение карбонатной компоненты не сопровождается сколько-нибудь заметным увеличением количества органического вещества. В таком случае эти области водоемов можно рассматривать как олиготрофные, с резким падением общей биопродуктивности. Определенную ясность в объяснение причин изменения биопродуктивности в разных обстановках может дать предлагаемая модель развития ИЕТМ. Действительно, если биофильные элементы во время трансгрессии поступали в водоемы преимущественно с суши, то всплеск биопродуктивности происходил прежде всего вокруг тех мест, откуда они поступали. Причем вспышка продуктивности была настолько мощной, что организмами поглощалась большая часть приносимых питательных веществ. Возникал своеобразный биологический фильтр, который препятствовал поступлению биофильных элементов в более удаленные области морей и океанов. Причем иногда та-

кие олиготрофные зоны могли, видимо, приближаться к берегу, но только в тех случаях, когда по тем или иным причинам (в том числе вследствие особенностей геоморфологии берегов) с этих участков суши не происходило поступление в водоем биогенных элементов.

Выше отмечалось, что одной из причин вымирания бентосных фораминифер в океанах было проникновение в них соленых вод. Наиболее вероятным источником этих вод были возникшие в результате падения уровня моря на территориях западных частей Африки эвапоритовые бассейны, из которых в дальнейшем – во время начавшейся трансгрессии – соленые воды стали поступать в океан. Это привело к заметному усилению плотностной стратификации вод, ухудшению аэрации глубинных частей океана и развитию дизоксидных (аноксидных ?) обстановок, оказавших пагубное воздействие на бентосные организмы. В водоемах Юго-Восточного и Северо-Восточного Перитетиса не было заметного поступления соленых вод, но на обитателей морей оказал негативное влияние другой фактор – возникшее на фоне накопления интенсивно обогащенных ОВ осадков  $H_2S$ -заражение вод; т.е. в океанах и в эпиконтинентальных морях одновременно воздействовали на биоту различные факторы, которые привели к одинаковым кризисным для нее последствиям.

Изложенный материал показывает, что биосферное событие на границе палеоцена и эоцена было явлением, на которое оказали влияние различные факторы, обусловившие многообразие его проявления в различных обстановках. Вместе с тем, наиболее мощным фактором, который прямо или косвенно повлиял на самые разнообразные характеристики биосферы того времени, было необычайно быстрое и мощное по амплитуде падение, а затем подъем уровня Мирового океана.

***ИЕТМ в ряду других биосферных событий.*** Обычно, когда идет речь о крупных биосферных событиях прошлого (см., например, статью М.А. Ахметьева в настоящем сборнике) подразумевается, что они выражались прежде всего в кризисных для биоты явлениях. Сравнение события ИЕТМ с другими событиями показывает, что между ними существуют общие черты, но, в то же время, есть существенно различающие их признаки. Л.А. Невеская, анализируя сходство и различия пермь/триасового и мел/палеогенового кризисов отмечала, что они оба не были одновременными и общими для всех групп организмов. Представители разных групп вымирали постепенно и разными темпами; причем в ряде случаев это начиналось значительно раньше основного рубежа. Наиболее интенсивному вымиранию в обоих случаях подвергались планктонные организмы; за ними следовали зависевшие от них как источника пищи бентосные сестонофаги и хищники, обитавшие в толще воды. Важным представляется заключение о том, что поскольку вымирание ряда групп началось в докризисное время, можно полагать, что “пусковой механизм” в виде некоторого катастрофического абиотического события (земного или внеземного происхождения) только усилил и ускорил начавшуюся реорганизацию биоты, которая, очевидно, была обусловлена внутренними для биоты причинами. Причем появление новых родов и семейств становилось интенсивным не сразу после кризиса,

а после сравнительно длительного промежутка времени (не менее одного века) [Невесская, 2004].

Событие ИЕТМ и связанные с ним изменения биоты занимали гораздо меньший промежуток времени, чем пермь/триасовое и мел/палеогеновое события. Кроме того, воздействие его на биоту было как со знаком “минус”, так и со знаком “плюс”. Негативное следствие, как отмечалось выше, заключалось прежде всего в вымирании более 30–50% видов бентосных фораминифер, т.е. признаки экологического кризиса налицо. В то же время планктонные фораминиферы в целом в гораздо меньшей степени реагировали на это событие и претерпели сравнительно незначительные изменения. Как видим, такая структура кризиса отличается от более древних кризисных событий.

При рассмотрении палеоцен/эоценового биосферного события естественно встает вопрос о его *первопричинах*. Из наиболее значимых геологических событий того времени, которое неизбежно должно было повлиять на геологическую ситуацию во всем мире, была коллизия Индии с Евразией. Обсуждая время коллизии Индостанского субконтинента с Евразийской плитой, многие исследователи сходятся во мнении, что это событие произошло вблизи палеоцен/эоценовой границы. Временной интервал этого события различные геологи оценивают по-разному – одни достаточно определенно указывают цифру в 55 млн лет, другие этот временной интервал оценивают в несколько миллионов лет [Beck et al., 1998; Clyde, Khan, 2000; Garzanti et al., 1996; Williams, 1986; и др.]. Конечно, процесс коллизии продолжался, видимо, относительно долго, но внутри этого временного интервала, очевидно, было событие, датируемое 55 млн лет – время наиболее радикального изменения плитной кинематики, что отразилось на геологической ситуации во всем мире. Резкое изменение кинематики плит могло обусловить существенные по амплитуде и быстрые колебания уровня морей и океанов [Милановский и др., 1992], что, в свою очередь, и определило многообразную реакцию биосферы на это событие.

Резюмируя изложенное выше, можно наметить следующий *краткий сценарий биосферного события*.

Первопричиной события, очевидно, была коллизия Индостанского субконтинента и Евразийской плиты, в результате которой вблизи границы палеоцена и эоцена (~55 млн лет) произошло резкое изменение кинематики плит, что оказало влияние на геологическую ситуацию во всем мире. Одним из следствий этого были резкие изменения уровня Мирового океана – вначале его падение на несколько десятков метров, а затем быстрый подъем. Поскольку позднемеловое–палеогеновое время было эпохой пенепленизации рельефа континентов, покрывавшие их моря в результате регрессии освободили огромные территории. В регионах с *гумидным* климатом (они преобладали) на этих выположенных территориях возникали озерно-болотные ландшафты, в которых накапливались значительные массы органического вещества, растворенного фосфора и других биофильных элементов, шло формирование аутигенного каолинита. Эти ландшафты начали генерировать огромные массы метана, который при поступлении в атмосферу в ос-

новном окислялся до  $\text{CO}_2$ ; следствием этого было образование изотопно-легкой углекислоты. Значительные массы  $\text{CO}_2$ , во-первых, способствовали развитию парникового эффекта и, во-вторых, образованию изотопно-легких карбонатов и органического вещества, как в морских обстановках, так и на суше. Повышение температуры привело к появлению отрицательной кислородной аномалии в отложениях этого возраста. На этом этапе биосферного события вследствие появления сухопутных мостов между континентами и закрытия некоторых проливов создались условия для быстрого расселения обитавших в Азии наземных животных в Северной Америке и Европе. Реакцией растительности было, прежде всего, продвижение теплолюбивых форм в высокие широты. В морях, расположенных в *аридных* зонах, где вследствие свободного сообщения с океаном не происходило значительного накопления характерных для этих зон отложений (соли, гипсы, магнезиальные силикаты и др.), падение уровня моря привело к образованию водоемов, в которых эти отложения начали накапливаться.

В дальнейшем, быстрый подъем уровня моря обусловил стремительное наступление моря на сушу. Это приводило к активному взаимодействию моря с прибрежными ландшафтами и выносу в водоем значительных количеств биофильных элементов, что послужило причиной вспышки биопродуктивности органикостенного планктона (бактриопланктон, динофлагелляты и т.д.) и накоплению в этих областях обогащенных органическим веществом осадков. В морях местами развивались аноксидные обстановки, неблагоприятно влиявшие на биоту.

Интенсивная вспышка биопродуктивности в зонах, куда из наземных ландшафтов поступали биофильные элементы, приводила к тому, что здесь основная часть питательных веществ извлекалась из воды, утилизировалась организмами, уходила в осадки. Соответственно, в удаленные от источников биофилов части морей и океанов эти вещества не поступали, что обуславливало появление в водоемах олиготрофных областей. Трансгрессирующее море в гумидных зонах размывало недавно накопившиеся обогащенные каолинитом континентальные осадки и переотлагало их уже в морских обстановках, повышая содержание этого минерала в осадках; схожая ситуация была в аридных зонах, но здесь происходило переотложение и обогащение морских осадков сепиолитом и палыгорскитом. Важным следствием трансгрессии в аридных зонах был вынос из возникших на стадии регрессии соленых водоемов высокоминерализованных соленых вод и поступление их в моря и океаны. Соленые воды обусловили возникновение плотностной стратификации в океанах, что затруднило аэрацию придонных вод и вызвало появление дизоксических (аноксических?) обстановок, оказавших губительное воздействие на бентосные фораминиферы, и частичное их вымирание.

Экологические изменения в морях и океанах, связанные с рассматриваемыми событиями, не могли не оказать воздействие и на планктонные организмы, обусловив исчезновение одних видов и появление других, в том числе короткоживущих, характерных именно для этого времени, а также эндемичных форм, приспособившихся к неблагоприятным обстановкам в некоторых эпиконтинентальных морях.

По мере того, как трансгрессирующее море осваивало оставленные ранее территории, площадь прибрежных ландшафтов сокращалась, уменьшалось поступление биофилов в моря и постепенно падала биопродуктивность в краевых частях морей и океанов, и, напротив, возрастала в их более удаленных частях; сокращалась также поставка метана в атмосферу, в результате чего ослабевал парниковый эффект и уменьшались значения отрицательных аномалий  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . В итоге постепенно исчезли характерные для биосферного события признаки, ранее столь ярко выраженные. Длительность биосферного события можно оценить в несколько десятков тысяч лет.

В заключение отметим, что палеоцен/эоценовое биосферное событие представляет не только феноменологический, но и методологический интерес, поскольку полученные по динамике его развития данные следует учитывать при реконструкции других событий такого рода в прошлом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-64840, 04-05 64835) и Программы Президиума РАН по биосферным кризисам № 25 (проект № 241).

### Литература

- Ахметьев М.А. Климат земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 2004. С. 10–43.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеогеографии фанерозоя / Под ред. К.И. Кузнецовой, Н.Г. Музылева М.: ГЕОС, 1996. С. 55–69.
- Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Изотопный состав серы в Черном море // Геохимия. 1962. № 10. С. 851–873.
- Гаврилов Ю.О. О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы / Под ред. А.Ю. Розанова, М.А. Семихатова. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 305–311.
- Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Геоморфологический этап развития Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 6. С. 3–12.
- Горелов С.К. Основные этапы выравнивания рельефа СССР и проблема их корреляции с древними эпохами выравнивания // Геоморфология. 1971. № 4. С. 9–21.
- Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
- Козлова Г.Э. Радиоларии палеогена бореальной области России. СПб: ВНИГРИ, 1999. 323 с.
- Лопатин А.В. Особенности развития фауны мелких млекопитающих Азии в раннем палеоцене // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 6. / Под ред. И.С.Барскова, Т.Б. Леоновой, А.Г. Пономаренко. М.: ПИН РАН, 2004. С. 87–96.
- Милановский Е.Е., Никушин А.М., Копачевич Л.Ф. и др. О корреляции фаз реорганизаций кинематики литосферных плит и короткопериодных изменений уровня Мирового океана // ДАН. 1992. Т. 326, № 2. С. 313–317.



- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О.* и др. Палеонтологическая и геохимическая характеристики верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя / Под ред. К.И. Кузнецовой, Н.Г. Музылева. М.: ГЕОС, 1996. С. 117–126.
- Невесская Л.А.* Пермо-триасовый и мел-палеогеновый кризисы биоты: различие и сходство // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 6. / Под ред. И.С. Барскова, Т.Б. Леоновой, А.Г. Пономаренко. М.: ПИН РАН, 2004. С. 51–56.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
- Страхов Н.М.* Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 3. С. 3–17.
- Ступин С.И., Музылев Н.Г.* Позднепалеоценовый палеоэкологический кризис в эпиконтинентальных бассейнах Северо-Восточного Пери-Тетиса: микробиота и условия образования сапропелевого горизонта // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 5. С. 501–507.
- Atkinson L.P., Richards F.A.* The occurrence and distribution of CH<sub>4</sub> in the marine environment // Deep-Sea Res. 1967. Vol. 14. P. 673–684.
- Bains S., Norris R.D., Corfield R.M., Faul K.L.* Termination of global warmth at the Paleocene / Eocene boundary through productivity feedback // Nature. 2000. Vol. 407. P. 171–174.
- Barrera E., Huber B.* Paleogene and early Neogene oceanography of the Southern Indian Ocean: Leg 119 foraminifer stable isotope results // Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 119 / Eds. J. Barron, B. Larsen, et al. College Station, TX (US Government Printing Office, Wash., DC). 1991. P. 693–717.
- Beard K.C.* East of Eden at the Paleocene/Eocene boundary // Science. 2002. Vol. 295. P. 2028–2029.
- Beck R.A., Sinha A., Burbank D.W.* et al. Climatic, oceanographic, and isotopic consequences of the Paleocene India-Asia collision // Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records / Eds. M.-P. Aubry, S.G. Lucas, W.A. Berggren. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1998. P. 103–117.
- Berling D.J.* Increased terrestrial carbon storage across the Paleocene-Eocene boundary // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2000. Vol. 161. P. 395–405.
- Berggren W. A., Lucas S. G., Aubry M.-P.* Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic evolution // Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records / Eds. M.-P. Aubry, S.G. Lucas, W.A. Berggren. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1998. P. 1–36.
- Brass G.W., Southam J.R., Peterson W.H.* Warm saline bottom water in the ancient ocean // Nature. 1982. Vol. 296. P. 620–623.
- Bolle M.-P., Adatte T., Keller G.* et al. The Paleocene-Eocene transition in the southern Tethys (Tunisia): climatic and environmental fluctuations // Bull. Geol. Soc. France. 1999. Vol. 170, N 5. P. 661–680.
- Bolle M.-P., Pardo A., Adatte T.* Climatic evolution on the southern and northern margins of the Tethys from the Paleocene to early Eocene // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 31–32.
- Bralower T.J.* Evidence for surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea // Paleoceanography. 2002. Vol. 17, iss. 2. P. 1029/2001PA000662.
- Bralower T.J., Thomas E., Zachos J.C.* et al. High-resolution record of the late Paleocene thermal maximum and circum-Caribbean volcanism: Is there a causal link? // Geology. 1997. Vol. 25, N 11. P. 963–966.
- Bralower T.J., Zachos J.C., Thomas E.* et al. Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific Ocean: stable isotopes recorded at ODP Site 865, Allison Guyot // Paleoceanography. 1995. Vol. 10. P. 841–865.
- Brass G.W., Southam J.R., Peterson W.H.* Warm saline bottom water in the ancient ocean // Nature. 1982. Vol. 296. P. 620–623.
- Bujak J.P., Brinkhuis H.* Global warming and dinocyst change across the Paleocene/Eocene Epoch boundary // Late Paleocene-early Eocene biotic and climatic events in the marine and terrestrial records / Eds. M.-P. Aubry, S.G. Lucas, W.A. Berggren. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1998. P. 277–295.
- Calvert S.E.* Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean // Oceanologica acta. 1983. Vol. 6, N 3. P. 255–267.
- Clyde W.C., Khan I.H.* Tectonic and biogeographic implications of Ghazij Formation (lower Eocene), Baluchistan Province, Pakistan // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 34–35.

- Corfield R.M., Cartlidge J.E. Whole-rock oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Paleocene and Cretaceous/Tertiary boundary in Hole 807 // Proc. ODP, Sci. Res., Vol. 130 / Eds. W.H. Berger, L.W. Kroenke et al. College Station, TX (US Government Printing Office, Wash., DC), 1993. P. 259–266.
- Corfield R.M., Norris R.D. Deep water circulation in the Paleocene ocean // Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe / Eds. R.W. O'B. Knox, R.M. Corfield, R.E. Dunay. Cambridge: Univ. Press., 1996. P. 443–456 (Geol. Soc. Spec. Publ.; N 101).
- Cramer B.S., Aubry M.-P., Miller K.G. et al. An exceptional chronologic, isotopic, and clay mineralogical record of the Latest Paleocene thermal maximum, Bass River, NJ, ODP 174AX // Bull. Geol. Soc. France. 1999. Vol. 170, N 6. P. 883–897.
- Crouch E.M., Heilmann-Clausen C., Brinkhuis H. et al. Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum // Geology. 2001. Vol. 29. P. 315–318.
- Crouch E.M., Vissher H. Terrestrial vegetation record across the initial Eocene thermal maximum at the Tawanui marine section, New Zealand // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 351–363 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Degens E.T., Ross D.A. Chronology of the Black sea over the last 25 000 years // Chem. Geol. 1972. Vol. 10, N 1. P. 1–10.
- Dickens G.R. Methane oxidation during the Late Paleocene thermal maximum // Bull. Soc. Geol. France. 2000. Vol. 171, N 1. P. 37–49.
- Dickens G.R., O'Neil J.R., Rea D.K., Owen R.M. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // Paleoceanography. 1995. Vol. 10. P. 965–971.
- Freyer H.-D. Atmospheric cycles of trace gases containing carbon // The global carbon cycle / Eds. B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe, P. Ketner. Chichester; N.Y.; Brisbane; Toronto: Wiley, 1979. P. 101–120.
- Fricke H.C., Clyde W.C., O'Neil J.R., Gingerich P.D. Evidence for rapid climate change in North America during the late Paleocene thermal maximum: Oxygen isotope composition of biogenic phosphate from the Bighorn Basin (Wyoming) // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 160. P. 193–208.
- Garzanti E., Critelli S., Ingersoll R.V. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan) // Bull. Geol. Soc. Amer. 1966. Vol. 108, N 6. P. 631–642.
- Gavrilov Yu.O., Sadchikova T.A. Clay minerals in the sediments of Paleocene-Eocene seas of NE Peri-Tethys // Climate and biota of the Early Paleogene: International meeting, July 3–8, 2001, Powell, Wyoming, USA. Wash. (D.C.): Smithsonian Inst., 2001. Abstract volume. P. 34.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Muzylöv N.G. A Paleogene sequence in central North Caucasus: A response to paleoenvironmental changes // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 51–52.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhänsli H. Paleocene/Eocene boundary events in the Northeastern Peri-Tethys // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 49–64 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. N 369).
- Gibson T.G., Bybell L.M., Thomas E., Zachos J.C. Kaolinite distribution in Paleocene/Eocene boundary strata of northeastern United States and Pakistan – climatic and stratigraphic implications // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 56–57.
- Gingerich P.D. Mammalian response to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polecat Bench record in the northern Bighorn Basin, Wyoming // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 463–478 (Geol. Soc. of Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Greenwood D.E., Wing S.L. Eocene climate and latitudinal temperature gradients on land // Geology. 1995. Vol. 23. P. 1044–1048.
- Greenwood D.E., Moss P.T., Rowett A.I. et al. Plant communities and climate change in southeastern Australia during the early Paleogene // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 365–380 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic // Science. 1987. N 4793. P. 1156–1167.

- Harrington G.I.* Geographic patterns in the floral response to Paleocene-Eocene warming // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 381–393 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Heilmann-Clausen C., Schmitz B.* The late Paleocene thermal maximum  $\delta^{13}\text{C}$  excursion in Denmark? // GFF. Vol. 122, pt. 1. P. 69.
- Hollis C.J., Field B.D., Jones C.M.* et al. New Zealand perspective on global change from late Cretaceous to early Eocene: (a) the Paleocene-Eocene transition at Mead stream, Marlborough // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 71–72.
- Hooker J.J., Dashzeveg D.* Evidence for direct mammalian faunal interchange between Europe and Asia near the Paleocene-Eocene boundary // Causes and consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper 369. P. 479–500.
- Hovan S.A., Rea D.K.* Paleocene/Eocene boundary changes in atmospheric and oceanic circulation: a Southern Hemisphere record // Geology. 1992. Vol. 20. P. 15–18.
- Kaiho K., Arinobu T., Ishiwatari R.* et al. Latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and environmental changes at Tawanui, New Zealand // Paleocyanography. 1996. Vol. 11, N 4. P. 447–465.
- Katz M., Miller K.* Early Paleogene benthic foraminiferal assemblages and stable isotope in the Southern Ocean // Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 114 / Eds. P.E. Cieselski, Y. Kristoffersen et al. College Station, TX (US Government Printing Office, Wash., DC), 1991. P. 481–511.
- Katz M., Pak D.E., Dickens G.R.* et al. The Source and fate of massive carbon isotope input during the Latest Paleocene thermal maximum // Science. 1999. Vol. 286. P. 1531–1533.
- Kelly D.C., Bralower T.J., Zachos J.C.* et al. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the Late Paleocene thermal maximum // Geology. 1996. Vol. 24, N 5. P. 423–426.
- Kelly D.C., Bralower T.J., Zachos J.C.* Evolutionary consequence of the Latest Paleocene thermal maximum for tropical planktonic foraminifera // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. Vol. 141. P. 139–161.
- Kelly D.C., Bralower T.J., Zachos J.C.* On the demise of the early Paleogene *Morozovella velascoensis* Lineage: terminal progenesis in the planktonic foraminifera // Palaios. 2001. Vol. 16. P. 507–523.
- Kennett J.P., Stott L.D.* Proteus and Proto-Oceanus: Ancestral Paleogene Oceans revealed from stable isotopic results; ODP Leg 113 // College Station, TX (US Government Printing Office, Washington, SC), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eds. P.F. Barker, J.P. Kennett et al. 1990. Vol. 113. P. 865–880.
- Kennett J.P., Stott L.D.* Abrupt deep-sea warming, paleocyanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene // Nature. 1991. Vol. 353. P. 225–229.
- Knox R.W.O'B.* The Late Paleocene to Early Eocene ash layers of the Danish Mo-clay (Fur Formation): Stratigraphic and tectonic significance // Geology and Palaeontology of the Mo-Clay / Eds. E. Thomsen, S.A.S. Pedersen. Aarhus: Geoscience. 1997. Vol. 6. P. 7–11.
- Knox R.W.O'B., Robert W.* Kaolinite influx within Paleocene-Eocene boundary strata of western Europe: (Extended abstract) // Newslett. Stratigr. 1998. Vol. 36. P. 49–53.
- Koch P.L., Clyde W.C., Hepple R.P.* et al. Carbon and oxygen isotope records from paleosols Spanning the Paleocene-Eocene boundary, Bighorn Basin, Wyoming // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 49–64 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Koch P.L., Zachos J.C., Dettman D.L.* Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn basin (Wyoming, USA) // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1995. Vol. 115. P. 61–89.
- Kodina L.A., Huang Y., Gavrilov Yu.O.* et al. Environment of Upper Paleocene black shale deposition in Southern Russia and adjacent regions as revealed by isotope and biomarker study // Developments and applications to energy, climate, environment and human history / Eds. J.O. Grimalt, C. Dorronsoro. Organic Geochemistry: Selected papers from the 17th Intern. Meet. on organic geochemistry, Donostia-San Sebastian, The Basque Country, 4th–8th Sept. 1995. 1995. P. 192–194.

- Krause D.W., Maas M.C.* The biogeographic origins of Late Paleocene-Early Eocene mammalian immigrants to the Western Interior of North America // Down of the age of mammals in the northern part of the Rocky Mountain interior, North America / Eds. T.M. Bown, K.D. Rose. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 243. 1990. P. 71–105.
- Kroonnick P.* The distribution of C-13 of TCO<sub>2</sub> in the world oceans // Deep-Sea Res. 1985. Vol. 32. P. 57–84.
- Lamontagne R.A., Swinnerton J.W., Linnenbom V.J., Smith W.D.* Methane concentrations in various marine environments // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 73. P. 5317–5324.
- Lu G., Adatte T., Keller G., Nieves O.* Abrupt climatic, oceanographic and ecologic changes near the Paleocene-Eocene transition in the deep Tethys basin: The Alamedilla section, Southern Spain // Eclogae geol. helv. 1998. N 91. P. 293–306.
- Lu G., Keller G.* Ecological stasis and saltation: species richness change in planktonic foraminifera during the Late Paleocene to Early Eocene, DSDP Site 577 // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1995. Vol. 117, N 3/4. P. 211–227.
- Martin J.H., Coale K.H., Johnson K.S.* et al. Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean // Nature. 1994. Vol. 371. P. 123–129.
- McKenna M.C.* Cenozoic paleogeography of North Atlantic land bridges // Structure and development of the Greenland-Scotland ridge / Eds. M.H.P. Bott et al. N.Y.: Plenum Press, 1983. P. 351–399.
- Monechi S., Angori E., Speijer R.P.* Upper Paleocene biostratigraphy in the Mediterranean region: Zonal markers, diachronism, and preservational problems // GFF. 2000. Vol. 122, pt. 1. P. 108–110.
- Oreshkina T.V., Oberhänsli H.* Diatom turnover in the Early Paleogene diatomite of the Sengiley section, Middle Povolzhie, Russia: A response to the initial Eocene thermal maximum? // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 169–180 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Orue-Etxebarria X., Apellaniz E., Baceta J.* et al. Physical and biostratigraphic analysis of two prospective Paleocene-Eocene boundary stratotype in the intermediate-deep water Basque Basin, Western Pyrenees: the Trabakus Pass and Ermua sections // Neues J.b. Geol. Paläontol. Abh. 1997. Vol. 201, N 2. P.179–242.
- Owens R.E., Rea D.K.* Sea floor hydrothermal activity links climate to tectonics: the Eocene CO<sub>2</sub> greenhouse // Science. 1985. Vol. 227. P. 166–169.
- Pardo A., Bolle M.-P., Keller G.* El evento bio-climatico del transito P–E en el Paratethys boreal: data de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y foraminiferos planctonicos // Rev. Esp. Micropaleontol. 1999. Vol. 31. P. 91–96.
- Radionova E.P., Beniamowski V.N., Iakovleva A.I.* Early Paleogene transgressions: Stratigraphical and sedimentological evidence from the northern Peri-Tethys // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 239–262 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Robert C., Kennet J.P.* Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: Clay-mineral evidence // Geology. 1994. Vol. 22, N 3. P. 211–214.
- Sanfilippo A., Nigrini C.* Upper Paleocene-lower Eocene deep-sea radiolarian stratigraphy and the Paleocene/Eocene series boundary // Late Paleocene-early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records / Eds. M.-P. Aubry, S.G. Lucas, W.A. Berggren. N.Y.: Columbia Univ. Press, 1998. P. 244–276.
- Schmitz B., Asaro F., Molina E.* et al. High-resolution iridium,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , foraminifera, and nannofossil profiles across the Latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1997. Vol. 133. P. 49–68.
- Seto K., Namuro R., Niitsuma N.* Oxygen and carbon isotope records of the upper Maestrichtian to lower Eocene benthic foraminifera at Site 752 in the Eastern Indian Ocean // Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eds. K.J. Peirs, L.K. Brass et al. 1991. Vol. 21. P. 885–888.
- Shackleton N.J.* Paleogene stable isotope events // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1986. Vol. 57. P. 91–101.
- Shackleton N.J., Hall M.A.* Carbon isotope data from 74 sediments // College Station, TX (US Government Printing Office, Washington, DC), Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1984 / Eds. T.C. Moore, P.D. Rabinovitz et al. 1984. Vol. 74. P. 613–619.

- Speijer R.P., Morsi A.M.* Ostracode turnover and sea-level changes associated with the Paleocene-Eocene thermal maximum // *Geology*. 2002. Vol. 30. P. 23–26.
- Speijer R.P., Samir A.M.* *Globanomalina luxorensis*, a Tethyan biostratigraphic marker of latest Paleocene global events // *Micropaleontology*. 1997. Vol. 43. P. 49–60.
- Speijer R.P., Schmitz B.* A benthic foraminiferal record of Paleocene sea level and trophic/redox conditions at Gebel Aweina, Egypt // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1998. Vol. 137, N 1/2. P. 79–101.
- Speijer R.P., Schmitz B., Luger P.* Stratigraphy of the Late Paleocene events in the Middle East: Implications for low- to middle-latitude successions and correlations // *J. Geol. Soc. London*. 2000. Vol. 157. P. 37–47.
- Steineck P.L., Thomas E.* The Latest Paleocene crisis in the deep sea: Ostracode succession at Maud Rise, Southern Ocean // *Geology*. 1996. Vol. 24, N 7. P. 583–586.
- Sutherland H.E., Calvert S.E., Morris R.J.* Geochemical studies of the recent sapropel and associated sediment from the Hellenic Outer Ridge, eastern Mediterranean Sea: Mineralogy and chemical composition // *Marine Geology*. 1984. Vol. 56, N 1/4. P. 79–92.
- Thomas E.* Late Cretaceous trough Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica) // *Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Vol. 113 / Eds. P.F. Barker, J.P. Kennett et al. College Station, TX (US Government Printing Office, Washington, DC), 1990. P. 571–594.
- Thomas E.* Extinction and food at the seafloor: A high resolution benthic foraminiferal record across the initial Eocene thermal maximum, Southern Ocean Site 690 // *Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene* / Eds. S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas. Boulder (Colorado), 2003. P. 319–332 (*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*; N 369).
- Thomas E., Shackleton N.J.* The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies // *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe* / Eds. R.W.O'B. Knox, R.M. Corfield, R.E. Dunay. *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.* 1996. N 101. P. 401–441.
- Thomas D.J., Bralower T.J.* New evidence for subtropical warming during the late Paleocene thermal maximum: Stable isotopes from Deep Sea Drilling Project Site 527, Walvis Ridge // *Paleoceanography*. 1999. Vol. 14, N 5. P. 561–570.
- Thomas D.J., Bralower T.J., Jones C.E.* Neodymium isotopic reconstructions of the late Paleocene-early Eocene thermohaline circulation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 209. P. 309–322.
- Van Morkhoven F.P.C., Berggren W.A., Edwards A.S.* Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera, Elf-Aquitaine, Pau (France), 1986. 421 p.
- Warwick P.D., Johnson E.A., Khan I.H.* Collision-induced tectonism along the northwestern margin of the Indian subcontinent as recorded in the Upper Paleocene to Middle Eocene strata of central Pakistan (Kirthar and Sulaiman Ranges) // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1998. Vol. 142. P. 201–216.
- Wenger L.M., Baker D.R.* Variation in organic geochemistry of anoxic-oxic black shale-carbonate sequences in the Pennsylvanian of the Midcontinent, U.S.A // *Org. Geochem.* 1986. Vol. 10, N 1/3. P. 85–92.
- Williams C.A.* An oceanwide view of Paleogene plate tectonic events // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1986. Vol. 57. P. 3–25.
- Wing S.L.* Global warming and Plant species richness: A case study of the Paleocene/Eocene boundary // *Biodiversity II: Understanding and protecting our biological resources*. Wash. (D.C.): Nat. Acad. Press, 1997. P. 163–185.
- Wing S.L., Alroy J., Hickley L.J.* Plant and mammal diversity in the Paleocene to early Eocene of the Bighorn Basin // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1995. Vol. 115. P. 117–156.
- Wing S.L., Harrington G.J.* Floral responses to rapid warming in the earliest Eocene and implication for concurrent faunal change // *Paleobiology*. 2001. Vol. 27. P. 539–562.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L.C.* et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. Vol. 292. P. 686–693.

## КРУПНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В середине XIX в. были установлены следы четвертичного, затем – позднепалеозойского и несколько позже – позднедокембрийского оледенений. В самом начале XX в. были обнаружены первые следы раннепротерозойских оледенений. Эти открытия вызвали в научных кругах большое оживление, так как лишали господствовавшие в то время космогоническую гипотезу Канта–Лапласа и тектоническую контракционную гипотезу эффективного аргумента о прогрессивном охлаждении Земли. Появилась необходимость объяснить причины долговременных климатических колебаний на нашей планете. Поскольку проблема имела мировоззренческую составляющую, ее пытались решать авторы различных специальностей (от геологов до астрономов и физиков) и разной квалификации (от академиков до сельских учителей). В результате в течение XX в. было выдвинуто и опубликовано около 100 гипотез, объясняющих причины этих колебаний. В них были, по-видимому, исчерпаны все мыслимые объяснения (и целый ряд немислимых тоже).

Мы остановимся лишь на тех гипотезах, которые связывают сверхдлинные климатические колебания и периодичность оледенений с тектоническими процессами: широтными перемещениями континентов, возникновением и распадом суперконтинентов, с эвстатическими колебаниями уровня моря тектонической природы, открытием или закрытием проливов, складчатостью, горообразованием и характером магматизма. Цель данной статьи – произвести оценку этих гипотез с точки зрения их соответствия фактам геологической истории.

Долгое время считалось [Caputo, Crowell, 1985; и др.], а некоторые исследователи считают до сих пор, что главной причиной оледенений был дрейф континентов в высокие широты. Однако, судя по новейшим палеогеографическим реконструкциям [Golonka et al., 1994; Scotese, 2002; и др.], в фанерозое неоднократно повторялась ситуация, когда континенты располагались на полюсах, но оледенений на Земле не возникало (рис. 1). В конце силура и в раннем–среднем девоне, например, на южном полюсе размещались огромные массивы гондванской суши, но оледенений не было. Напротив, было весьма тепло. До высоких широт в это время распространялись соли и красные цветы. Сходная ситуация была в мезозое. Антарктида непрерывно находилась с триаса в высоких полярных широтах. Тем не менее, на протяжении всего мезозоя климат в Антарктиде был безледниковым, и на Земле в целом было весьма тепло. К позднему мелу Антарктида переместилась на полюс, а

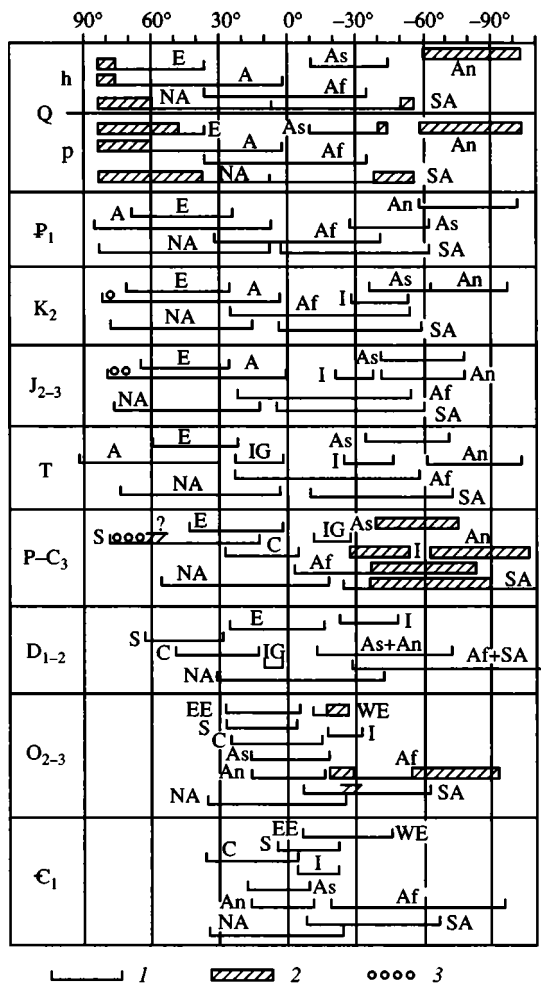
**Рис. 1.** Широтное положение континентов и оледенений в фанерозе (составлено по реконструкциям А.М. Гордицкого и др. [1978])

1 – континенты; 2 – ледниковые покровы; 3 – отложения сезонных льдов. Е – Европа, А – Азия, Аф – Африка, Ан – Антарктида, As – Австралия, NA – Северная Америка, SA – Южная Америка, I – Индостан, IC – Индокитай, С – Китай, S – Сибирская платформа, WE – Западная Европа, EE – Восточно-Европейская платформа. Q – четвертичный период; h – голоцен; p – плейстоцен; P<sub>1</sub> – ранний палеоген; K<sub>2</sub> – поздний мел; J<sub>2-3</sub> – средняя–поздняя юра; T – триас; P-C<sub>3</sub> – пермь – поздний карбон; D<sub>1-2</sub> – ранний–средний девон; O<sub>2-3</sub> – средний–поздний ордовик (O<sub>3</sub> – оледенение); E<sub>1</sub> – ранний кембрий

покровное оледенение началось там только в позднем или в среднем эоцене, т.е. спустя более чем 45 млн лет.

Еще более показательны случаи, когда при высокоширотном расположении континента на нем прекращались оледенения, существовавшие ранее. Примерами тому служат позднедевонско-раннетурнейское и пермское оледенения. Оба закончились в то время, когда южная часть Гондваны располагалась в высоких широтах или на полюсе. Например, в начале ранней перми, в ассельско-раннесакмарское время, огромный ледниковый пояс распространялся от южного полюса до 30° ю.ш., охватывая три четверти Гондваны. Затем почти при том же высокоширотном положении южной Гондваны ледниковый пояс сначала отступил к полярному кругу, вскоре распался на изолированные центры, а к индскому веку раннего триаса деградировал полностью, и климат в полярных широтах стал умеренным [Чумаков, Жарков, 2002, 2003].

Приведенные примеры позволяют сделать вывод о том, что перемещение континентов в высокие широты было недостаточно для возникновения оледенений и даже для поддержки уже существовавших оледенений. В то же время следует отметить, что высоко- и среднеширотные континенты были необходимы для оледенений, так как служили субстратом для ледниковых покровов. Конечно, они в какой-то мере благоприятствовали возникновению полярных оледенений, так как повышали региональное альбедо. Таким



1 — континенты; 2 — ледниковые покровы; 3 — отложения сезонных льдов

образом, факты показывают, что высокоширотное положение континентов можно рассматривать как необходимое и способствующее, хотя и недостаточное условие для возникновения континентальных ледниковых покровов. Причину периодичности оледенений гипотеза высокоширотного положения континентов объяснить не может.

Существуют гипотезы, противоположные той, которая рассмотрена в предыдущем параграфе. Исходя из представлений о том, что содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере регулируется интенсивностью выветривания и масштабами континентального стока углерода, а темпы этих процессов задаются температурой на суше, некоторые исследователи пришли к выводу о том, что экваториальное расположение континентов вызывает сильное похолодание, так как обеспечивает на суше высокую температуру и влажность, богатую растительность, быстрое выветривание, большой континентальный сток и быстрое захоронение  $\text{C}_{\text{карб}}$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  в осадках [Worsley, Kidder, 1991]<sup>1</sup>. К тому же скопление континентов в низких широтах содействует глобальному похолоданию потому, что увеличивает альбедо пояса, который получает наибольшее количество солнечного тепла. Симметричное полярное расположение континентов, по мнению упомянутых авторов, наоборот, ведет к сильному потеплению. Рассмотренные ими идеализированные модели основаны на многочисленных допущениях, а приводимые в их поддержку геологические примеры ( $\text{S}_2$ ,  $\text{KZ}_2$ ,  $\text{PR}_3^3$ ) не вполне соответствуют имевшимся реальным геологическим ситуациям.

Так, например, начиная со среднего ордовика до среднего силура, континентальные массы на Земле располагались очень сходно, между  $45^\circ$  с.ш. и  $90^\circ$  ю.ш., и больше половины суши находилось в высоких широтах [Golanka et al., 1994; Scotese, 2002]. Несмотря на это, на Земле произошло два оледенения (в ашгилле и венлоке), разделенные интервалом теплого климата. В позднем кайнозое весьма значительные части Северной Америки и Евразии, а также вся Антарктида располагались в высоких широтах. Несмотря на это, с конца эоцена началась длинная серия оледенений, сначала в Южном, а затем в Северном полушариях.

Модель экваториального расположения суши в последние годы была приложена для объяснения причины тотальных оледенений Земли в позднем докембрии (гипотеза "snowball Earth" [Schrag et al., 2002; Hoffman, Schrag, 2002]). Однако в данном случае предположение об экваториальном расположении суши существенно расходится с большинством существующих реконструкций [Scotese, McKerrow, 1990; Dalziel, 1997; Young, 1995; Мосса-

<sup>1</sup> Следует, однако, заметить, что этот вывод не универсален и экваториальное положение суши далеко не всегда обеспечивало большой континентальный сток, так как влажные экваториальные пояса в ряде интервалов геологической истории отсутствовали или были узкими и прерывистыми. В раннем мелу, например, вплоть до альба, все низкие и часть средних широт Земли занимал единый аридный пояс, континентальный сток с которого мог быть небольшим. Зоны глубокого выветривания, с бокситами и каолинитами, располагались в течение всего мела в средних широтах [Климат..., 2004]. В докембрии, при отсутствии растительного покрова, интенсивное выветривание на экваторе тоже было маловероятным.



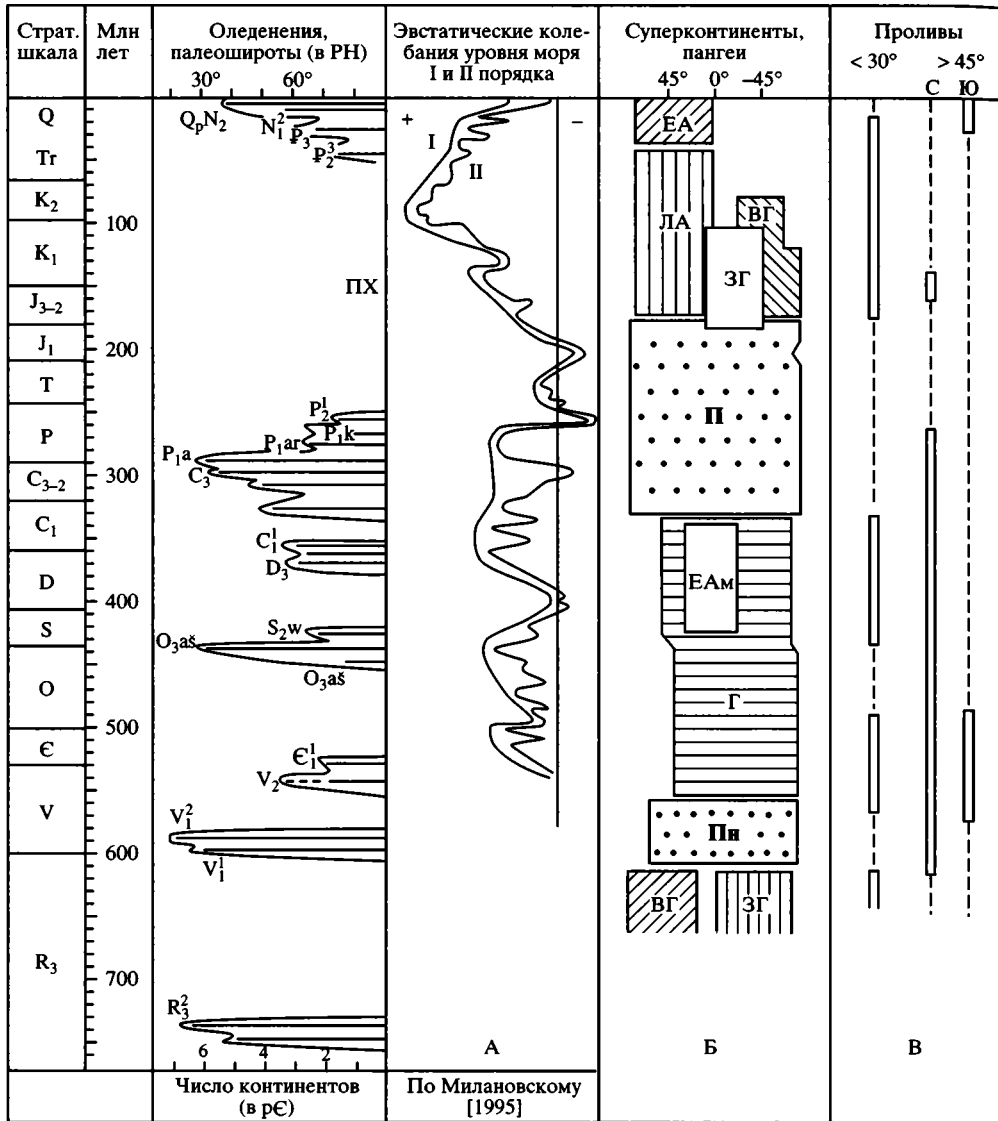
ковский и др., 1996; Piper, 2000; Dalziel, Soper, 2001; Smith, 2001; Atlas..., 2002; Scotese, 2002; Kheraskova et al., 2003; Smith, Pickering, 2003], в том числе и с той, которую используют сами авторы [Hoffman, Schrag, 2002, с. 137]. Согласно этим реконструкциям, в позднем докембрии значительная часть суши располагалась в средних и частично в высоких широтах<sup>2</sup>. Гипотеза не согласуется и с целым рядом других фактов [Chumakov, 2003].

Отметим лишь самые главные противоречия. Во-первых, тотальное оледенение должно быть длительным (миллионы и десятки миллионов лет) и непрерывным, так как из-за огромного альбеда “snowball Earth” для прекращения оледенения было необходимо за счет эндогенной дегазации повысить концентрацию CO<sub>2</sub> в атмосфере в несколько сот раз. В то же время, большинство позднедокембрийских ледниковых разрезов свидетельствует о многочисленных осцилляциях ледников и чередовании ледниковых и межледниковых эпизодов. Во-вторых, известны регионы на Земле, которые не подвергались в это время оледенению [Климат..., 2004]. В-третьих, непрерывное существование и эволюция фитопланктона в позднем докембрии говорят о том, что океан не покрывался льдом полностью [Fedonkin, 2003]. В-четвертых, неоднократное математическое моделирование климата показало, что при наличии океанов тотальное оледенение Земли невозможно [Poulsen, 2003; и др.].

Таким образом, хотя представления о повышенном континентальном стоке углерода при экваториальном расположении континентов справедливы для ряда интервалов геологической истории, мнение о том, что такая палеогеография является причиной оледенений, не согласуется с рядом фактов этой истории. Причину периодичности оледенений гипотеза низкоширотного положения континентов тоже не объясняет.

Неоднократно высказывалось мнение о том, что причиной оледенений было возникновение суперконтинентов [Veevers, 1990; Божко, 2001; и др.]. Этому предположению противоречит то, что оледенения происходили периодически, а суперконтиненты на протяжении фанерозоя существовали постоянно (рис. 2). Судя по большинству последних реконструкций [Scotese, McKerrow, 1990; Golonka et al., 1994; Scotese, 2002; и др.], те или иные суперконтиненты существовали в течение всего этого эона. На протяжении раннего и среднего палеозоя был суперконтинент Гондвана. С позднего палеозоя до ранней юры существовал еще более крупный суперконтинент – Пангея, который состоял из всех известных для того времени континентов. В период от средней юры – до раннего мела на Земле было три суперконтинента: Западная и Восточная Гондваны и Лавразия. Лавразия просуществовала до начала палеогена. С начала палеогена до наших дней существует суперконтинент Евразия. Если понятие суперконтинент сузить и ограничить только пангеями, как делают некоторые авторы (например: [Veevers, 1990]), то в этом случае рассматриваемой гипотезе противоречит существование оледенений в позднем венде – раннем кембрии, позднем ордовике – раннем силуре,

<sup>2</sup> При реконструкции, использованной П. Гофманом и Д. Шрагом, более 35% суши располагалась в средних и высоких широтах, а по реконструкции А. Смита [Smith, 2001] – более 45%.



**Рис. 2.** Сопоставление ледниковых событий с крупными эвстатическими колебаниями уровня моря (А), возникновением и распадом суперконтинентов и пангей (Б) и открытием и закрытием циркумглобальных проливов в разных широтах (В)

На Б: по вертикали – время существования суперконтинентов и пангей, по горизонтали – их крайние широты; ЕА – Евразия, ЛА – Лавразия, ВГ – Восточная Гондвана, ЗГ – Западная Гондвана, П – Пангея, ЕАм – Евроамерика, Г – Гондвана, Пн – Панотия; пангеи выделены жирным шрифтом; на В: двойные линии – время существования проливов, штриховые линии – отсутствие проливов; по: [Smith, 2001; Smith, Pickering, 2003] для рС – О; по [Golonka et al., 1994] для S<sub>1</sub>–Q

позднем девоне – раннем турне и в плейстоцене, когда пангей не было. Из шести ледниковых периодов только два, ранневендский и позднепалеозойский, совпадали с образованием пангей.

Толчком для возникновения идеи о связи супер- и мегаконтинентов с оледенениями послужило, видимо, позднепалеозойское оледенение Пангеи. Однако время существования Пангеи очень сильно отличалось от времени существования позднепалеозойского оледенения. Судя по многим реконструкциям, Пангея образовалась к концу раннего карбона, а позднепалеозойское оледенение началось в среднем карбоне, т.е. заметно позже. Закончилось это оледенение в перми, а распад Пангеи начался лишь в конце ранней юры, т.е. на 65 млн лет позже. Таким образом Пангея просуществовала в 3,5 раза дольше верхнепалеозойского оледенения и в течение большей части своего существования характеризовалась безледниковым климатом.

Из этого и других приведенных выше примеров видно, что прямой связи между оледенениями и суперконтинентами или пангеями не было. Образование суперконтинентов и особенно пангей сильно влияло на распределение атмосферных осадков, увеличивая аридность глобального климата, главным образом за счет расширения аридных поясов во внутренних частях супер- и мегаконтинентов и в дождевой тени горных сооружений [Чумаков, Жарков, 2003], однако на температурных колебаниях это могло сказываться лишь косвенно, через увеличение альbedo, которое вело к некоторому похолоданию. В то же время, аридизация могла приводить к снижению континентального стока и увеличению CO<sub>2</sub> в атмосфере, что, видимо, компенсировалось ослаблением эндогенной дегазации на вновь образованном суперконтиненте. Существование супер- и мегаконтинентов увеличивало также континентальность климатов и усиливало роль муссонов.

Нередко предполагают, что оледенения вызывались крупными глобальными регрессиями, а потепления – такими же трансгрессиями. Подобные эвстатические события, как известно, обычно связывают с изменением скорости спрединга и объема срединно-океанических хребтов. Нет сомнений, что регрессии и трансгрессии эвстатической природы, соответственно, понижают или повышают тепловой баланс земной поверхности за счет изменения ее альbedo. Однако факты геологической истории свидетельствуют о том, что колебания уровня моря не были ведущим фактором в сверхдлинных климатических колебаниях (см. рис. 2). Даже крупнейшая в фанерозое регрессия, произошедшая в конце перми – начале триаса, не привела к оледенению. Напротив, с ней связано очень сильное потепление, которое вызвало смену позднепалеозойского ледникового периода безледниковым мезозойским [Чумаков, Жарков, 2003]. Начало и последняя треть позднепалеозойского ледникового периода совпадали с весьма крупными и длительными трансгрессиями второго порядка в среднем карбоне и перми [Ross, Ross, 1988]. Позднекайнозойское оледенение началось при достаточно высоком уровне моря. В то же время, крупные регрессии в первой половине девона и вблизи границы триаса и юры не сопровождалась оледенениями. Таким образом, можно заключить, что, хотя эвстатические колебания

уровня моря влияли на сверхдлинные климатические колебания, усиливая или ослабляя их, они не имели решающего значения при их возникновении и возникновении оледенений.

Согласно некоторым гипотезам, большую, а иногда решающую роль в возникновении сверхдлинных климатических колебаний и оледенений играли океанические течения [Brooks, 1925; Кеннетт, 1987; Broecker, Denton, 1989; и др.]. В частности, недавно была высказана идея о том, что ледниковый климат на Земле возникает при подавленной циркумэкваториальной океанической циркуляции и перемещении некоторых континентов в высокие широты, а безледниковый – при преобладающей циркумэкваториальной океанической циркуляции [Smith, Pickering, 2003]. Климатическое значение высокоширотного положения континентов обсуждалось выше. Что касается системы океанических течений то она, как известно, определялась конфигурацией и широтным положением континентов и океанов, морей и наличием проливов. Во всех примерах из геологической истории, приведенных в предыдущих разделах и касающихся начала и конца ледниковых периодов, расположение континентов существенно не менялось. Это особенно ярко видно на примере раннепермского оледенения, деградация которого и переход к очень теплomu периоду произошли при весьма сходной конфигурации континентов и отсутствии проливов и в низких и в высоких широтах обоих полушарий (см. рис. 2). События эти произошли в результате нескольких, очень коротких (доли геологических веков) эпизодов потеплений. Скорость этих потеплений существенно превышала скорость движения тектонических плит и географических перестроек. В то же время, признаки оледенений неизвестны в среднем ордовике, когда, согласно реконструкциям самого А. Смита [Smith, 2001], циркумэкваториальная океаническая циркуляция должна была подавляться меридиональным расположением обеих Америк и Африки. И, наоборот, оледенение вблизи границы кембрия и венда произошло, а позднекайнозойское началось при открытых низкоширотных проливах.

Можно заключить поэтому, что открытие и закрытие меридиональных и широтных проливов имело большое, но главным образом региональное климатическое значение [Akhmetiev, 1996; Спайсер, Герман, 1998; Чумаков, Жарков, 2002, 2003], которое не могло вызвать оледенений. Даже такое яркое событие, как возникновение холодного южного циркумполярного Течения западных ветров, которое блокирует теплообмен с Антарктидой, трудно признать причиной оледенений. На шельфе Антарктиды широко распространены мариногляциальные отложения, которое свидетельствует о существовании покровного оледенения с позднего или даже среднего эоцена [Wise et al., 1991; Ehrmann et al., 1992]. Таким образом, кайнозойское оледенение началось заметно раньше формирования на границе эоцена–олигоцена южного циркумполярного течения, возникшего в результате открытия проливов Дрейка и Тасманова. Поэтому трудно полагать, что это течение было причиной позднекайнозойского оледенения Земли или, по крайней мере, Антарктиды, как считают многие исследователи. Очевидно, что течение лишь усилило уже существовавшее оледенение.

Приведенные факты не позволяют отводить главную роль в возникновении оледенений океаническим течениям и открытию или закрытию проливов. Эти события правильнее рассматривать как причину крупных, но региональных изменений. Они, видимо, лишь усиливали или ослабляли те или иные глобальные изменения. Еще труднее объяснить течениями, открытием и закрытием проливов периодический характер фанерозойских оледенений.

Большое распространение с начала XX в. получили представления о том, что главной причиной оледенений является горообразование. Считали, что возникновение крупных горных областей и высоких плато снижает среднюю температуру земной поверхности, увеличивает облачность и вулканизм и может привести к зарождению обширных горных ледников, которые в результате действия обратных положительных связей превращаются затем в покровные оледенения [Ramsay, 1910; Brooks, 1926; и др.]. Некоторые геологи полагали также, что во время складчатости и следующего за ней горообразования расходовалось очень большое количество эндогенной энергии и в результате происходило охлаждение поверхности Земли, которое могло приводить к оледенениям [Wagner, 1940]. Опубликовано много вариантов орогенических гипотез, в которых главным считается тот или иной процесс, связанный с возникновением гор. Во всех вариантах этой гипотезы основным аргументом было то, что верхнепалеозойское оледенение в общем совпадало с герцинской складчатостью, а четвертичное – с альпийской. Так как временные соотношения между горообразованием и оледенениями долгое время были известны только приблизительно, орогеническая гипотеза оставалась популярной много десятков лет и стала расхожей идеей, которая до сих пор принимается многими исследователями.

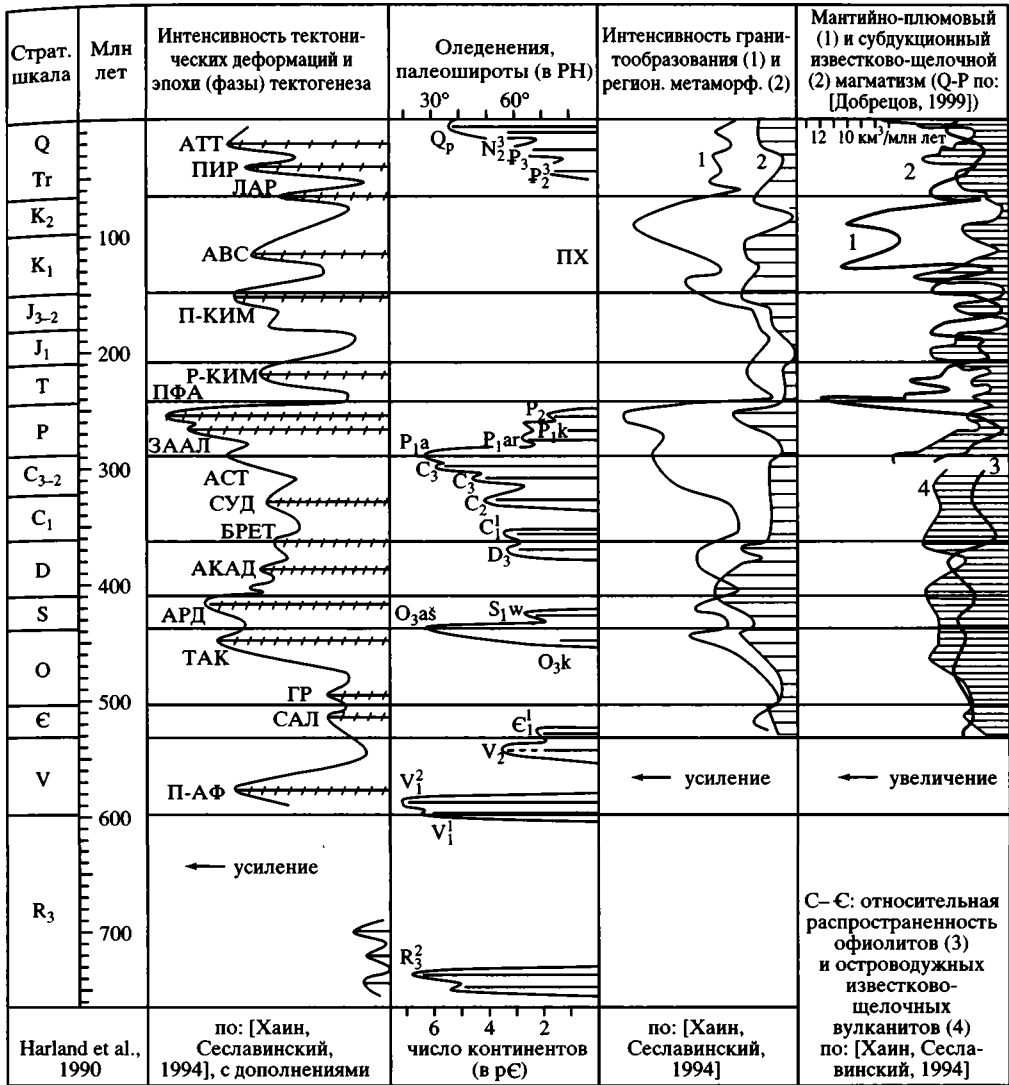
Более сложной представлялась связь между оледенениями и горообразованием Т. Чемберлину, который придавал ведущее значение в климатических изменениях колебаниям содержания углекислого газа в атмосфере [Chamberlin, 1899]. Он считал, что главная причина оледенений заключается в том, что появление горных областей не только понижает температуру земной поверхности, но также многократно усиливает эрозию и выветривание силикатных пород, увеличивает континентальный сток гидрокарбонатов и органических веществ в моря и океаны. Углерод надолго захороняется в осадках морей и океанов в виде карбонатов, рассеянной органики или ее скоплений. Подобным путем при образовании гор из атмосферы извлекается большое количество  $\text{CO}_2$ , парниковый эффект уменьшается и наступает ледниковый период. В последнее десятилетие гипотеза Т. Чемберлина в современном варианте была возрождена М. Раймо и другими исследователями, которые собрали много новых количественных данных о горообразовании в кайнозое, процессах выветривания и их последствиях [Raymo, 1991; Raymo, Ruddiman, 1992; Ruddiman, 1997; и др.].

В настоящее время, с одной стороны, существенно уточнены данные о возрасте и масштабах оледенений в фанерозое, а с другой – получены полуколичественные оценки интенсивности тектонической активности на Земле в фанерозое [Хаин, Сеславинский, 1994]. Это дало возможность произвести корреляцию между оледенениями фанерозоя и геодинамически-

ми событиями значительно более детально, чем прежде [Чумаков, 2001]. Такие сопоставления показали, что прямой корреляции между горообразованием и оледенениями не было. Максимальные (“великие”) оледенения предшествовали максимальным, заключительным фазам тектонических циклов и следующему за ними горообразованию (см. рис. 2). Более того, стало очевидно, что во время максимальных фаз складчатости оледенения начинали быстро деградировать или прекращались. Подобная последовательность событий фиксируется в геологической истории трижды. Лапландский ледниковый период предшествовал заключительной фазе панафриканского цикла, а позднеордовикско-раннесилурийский ледниковый период – главной, арденской фазе каледонского цикла ( $S_2$ ). Последняя совпала с завершением этого оледенения. Максимум позднепалеозойского оледенения почти на 40 млн лет опережал максимальные фазы герцинской складчатости, заальскую и пфальцскую. Обе эти фазы сопровождалась быстрой деградацией и завершением позднепалеозойского ледникового периода.

Таким образом, возникновение оледенений явно обуславливалось иными процессами, чем горообразование. Главные, завершающие, фазы складчатости и горообразование следует считать причинами деградации и прекращения оледенений. Этот вывод подчеркивается тем, что некоторые орогенные периоды и эпохи характеризовались весьма теплым климатом. Например, в течение ранне- и среднедевонского орогенного периода [Леонов, 1980] не было оледенений, а климат был необычайно теплым. Периодичностью главных фаз складчатости частично можно объяснить периодический характер деградаций оледенений.

Общеизвестно, что при эксплозивных извержениях вулканов в стратосфере часто выбрасываются аэрозоли. Они годами сохраняются в ней, ослабляя солнечную радиацию, и вызывают похолодание климата. Инструментальные наблюдения за последние 150 лет свидетельствуют о том, что даже одиночные эксплозивные извержения вулканов на несколько лет ощутимо понижают температуру целого полушария. После знаменитого извержения Кракатау снижение температуры в Северном полушарии достигало  $1^{\circ}\text{C}$ , после извержения Санта Мария –  $0,8^{\circ}\text{C}$ , а после извержения Котопахи –  $0,6^{\circ}\text{C}$  [Mitchell, 1970]. О корреляции эксплозивного вулканизма с похолоданиями свидетельствуют также данные четвертичной геологии и океанологии. Огромное эксплозивное извержение вулкана Тоба в позднем плейстоцене совпало с началом валдайского оледенения [Rampino, Self, 1992]. Резкое усиление эксплозивной деятельности в Северной Пацифике в конце плиоцена (около 2,65 млн лет назад) коррелируется с началом широкого оледенения в Северном полушарии. Оба эти события зафиксированы в донных отложениях региона резким увеличением содержания вулканического материала (“пепловыми событиями”) и следами айсбергового разноса, а на суше – началом покровного оледенения [Prueher, Rea, 2001]. Многие похолодания и ледниковые эпизоды, происходившие на протяжении последние 20 млн лет, совпадают со следами “глобальных пеплопадов”. Последние фиксируются интервалами заметного увеличения количества пеплового материала в неогеновых океанических осадках [Kennet,



**Рис. 3.** Оледенения, некоторые тектонические и магматические события в фанерозое, венде и позднем рифее

Тектонические эпохи (фазы): АТТ – аттическая, ПИР – пиринейская, ЛАР – ларамийская, АВС – австрийская, П-КИМ – позднечиммерийская, Р-КИМ – раннечиммерийская, ПФА – пфальцкая, ЗААЛ – зальская, АСТ – астурийская, СУД – судетская, БРЕТ – бретонская, АКАД – акадская, АРД – арденская, ТАК – таконская, ГР – грампинская, САЛ – салаирская, П-АФ – панафриканская; ПХ – мезозойское похолодание [Чумаков, 2001, с добавлениями]

Thunell, 1977; Gray, 1979]. Все эти примеры позволяют думать, что продолжительная серия мощных эксплозивных извержений могла приводить к “вулканическим зимам”, которые были климатическими импульсами, триггерами, вызывавшими зарождение покровных ледников.

Приведенные выше данные заставляют обратиться к истории вулканизма на Земле. На рис. 2 видно, что существовала определенная корреляция между оледенениями и характером магматических событий. Нижне-, средне- и верхнепалеозойские, а также позднекайнозойское оледенения совпадали с максимумами надсубдукционного магматизма, с которым в основном связан эксплозивный вулканизм островных дуг и краевых вулканических поясов<sup>3</sup>. Ослабление магматизма этого типа, напротив, коррелируется с безледниковыми интервалами. Такие совпадения позволяют думать, что усиление в середине тектонических циклов надсубдукционного вулканизма и эксплозивных извержений приводило к образованию стратосферных аэрозолей, снижению прозрачности атмосферы и к “вулканическим зимам”. С геологической точки зрения стратосферные аэрозоли мгновенно и существенно снижают тепловой баланс поверхности Земли. Противоположные процессы, компенсирующие похолодание за счет снижения темпов выветривания, захоронения углерода и накопления CO<sub>2</sub> в атмосфере, происходят на несколько порядков медленнее, поэтому похолодания, вызванные стратосферными аэрозолями, могли накладываться на колебания климата, обусловленные углеродными циклами, и трансформировать их. Это связано с тем, что парниковые газы могут снижать потери только той энергии, которая достигла биосферы и могут восполнять снижение солнечной радиации лишь частично. Ослабление надсубдукционного вулканизма во время главных, завершающих фаз складчатости и орогенеза вело к увеличению прозрачности атмосферы, окислению углерода, частичному разложению карбонатов в метаморфизованных и эродируемых осадочных толщах орогенов и, в конечном счете, к потеплению, которое усиливалось дегазацией океанов.

Таким образом, можно полагать, что усиление надсубдукционного вулканизма было главной причиной оледенений. Признание такой связи позволяет объяснить периодичность оледенений, поскольку проявлениям надсубдукционного вулканизма тоже присуща периодичность [Добрецов, 1999].

На основании анализа геологических фактов, можно сделать следующие выводы.

1. Глобальные тектонические процессы, такие как складчатость и горообразование, магматизм, меридиональный дрейф континентов, образование и распад супер- и мегаконтинентов, крупные эвстатические колебания, открытие и закрытие проливов, оказывали определенное влияние на климат.

2. Сопоставление этих процессов с климатическими событиями фанерозоя показывает, что влияния широтного положения континентов, образования и распада супер- и мегаконтинентов, крупных эвстатических колебаний, океанических течений, открытия и закрытия проливов было недостаточно для того, чтобы вызвать крупные глобальные климатические колебания и оледенения. По-видимому, эти процессы могли лишь усилить или ослабить климатические изменения такого масштаба.

---

<sup>3</sup> На долю надсубдукционного, в том числе эксплозивного, вулканизма приходится 90–95% пирокластического материала, отложенного за последние 500 лет [Лисицын, 1974].



3. Крупные климатические колебания и оледенения достаточно отчетливо сопоставляются с характером магматизма, фазами складчатости и орогенеза. Ледниковые периоды приурочены к интервалам преобладания надсубдукционного магматизма и преимущественно к средним фазам тектонических циклов. Безледниковые периоды тяготеют к интервалам, в которых преобладал мантийно-плюмовый магматизм. Деградация оледенений и завершение ледниковых периодов совпадают с максимальными завершающими фазами тектонических циклов и последующим горообразованием.

4. На основании этих фактов можно предположить, что долговременные климатические колебания были обусловлены чередованием интервалов, характеризовавшихся преобладанием то надсубдукционного, то мантийно-плюмового магматизма [Чумаков, 2001].

5. Представляется вероятным следующий сценарий начала оледенений. При преобладании надсубдукционного магматизма возрастала роль эксплозивного вулканизма, связанного с островными дугами и вулканическими краевыми поясами. Это приводило к “вулканическим зимам” и далее к зарождению покровных ледников. Когда возникали такие ледники, то запускался в действие ряд биосферных процессов, имеющих сильные положительные обратные связи с оледенениями [Chumakov, 2002; Чумаков, 2004]. Они придавали оледенениям устойчивость и способность к дальнейшей экспансии. Последующие эпизоды эксплозивного вулканизма могли, естественно, поддерживать и ускорять эти процессы.

6. Деградация и терминация оледенений была связана, очевидно, с ослаблением эксплозивного вулканизма и увеличением солнечной радиации, достигающей земной поверхности, с усилением мантийно-плюмового магматизма, который обычно активизировался в противофазе к надсубдукционному магматизму [Добрецов, 1999]. Усиление мантийно-плюмового магматизма способствовало повышению содержания парниковых газов в атмосфере. Кроме того, метаморфизм, горообразование и размыв осадочных толщ орогенов, сопровождавшие главные тектонические фазы, приводили к окислению рассеянного органического вещества и его скоплений, а интенсивное гранитообразование и региональный метаморфизм вызывали еще и разложение карбонатов (“дедоломитизацию” и “декарбонатизацию”) терригенно-карбонатных пород [Винклер, 1979; Мейсон, 1981]. Образовавшаяся такими путями  $\text{CO}_2$  тоже поступала в атмосферу. Совместно все эти процессы приводили к существенным потеплениям и прекращению оледенений. Таким образом, главные фазы складчатости и горообразования являлись для сверхдлинных климатических колебаний началом фазы потепления.

Статья выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 25.

### *Литература*

- Божко Н.А. Суперконтинентальные циклы, эпизоды роста коры и глобальные геодинамические инверсии в эволюции биполярной Земли // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск: ИЗК, 2001. С. 33–35.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 328 с.

- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или правильная закономерность // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 430–459.
- Кеннет Дж.П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с.; Т. 2. 384 с.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек // Под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 2004. 299 с.
- Леонов Ю.Г. Глобальные орогенические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 33–71.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Мейсон Р. Петрология метаморфических пород. М.: Мир, 1981. 263с.
- Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. Т. 5. С. 3–24.
- Моссаковский А.А., Пуцаровский Б.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индо-атлантического типов в позднем докембрии и венде // ДАН. 1996. Т. 350, № 6. С. 799–802.
- Спайсер Р.Э., Герман А.Б. Меловой климат Азии и Аляски: сравнение палеоботанических свидетельств с компьютерной моделью // Палеонтол. журн. 1998. № 2. С. 3–18.
- Хайн В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 40–63.
- Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // ДАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 656–659.
- Чумаков Н.М. Закономерности глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 7–32.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А. Климат во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратиграфия. Геол. корреляция. Ст. 1. 2002. Т. 10, № 6. С. 62–81; Ст. 2. 2003. Т. 11. № 4. С. 58–75.
- Akhmetiev A.M. Ecological crises of the Paleogene and Neogene in extratropical Eurasia and their putative causes // Paleontol. J. 1996. Vol. 30, N 6. P. 738–748.
- Atlas of lithologic-paleogeographic, structural, palynspastic and geocological maps of Central Eurasia. P. 26. Maps I–XXXVI, Almaty: YUGGEO, 2002.
- Bray J.R. Neogene explosive volcanicity, temperature and glaciation // Nature. 1979. Vol. 282. P. 603–605.
- Broecker W.S., Denton G.H. The role of ocean atmosphere reorganisations in glacial cycles // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 5, N 10. P. 2465–2501.
- Brooks C.E.P. Climate through the ages. L: Ernst Benn, 1926. 317 p.
- Caputo M.V., Crowell J.C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. Vol. 96. P. 1020–1036.
- Chamberlin R.T. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on atmospheric basis // J. Geology. 1899. Vol. 7. P. 545–584; 667–685; 751–787.
- Chumakov N.M. One-way and quasi-periodic climate changes: geologic evidence // Russ. J. Earth Sci. 2002. Vol. 4, N 4. P. 277–299.
- Chumakov N.M. Global Climates of the Vendian // Russ. J. Earth Sci. 2003. Vol. 5, N 6. P. 69–86.
- Dalziel I.W.D. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation // Bull. Geol. Soc. Amer. 1997. Vol. 109, N 1. P. 16–42.
- Dalziel I.W.D., Soper N.J. Neoproterozoic extension on the Scottish promontory of Laurentia: Paleogeographic and Tectonic implications // J. Geology. 2001. Vol. 109. P. 299–317.
- Ehrmann W.U., Hambrey M.J., Baldauf J.G. et al. History of Antarctic glaciation: an Indian Ocean perspective // Synthesis of results from scientific drilling in the Indian Ocean. 1992. Geophysical Monograph 70. P. 423–446.
- Fedonkin M. The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record // Paleontol. Res. 2003. Vol. 7, N 1. P. 9–41.
- Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // Mem. Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. N 17. P. 1–47.
- Hoffman P.F., Schrag D.P. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // Terra Nova. 2002. Vol. 14, N 3. P. 129–155.

- Kennett J.P., Thunell R.C.* On explosive Cenozoic volcanism and climate implication // *Science*. 1977. Vol. 196. P. 1231–1234.
- Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volozh Yu.A.* The Vendian–Early Paleozoic history of continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian Foldbelt // *Russian J. Earth Sci.* 2003. Vol. 5. N 3. P. 165–184.
- Kirschvink J.A.* Paleogeographic model for Vendian and Cambrian time // *The Proterozoic biosphere: A multidisciplinary study*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1992. P. 567–582.
- Mitchell J.M.* A preliminary evaluation of atmospheric pollution as a cause of global temperature fluctuations of the past century // *Global effect of environmental pollution*. N.Y.: Springer, 1970. P. 235–250.
- Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Paleopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 176. P. 131–146.
- Poulsen C.J.* Absence of a runaway ice-abeo feedback in the Neoproterozoic // *Geology*. 2003. Vol. 31, N 6. P. 473–476.
- Prueher L.M., Rea D.K.* Volcanic triggering of Late Pliocene glaciation: evidence from the flux of volcanic glass and ice-rafted debris to the North Pacific // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2001. Vol. 173. P. 215–230.
- Rampino M.R., Self S.* Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba supereruption // *Nature*. 1992. Vol. 359, N 6390. P. 50–53.
- Ramsay A.C.* Orogenesis und Klima // *Finsk. Vetensk. Soc. Forh.* 1910. Vol. 52A, N 11. P. 23–37.
- Raymo M.E.* Geochemical evidence supporting T.C. Chamberlin's theory of glaciation // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 344–347.
- Raymo M.E., Ruddiman W.F.* Tectonic forcing of the late Cenozoic climate // *Nature*. 1992. Vol. 359. P. 117–122.
- Ross Ch.A., Ross J.R.P.* Late Paleozoic transgressive-regressive deposition // *Sea-level change: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Sp. Publ. 1988. N 42. P. 167–192.
- Ruddiman W.F.* (ed.) Tectonic uplift and climate change. N.Y.: Plenum Press, 1997. 535 p.
- Schrag D.P., Berner R.A., Hoffman P.F., Halverson G.P.* On the initiation of a snowball Earth // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. G<sup>3</sup>. An Electronic J. Earth Sci. 2002. Vol. 3, N 16. P. 1–21.
- Scotese C.R.* Paleomap project. 2002. (<http://www.scotese>)
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised World maps and introduction // *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography*, Geological Society Memoir. 1990. N 12. P. 1–21.
- Smith A.G.* Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // *The ecology of the Cambrian radiation*. N.Y.: Columbian Univ. Press, 2001. P. 11–46.
- Smith A.G., Pickering K.T.* Oceanic gateways as a critical factor to initiate icehouse Earth // *J. Geol. Soc. London*. 2003. Vol. 160. P. 3. P. 337–340.
- Veevers J.J.* Tectonic-climatic supercycle in the billion-year plate-tectonic eon: Permian Pangean icehouse alternates with Cretaceous dispersed-continents greenhouse // *Sediment. Geol.* 1990. Vol. 68. P. 1–16.
- Wagner A.* Klimaänderungen und Klimaschwankungen // *Wissenschaft*. 1940. Bd. 92. S. 34–52.
- Wise S.W., Jr., Breza J.R., Harwood D.M., Wei W.* Paleogene glacial history of Antarctica // *Controversies in modern geology*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1991. P. 133–171.
- Worsley T.R., Kidder D.L.* First-order coupling of paleogeography and CO<sub>2</sub>, with global surface temperature and its latitudinal contrast // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 1161–1164.
- Young G.M.* Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? // *Geology*. 1995. Vol. 23, N 2. P. 153–156.

## ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ И ЗАКОН ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ НАСЛЕДСТВЕННОСТИ

В одной из предыдущих работ [Холодов, 2004] было показано, что на современном уровне развития литологии *реальный* осадочный процесс весьма приблизительно и неточно подразделяется на отдельные стадии, и предложено, вслед за Г.Ф. Крашенинниковым [1985], упростить стадийную схему, условно выделив в ней мобилизацию исходного материала (1), перенос (2), накопление осадка в конечном или промежуточном водоеме стока (3), субаквальный и субаэральный диагенез (4), катагенез, завершающий бытие осадочной породы (5).

Не вызывает сомнения, что все эти стадии осадочного породо- и рудообразования тесно связаны между собой и каждая предыдущая стадия бесспорно влияет на последующую, однако степень их взаимообусловленности может трактоваться по-разному.

Особое внимание многих исследователей привлекала взаимосвязь процессов седиментации, диагенеза и катагенеза. Унаследованность стадии катагенеза от предшествующих этапов формирования и изменения осадков многократно подчеркивалась в работах П.П. Тимофеева, А.Г. Коссовской, Л.И. Боголюбовой, О.В. Япаскурта, Л.А. Гуляевой, А.А. Карцева, И.Ф. Габлиной и других исследователей. Еще более жестко связь между осадконакоплением, диагенезом и катагенезом трактовал закон физико-химической наследственности, впервые выдвинутый Л.В. Пустоваловым [1933, 1940] и полностью поддержанный в статьях Д.П. Сердюченко [1968], А.М. Лурье [1983], Е.М. Гурвич [1985], А.Н. Дмитриевского [1985] и многих других авторов.

Между тем, в последнее время становится все более очевидным, что физико-химические обстановки, господствующие в водной массе конечного водоема стока, лишь частично отражаются в диагенетических средах и еще меньшее влияние оказывают на физико-химические условия катагенетических явлений.

Анализу проблемы взаимообусловленности седиментации, диагенеза и катагенеза будет посвящено настоящее сообщение.

### I

Закон физико-химической наследственности в осадочном породообразовании был впервые сформулирован в работах Л.В. Пустовалова [1933, 1940]. Он логически вытекал из представлений об осадочной дифференциации вещества.

Продолжив обобщения В.М. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана, Л.В. Пустовалов показал, что осадочный цикл, начинающийся с разрушения исходных магматических и метаморфических пород, всем своим развитием направлен на формирование геохимически более простых и химически однородных пород и руд и представляет собой процесс разделения компонентов в зоне гипергенеза.

В соответствии с предложенными Л.В. Пустоваловым общеизвестными схемами механической и химической дифференциации вещества происходит закономерное и последовательное осаждение различных составных частей осадков на дно конечных водоемов стока. При этом главными факторами, определяющими реализацию этих процессов, являлись последовательное падение энергии движущихся вод, закономерное изменение величин рН и Eh среды или общее увеличение концентрации растворенных в воде солей под действием испарения.

“Предположим, – писал Л.В. Пустовалов – что из какого-то пункта земной поверхности, например, из области интенсивного разрушения магматических пород, одновременно вступают в миграцию в виде молекулярных и коллоидных растворов самые разнообразные вещества и двигаются в одном направлении, переходя последовательно из речных вод в прибрежные солоноватые воды, а еще далее, поступая в морские водоемы. При таких условиях, проходя намеченный путь, весьма обычный, между прочим, в зоне осадкообразования, различные элементы и их соединения будут вести себя разнообразно. Одни из них, более труднорастворимые и легко осаждаемые, могут выбыть из путей миграции очень быстро, другие, напротив, будут удерживаться в растворе чрезвычайно долго, будут совершать весьма длинный и долгий путь” [Пустовалов, 1940, с. 263].

“Если это так, – писал Л.В. Пустовалов в той же работе – то прослеживая петрографический состав осадочных образований какого-либо строго определенного возраста по простиранию, от источника сноса по направлению к области накопления осадков, мы, как правило, должны ожидать встретить закономерную смену осадков, с последовательным изменением их механических и химико-минералогических свойств в соответствии с приведенными выше схемами механической и химической осадочной дифференциации” [Пустовалов, 1940, с. 286–287].

Нетрудно видеть, что одним из важнейших условий химической дифференциации вещества Л.В. Пустовалов считал *соответствие* между физико-химической характеристикой вод в палеоводоеме и составом твердой фазы – как результат определенной химической реакции.

Вот эта мысль о геохимической гармонии между осадком и физико-химической средой, в которой он образуется, является краеугольным камнем системы взглядов, построенной Л.В. Пустоваловым; на ней зиждется представление о геохимических фациях [Пустовалов, 1933, 1940; Холодов, 1983], на нее опирается и закон физико-химической наследственности.

В соответствии со взглядами Л.В. Пустовалова [1940], вслед за осаждением компонентов осадка из морской воды и одновременно включая в себя этот процесс, следует стадия сингенеза или раннего диагенеза; сингенетич-

ные хемогенные минералы, возникающие на этом этапе, находятся в физико-химическом равновесии с морской водой палеоводоёма и, таким образом, наследуют ее физико-химические параметры.

В последующем, после перекристаллизации и уплотнения осадка, старения коллоидов, образования конкреций, химического взаимодействия составных частей осадка, дегидратации и цементации рыхлый осадок превращается в осадочную породу; начинается стадия бытия породы или стадия эпигенеза, которая охватывает все ее существование в зоне стратисферы и обрывается процессами метаморфизма.

В стадию эпигенеза,<sup>1</sup> – считал Л.В. Пустовалов, – существование сингенетических минералов, возникших на предыдущем этапе, “возможно лишь в условиях той же самой физико-химической обстановки, при которой они возникли, или весьма близких к ним. В противном случае сингенетические минералы сделались бы неустойчивыми и перестали существовать.

Отсюда становится совершенно ясным, что во всякой осадочной горной породе, заключающей в себе сингенетичные минералы, продолжают господствовать физико-химические, а следовательно, и геохимические условия, царствовавшие в момент формирования осадочной породы, или же, вернее, условия, весьма близкие к таковым.

Это и есть закон физико-химической наследственности” [Пустовалов, 1940, с. 396].

Далее, на страницах того же учебника, Л.В. Пустовалов утверждал, что роль эпигенетических процессов в осадочных толщах обычно сильно переоценивается. Особые возражения автора вызывали построения гидрогеологов и гидрохимиков, которые придавали, по его мнению, неоправданно большое значение взаимодействию осадочных пород с циркулирующими в них водами. Так как реконструировать гидрогеологические процессы в прошлом сложно, “подавляющее большинство гидрохимических построений являлось лишь иллюзией объяснения генезиса того или иного минерального тела, связанного с осадочными толщами, а не действительным научным толкованием” [Пустовалов, 1940, с. 395]. И еще: “Газы и воды, как известно, постоянно проникают в толщу осадочных пород по всевозможным пустотам, трещинкам, порам и т.д. Однако, попадая в систему полостей, пронизывающих древние осадки, воды и газы либо вовсе лишаются своей подвижности и застаиваются здесь, либо передвигаются обычно крайне медленно. Как в том, так и в другом случае они подвергаются воздействию той среды, в которую они включены и оказываются, если можно так выразиться, *полностью во власти окружающих осадочных пород*; так, например, вода, содержащая кислород, проникнув в толщу углистых или битуминозных пород, очень быстро лишается здесь кислорода, а потому становится химически совершенно инертной...” [Пустовалов, 1940, с. 400. Курсив наш. – В.Х.].

И общий вывод: “... в природе наблюдается гармоничное сочетание геохимических свойств циркулирующих среди осадочных пород вод и газов, с

<sup>1</sup> Стадию эпигенеза в современном научном лексиконе, вслед за Н.М. Страховым и Н.В. Логвиненко [1959], принято называть стадией катагенеза.

одной стороны, и самих осадочных пород, с другой. Здесь обычно нет тех противоречий, которые могли бы привести к широкому развитию эпигенетических процессов и к созданию внутри осадочной породы какого-то совершенно нового минерального комплекса.

Деятельность вод сводится поэтому в подавляющем большинстве случаев к чисто местному, внутрипластовому перемещению составных частей осадка, без резкого изменения их химического состава; она же облегчает перекристаллизацию породы, перемещение вещества к кристаллическим зародышам. Но все это не меняет основной химико-минералогической характеристики осадочной породы и приводит лишь к молекулярной перегруппировке его составных частей” [Пустовалов, 1940, с. 400].

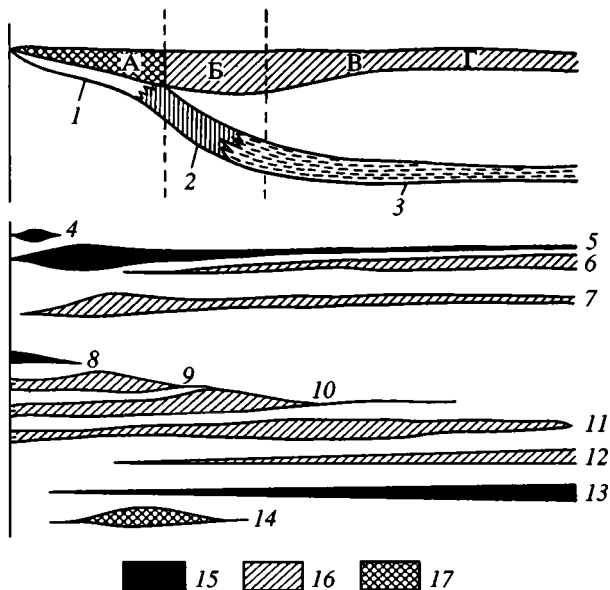
Общая схема физико-химической наследственности очевидна. Родившись в процессе накопления субаквального осадка на дне морского водоема, она, по мнению Л.В. Пустовалова, красной нитью стабильно прослеживается в осадках и в производных от них осадочных породах, стираясь только в процессах метаморфизма или гипергенного выветривания, разрушающих сами осадочные образования.

## II

Первые сомнения в справедливость закона физико-химической наследственности внесли работы Н.М. Страхова [1953, 1956, 1960], Н.М. Страхова и Э.С. Залманзон [1955], посвященные диагенетическому минералообразованию.

В ряде статей и монографий по современному осадконакоплению Н.М. Страховым было показано, что определяющим фактором осаждения химических и биохимических компонентов на дне конечного водоема стока является не физико-химическая среда, а *гидродинамика*. Различные группы процессов минералообразования, реализующиеся в разных частях бассейна, переводят химические элементы из жидкой и газообразной формы миграции в твердую, а далее вновь образованные частицы смешиваются с твердым стоком рек и перераспределяются приливно-отливными движениями, волнением, течениями вод на донной площади водоема. Как показано на рис. 1, в наиболее гидродинамически активных мелководных участках накапливаются терригенные осадки песчаной и алевритовой размерности, в наименее активных глубоководных халистатических областях концентрируются пелитовые глинистые осадки.

Немногочисленные аутигенные минеральные новообразования стадий седиментации распределяются среди гранулометрического спектра терригенных частиц в зависимости от преобладающих размеров своих твердых фаз. Так, например, хемогенно-биогенные карбонатные оолиты и гидроксидно-марганцевые скопления в озерах и морях тяготеют к песчаным грубозернистым фракциям, а биогенно-хемогенные карбонаты и кремневые образования, возникающие в водной среде бассейна, проходят сквозь всю гамму гранулометрически различных отложений, отчетливо концентрируясь либо в песчаных, либо в пелитовых осадках (см. рис. 1).



**Рис. 1.** Схема диагенетической зональности минеральных новообразований в морях геологического прошлого [Страхов, 1957]

1 — пески; 2 — алевриты; 3 — пелиты; 4 —  $\text{CaCO}_3$ , оолиты; 5 — биогенный и химически осажденный  $\text{CaCO}_3$ ; 6 — диагенетический (бактериальный)  $\text{CaCO}_3$ ; 7 — разные формы диагенетического доломита; 8 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , оксиды Mn; 9 — лептохлориты; 10 — глауконит; 11 — карбонаты Fe и Mn (в илах без  $\text{CaCO}_3$  или с малым его содержанием); 12 — сульфиды Fe и Mn в илах с большим содержанием  $\text{CaCO}_3$ ; 13 — биогенно осажденный  $\text{SiO}_2$ ; 14 — фосфориты, первичные и диагенетические; 15–17 — минералы: 15 — образующиеся первичной садкой из воды, 16 — диагенетические, 17 — частью первичные, частью диагенетические

А — зона взмучивания тонкого материала и его выноса из прибрежной области; Б — область циркуляционных течений; В — поверхностная зона волнений и ветровых течений в халистазах водоемов; Г — глубокие и спокойные части водоемов

Чрезвычайный интерес представляют закономерности распределения аутигенных диагенетических минералов, которое теснейшим образом связано с накоплением автохтонного и аллохтонного органического вещества. Как было показано еще в работах П. Траска [Trask, 1932, 1939], Н.М. Страхова [1954, 1976], Е.А. Романкевича [1977] и др., органический углерод в типичных морских водоемах захороняется и в песчаниках, и в алевролитах, и в глинах, но тонкозернистые осадки содержат его в наибольших количествах.

Между тем, интенсивность диагенетических процессов и последовательность аутигенного минералообразования в илах определяется развитием микробиологического разложения органического вещества; именно микробиологическое окисление органического вещества за счет растворенных в морской и иловой воде сульфатов и возникновение  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  формируют ту диагенетическую минералогическую зональность, которая изображена на рис. 1 (9–12).

Таким образом, в некоторых случаях физико-химические обстановки седиментации оказывают влияние на состав осадков, возникающих на дне водо-



емов, но главная масса минеральных диагенетических новообразований формируется *вне зависимости* от физико-химических обстановок, господствующих в наддонной среде, под прямым влиянием иловых процессов, которые заново формируют диагенетическую зональность, изображенную на рис. 1.

### III

Не менее серьезные нарушения физико-химической наследственности осуществляются на стадии бытия осадочной породы или на стадии катагенеза. Широкие исследования закономерностей размещения и генезиса урано-редкометалльных месторождений, месторождений нефти и газа, а также стратиформных руд железа, меди, свинца и цинка, связанных с осадочными толщами, проведенные в послевоенные годы, заставили рассматривать эту стадию осадочного процесса как этап глобального взаимодействия газодонных растворов и пород.

Выяснилось, что проникновение вод и газодонных флюидов в осадочные породы нельзя рассматривать как одноактное явление; в осадочных толщах часто устанавливаются и “работают” самоподдерживающиеся системы, в которых поступление флюидов в поровые пространства пород, физико-химические реакции и минералообразование повторяются в одном и том же плане и воспроизводятся многократно.

В результате экспансии вод в осадочных отложениях на стадии катагенеза возникают зоны геохимического противоречия [Пустовалов, 1940] или геохимические барьеры [Перельман, 1965, 1979], пространственное положение которых нередко определяет формирование эпигенетических месторождений разного типа [Холодов и др., 1961; Батулин и др., 1965, 1980; Шмариович, 1970; Лисицин, 1975; Холодов, 1973, 1983а,б, 1990, 1991, 1995; Холодов, Кикнадзе, 1989; Машковцев и др., 1995; Щеточкин и др., 1995].

Суммарные результаты этих вторичных геохимических, а иногда и рудообразующих процессов могут достигать большого размаха.

По особенностям гидродинамического режима слоистая осадочная и вулканогенно-осадочная оболочка (стратисфера) континентального блока распадается на ряд бассейнов или систем. В соответствии с представлениями Д.С. Соколова [1962], А.А. Карцева с соавторами [1969, 1986], И.К. Зайцева [1970], Е.А. Баскова [1983], В.Н. Холодова [1983], А.М. Никанорова с соавторами [1983], Я.А. Ходжакулиева, Л.А. Абуковой [1985], Р.И. Гольштейна с соавторами [1992], среди них наиболее резко различаются инфильтрационные и элизионные бассейны.

К *инфильтрационным бассейнам* принадлежат области прогибания, расположенные в пределах тектонически устойчивых областей, главным образом на платформах. Обычно они представляют собой сравнительно неглубокие впадины, построенные по типу артезианских бассейнов. Типичными примерами подобных образований могут служить Московская, Северо-Двинская и Вятско-Камская синеклизы, Ангаро-Ленский бассейн, Кызылкумская впадина и др. Для них характерны относительно небольшие мощности осадочного чехла (2–3 км), что отражает чрезвычайно вялый тектонический режим и склонность к эпейрогеническим колебаниям.

Благодаря тому, что в периферической части осадочный чехол такой “тектонической чаши” обычно вскрыт эрозией, в наиболее проницаемые пласты-коллекторы с дневной поверхности попадают вадозные воды, которые по законам гидростатического напора мигрируют по ним обычно в направлении от областей питания к областям разгрузки, к тем участкам, где наиболее проницаемые горизонты оказываются “вскрытыми” реками и ручьями. Характерно, что интенсивное движение инфильтрационных вод осуществляется в верхних частях разреза; в более глубоких его частях водообмен обычно бывает затруднен, что вызывает соответствующие изменения в составе подземных вод.

В целом для инфильтрационных бассейнов типично развитие прямой гидрохимической зональности; наименее минерализованные воды распространены в верхних этажах, тогда как с глубиной общая минерализация вод обычно возрастает; в этом же направлении сульфатные и карбонатные воды сменяются хлоридными.

Характерно также, что в пределах фундамента здесь обычно господствуют невысокие температуры, редко превышающие 40–60 °С.

Отличие от инфильтрационных, *элизионные бассейны* обычно связаны с молодыми тектоническими впадинами платформ и предгорными прогибами альпийского пояса. Примером таких бассейнов могут служить Терско-Кумский, Азово-Кубанский, Амударьинский, Западно-Туркменский и другие прогибы. Для них характерно резкое и длительное преобладание нисходящих тектонических движений, в результате которых во впадинах накапливаются сверхмощные осадочные толщи, достигающие 10 км и более. Наоборот, положительные движения в этих структурах были очень кратковременны и начались сравнительно поздно – в неогене и даже постплиоцене. Как следствие такого специфического развития, в краевых частях депрессий каждый последующий пласт перекрывает предыдущий, выходы пластов-коллекторов на дневную поверхность отсутствуют и, в силу этого, в них преобладают уже не инфильтрационные, а элизионные процессы. Песчано-глинистые толщи в таких регионах сами становятся источником газоводных флюидов; в них глины обычно уподобляются пористой резине, насыщенной морской водой и разнообразными газовыми составляющими. По мере погружения они сжимаются и отдают газоводные растворы в жесткие пласты-коллекторы и дренирующие глины зоны разломов. В результате, в центральной части впадины создается избыточное давление, а отжимающиеся из глин флюиды обычно мигрируют в них от центра к периферии бассейна. Этому во многом способствуют высокие геотермические градиенты, обеспечивающие температуру до 100 °С на сравнительно небольшой глубине (2–3 км).

В элизионных бассейнах часто возникают сверхвысокие пластовые давления (СВПД), которые в глубоких их частях нередко сохраняются на протяжении длительного геологического времени; здесь обычно широко проявлен грязевой вулканизм [Холодов, 1982, 1983].

Характерной чертой элизионных систем является широкое распространение среди них обратной гидрохимической зональности; уменьшение величины общей минерализации часто осуществляется здесь сверху вниз, от верхних структурных этажей к нижним. Такая своеобразная инверсия верти-

кальной гидрогеологической зональности связана с разбавлением вод, захороненных в пластах-коллекторах, элизионными растворами. Хотя последние в значительной степени отражают состав и глубину залегания первоначально вмещающих их глин, в среднем их минерализация, по-видимому, уступает минерализации вод в песчаниках и карбонатных породах, что и приводит к заметному разбавлению растворов в ходе элизии и смешения.

Любопытно также, что в элизионных системах, в отличие от инфильтрационных, состав минералообразующих растворов формируется в глинах, в ходе погружения и вторичных преобразований именно глинистых толщ; коллекторы (песчаники и карбонатные породы) лишь пассивно отражают состав поступающих в них газоводных растворов.

Таким образом, в осадочно-породных инфильтрационных бассейнах основной ареной, где формируются состав и специфика геохимических превращений, являются песчаники и карбонатные породы, тогда как в элизионных бассейнах такой "потенциалзадающей" средой являются глины.

#### IV

Вторичные эпигенетические преобразования осадочных пород в бассейнах разного типа осуществляются по-разному.

В инфильтрационных системах происходит взаимодействие проницаемых пород-коллекторов и вадозных вод; в общем виде оно было описано нами в ряде предшествующих работ [Холодов, 1973, 1982, 1983, 1992; Холодов и др., 1961].

Поскольку вадозные воды всегда содержат некоторое количество растворенного кислорода и обладают ярко выраженными окислительными способностями, а многие морские и континентальные осадочные толщи наследуют от стадии диагенеза восстановительные свойства, между проникающими в глубь стратисферы водами и вмещающими их породами возникает некоторое геохимическое противоречие; в пластах-коллекторах образуется зона катагенетического окисления, которая под действием непрерывно просачивающихся вадозных вод все время увеличивается по площади и перемещается от периферии бассейна вглубь, к его центру.

Кислородсодержащие вадозные воды аридных областей часто содержат значительное количество легкорастворимых соединений поливалентных элементов, таких как  $U^{+6}$ ,  $V^{+5}$ ,  $Mo^{+6}$ ,  $Se^{+6}$ ,  $Re^{+7}$ , которые в одних случаях попадают в них из поверхностных или почвенных вод, а в других – заимствуются из вмещающих подземные воды пластов-коллекторов или дренируемых массивов магматических пород.

Потеря этими водами кислорода на контакте с восстановителями обычно сопровождается трансформацией поливалентных металлов; они переходят в формы более низкой валентности ( $U^{+4}$ ,  $V^{+3}$ ,  $Mo^{+4}$ ,  $Se^{+4}$ ,  $Re^{+4}$ , или даже  $Se^{-2}$ ), теряют свою высокую подвижность и фиксируются в поровых пространствах коллектора в виде твердых минеральных фаз.

Многократное повторение процесса растворения и осаждения рудных компонентов на фоне стабилизации продвижения фронта окисления в про-

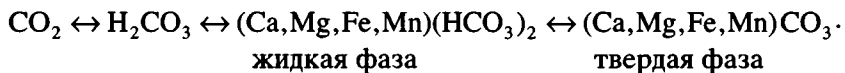
нищаемых пластах может иногда способствовать образованию эпигенетических рудных скоплений – пластово-линзовидных тел, “роллов”, гнезд, замещений растительных остатков и т.п. Процессы рудообразования особенно усиливаются в тех участках, где наблюдаются скопления восстановителей и возрастает геохимическая контрастность между характеристиками пластовых руд и вмещающих их пород. При этом восстановителями могут быть скопления нефти, угля, газообразных углеводородов, сероводород, водород и др.

На рис. 2, А приведена схема формирования урано-ванадиевого месторождения в ходе инфильтрационного разрушения нефтяной залежи, заключенной в карбонатных породах-коллекторах алайского яруса Ферганской долины. Эта схема применима для истолкования генезиса многих палеогеновых месторождений и рудопоявлений Северной Ферганы (Шакаптар, Майлисай, Майли-су и др.); она составлена по материалам В.Н. Холодова, А.К. Лищицина, Г.В. Комаровой, И.А. Кондратьевой и других исследователей и представляет собой результат синтеза литолого-геохимических наблюдений в горных выработках, обнажениях и скважинах и изучения гидрогеологических скважин, восходящих источников и проб рудничных вод.

Области питания для обоих пластов-коллекторов, изображенных на схеме, располагаются на севере, вблизи от выхода палеозойских толщ на дневную поверхность, и на юге, в районе локальных палеозойских поднятий. Главная область разгрузки находится за пределами профиля.

Сульфатсодержащие вадозные воды, обогащенные кислородом и элементами-примесями ( $U^{+6}$ ,  $V^{+5}$ ,  $Mo^{+6}$ ), проникая в карбонатный пласт-коллектор с поверхности, вначале окисляют железо, марганец и органическое вещество; в результате этого процесса в зоне, непосредственно прилегающей к области питания, фиксируются многочисленные гидроксиды Fe и Mn и полностью исчезает органическое вещество ( $C_{орг}$ ), переходящее в  $CO_2$  и удаляемое в атмосферу.

Более сложные процессы протекают в нижележащей зоне, расположенной между нефтяной залежью и полосой окисления; здесь, по данным микробиологических исследований, концентрируются сульфатредуцирующие и водородобразующие бактерии, которые резко преобладают над другими формами бактериальной жизни. В результате деятельности бактерий в краевой части нефтяной залежи происходит восстановление сульфатов, растворенных в пластовых водах, и образуется сероводород, который тут же реагирует с восстановленными металлами вод и пород, создавая разнообразные включения сульфидов. В свою очередь, в результате окисления органического вещества до  $CO_2$ , происходят интенсивное растворение и переосаждение карбонатов, идущее по обычной схеме карбонатных равновесий:



Наконец, само погребенное органическое вещество под действием аэробного, а позднее и анаэробного окисления испытывает ряд характерных изменений; происходит утяжеление углеводородов и превращение их в керитоподобные битумоиды.

Все эти геохимические реакции способствуют развитию двух характерных минералого-геохимических подзон; в первой из них протекают преимущественно процессы пиритизации и полного исчезновения органики (отбеливание карбонатных пород), а во второй концентрируются сульфиды рудных компонентов, усиленно реализуются процессы сорбции металлов органикой из пластовых вод, окремнение и декарбонатизация (стилолитобразование) и таким образом формируются рудные скопления, окаймляющие нефтяную залежь с ее лобовой стороны (см. рис. 2, А).

Чаще всего такие рудные тела в разрезе имеют форму полумесяца, выпуклая часть которого обращена по падению пласта-коллектора; американские исследователи называют такие скопления рудных компонентов “роллами” (ore roll), подчеркивая их дискордантные отношения с вмещающими породами и С-образное или S-образное сечение. В плане эти образования представляют собой сложно построенные овальные тела, вытянутые по простиранию пород на 200–300 м и объединяемые в прерывистые рудные полосы.

Как правило, в сечении рудное тело крайне неоднородно; в каждой его части преобладает один или другой рудный компонент, благодаря чему иногда можно его рассматривать как целую систему “роллов”, вложенных друг в друга и различающихся по составу руд.

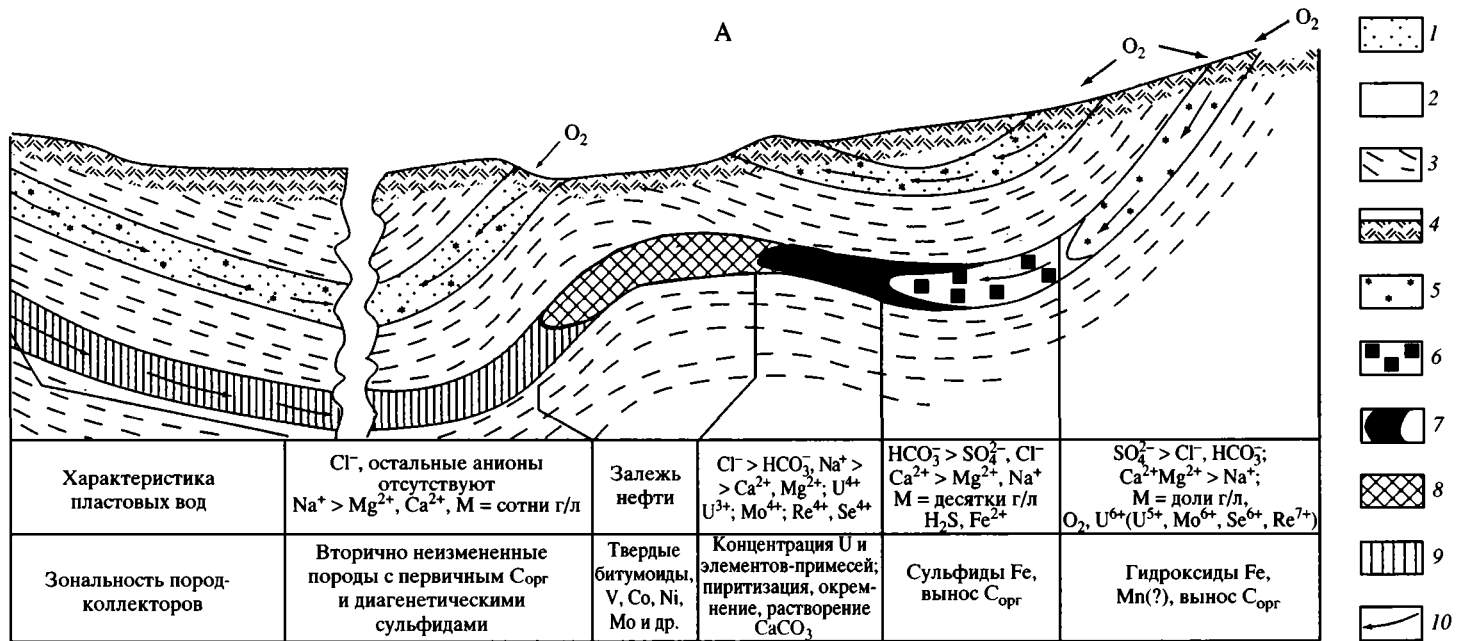
Еще ниже по падению пласта-коллектора, в тыловой части нефтяной залежи и в наиболее глубоко погруженной зоне, тяготеющей к области разгрузки, обычно распространены геохимически слабо измененные породы. Они наследуют свой геохимический облик от стадии диагенеза и содержат повышенное количество рассеянной органики и диагенетических сульфидов.

Многочисленные гидрохимические наблюдения показывают, что в полном соответствии с намеченной выше минералого-геохимической зональностью изменяются состав и минерализация пластовых вод; при их движении от дневной поверхности в глубь породного бассейна вначале падает содержание растворенного кислорода, затем уменьшается количество растворенных сульфидов и растет содержание  $\text{HCO}_3^-$ , а вблизи от водонефтяного контакта возрастает концентрация хлоридов.

Параллельно этим изменениям непрерывно увеличивается общая минерализация вод, от нескольких граммов на литр в зоне окисления до сотен граммов на литр в зоне слабо измененных пород, прилегающих к тыловой части разрушающегося нефтяного скопления (см. рис. 2, А).

Механизм катагенетических рудообразующих процессов, накладываясь на сформированную ранее седиментационно-диагенетическую зональность, может весьма существенно изменить, а иногда и полностью переработать ее.

Особенности развития инфильтрационных процессов и связанного с ними редкометального рудообразования часто определяются тектоническими движениями в пределах примыкающих регионов. Так, например, на рис. 2, Б воспроизводятся различные стадии (1–6) эволюции инфильтрационных систем района Кызылкумов. Хорошо видно, что зоны окисления и восстановления могут быть тесно связанными с блоковыми движениями фундамента и развитием разломов, нарушающих сплошность платформенного чехла, что сильно усложняет проблему поисков и разведки урановых месторождений.



**Рис. 2.** Катагенетические преобразования вмещающих отложений и рудообразование в инфильтрационных системах

**А** – катагенетическая зональность урано-ванадиевого месторождения в нефтеносных палеогеновых известняках Северной Ферганы (Узбекистан)  
 1, 2 – коллектор: 1 – песчаный, 2 – карбонатный; 3 – глинистые покрывки; 4 – почва; 5 – гидроксиды железа; 6 – сульфиды железа; 7 – урано-редкометалльный “ролл”; 8 – нефтяная залежь; 9 – первично неизменные породы; 10 – направление движения вадозных вод, обогащенных кислородом.

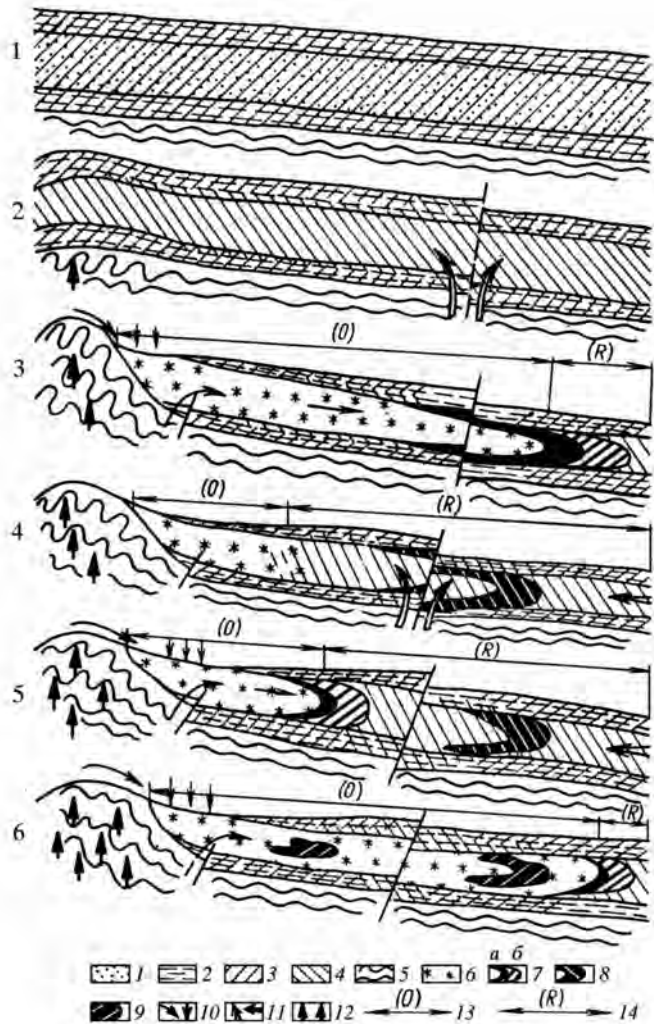
**Б** – схема зависимости развития инфильтрационных процессов от блоковых движений фундамента и формирования разломов [Грушевой, 1980]

1 – проницаемые отложения рудовмещающего горизонта; 2 – алеврито-глинистые отложения водоупорных горизонтов; 3 – первичные пестроцветные отложения; 4 – эпигенетически восстановленные отложения; 5 – породы фундамента; 6 – эпигенетически окисленные породы; 7 – урановое оруденение (а – богатые руды, б – рядовые и убогие руды); 8 – захороненные руды; 9 – реликтовые руды; 10 – направление движения кислородных ураноносных вод; 11 – направление движения восстановительных вод; 12 – этапы восходящих блоковых движений орогенной области; 13 – зона распространения окислительных условий водной миграции урана; 14 – зона распространения восстановительных условий водной миграции урана.

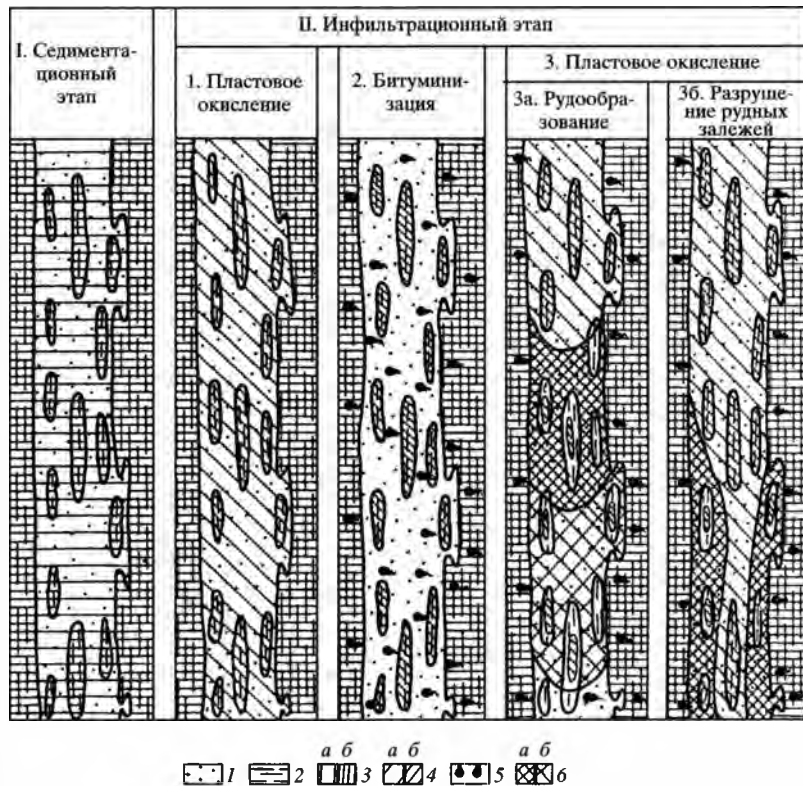
**В** – схема последовательности катагенетических преобразований рудовмещающих пород месторождения Сабыр-сай [Кондратьева и др., 1980]

1 – водопроницаемые породы – пески, песчаники, гравелиты; 2 – водонепроницаемые породы – алевриты, глины; 3 – первично-сероцветные породы (а – водопроницаемые; б – водонепроницаемые); 4–6 – эпигенетическая минерализация: 4 – лимонитизация (а – в водопроницаемых разностях пород; б – в водонепроницаемых разностях), 5 – битуминизация, 6 – ураново-сульфидная минерализация (а – урановое оруденение, б – ореол рассеяния урана)

Б



В



Очевидно, что в краевых частях инфильтрационных депрессий очень трудно обнаружить какую-либо связь катагенетических преобразований с предшествующими явлениями диагенеза и седиментации.

Особенно контрастные литолого-геохимические преобразования рудосодержащих отложений намечаются в тех районах, где происходит миграция нефтяных битумоидов и формируются газонефтяные залежи. На рис. 2, В показана стадийность преобразований рудосодержащей толщи месторождения Сабыр-сай (Кызылкумы), в которой активное участие принимают нефтяные битумоиды. Очевидно, что в этом случае окислительные и восстановительные процессы многократно сменяют друг друга, а признаки седиментационно-диагенетической стадии полностью стираются в проницаемых песчаниках.

Необходимо подчеркнуть, что в некоторых регионах размах катагенетических окислительных явлений, уничтожающих всякие следы физико-химической унаследованности, может достигать огромных масштабов. Общеизвестно, что следы деятельности кислородсодержащих инфильтрационных вод были установлены на глубинах до 1,0–1,5 км. В некоторых районах Средней Азии и Южного Казахстана были разрушены полностью окисленные инфильтрационные бассейны в 250–300 км в поперечнике.

## V

Процессы, происходящие в элизионных системах, были детально описаны в работах А.А. Карцева с соавторами [1969], Н.Б. Вассоевича [1967, 1977], С.Г. Неручева [1969, 1973], В.Н. Холодова [1983а,б, 1990, 1991, 1992, 1995], В.А. Дрица, А.Г. Коссовской [1990], J.F. Burst [1969], М.С. Powers [1969], Е.А. Perry, J. Hower [1972] и др. Они являются следствием погружения осадочных и вулканогенно-осадочных отложений в области высоких давлений и температур, обусловленного непрерывностью осадконакопления.

В процессе таких нисходящих движений особенно резко проявляются различные литологические свойства осадочных отложений. Пластичные глины ведут себя как губки; на дне моря они “захватывают” морскую воду, а затем при погружении в стратисферу быстро уплотняются и отдают ее в смежные пласты. Жесткие песчаники и некоторые разновидности карбонатных пород, наоборот, формируют стабильно пористые илы, слабо уплотняются при погружении и поэтому охотно принимают отжимающуюся из глин воду. Нередко в наиболее погруженных участках таких пластов-коллекторов в результате поступления отжатых из глин вод образуются избыточные гидростатические давления и, как следствие, происходит отток вод от центра впадины к периферии. Так, пласты проницаемых пород дренируют глинистые толщи, освобождая их от избытка захороненных вод. То же происходит при пересечении глинистых отложений тектоническими разломами, особенно имеющими выход на дневную поверхность.

Главной движущей силой элизионных движений вод является уплотнение толщ глинистых отложений. Уплотнение глин при переходе из состояния полужидких илов в породу, связанное с механическим уменьшением



пор и удалением избытка диагенетических поровых растворов, не способно создать СВПД, поскольку реализуется в условиях полузамкнутой системы. Однако на больших глубинах при значительном увеличении давлений происходит трансформация смектитов в иллиты, и так как этот процесс осуществляется в физико-химически замкнутых системах, он создает очень высокие и стабильные давления.

Механизм создания СВПД при погружении смектитовых глин на уровень критических давлений и температур, ниже которых существование смектитов становится невозможным, изображен в верхней части рис. 3, А. Здесь мощный пласт преимущественно смектитовой глины опускается в глубь осадочно-породного бассейна, последовательно занимая положение а, б, в и г по отношению к зоне критических  $T$  и  $P$ .

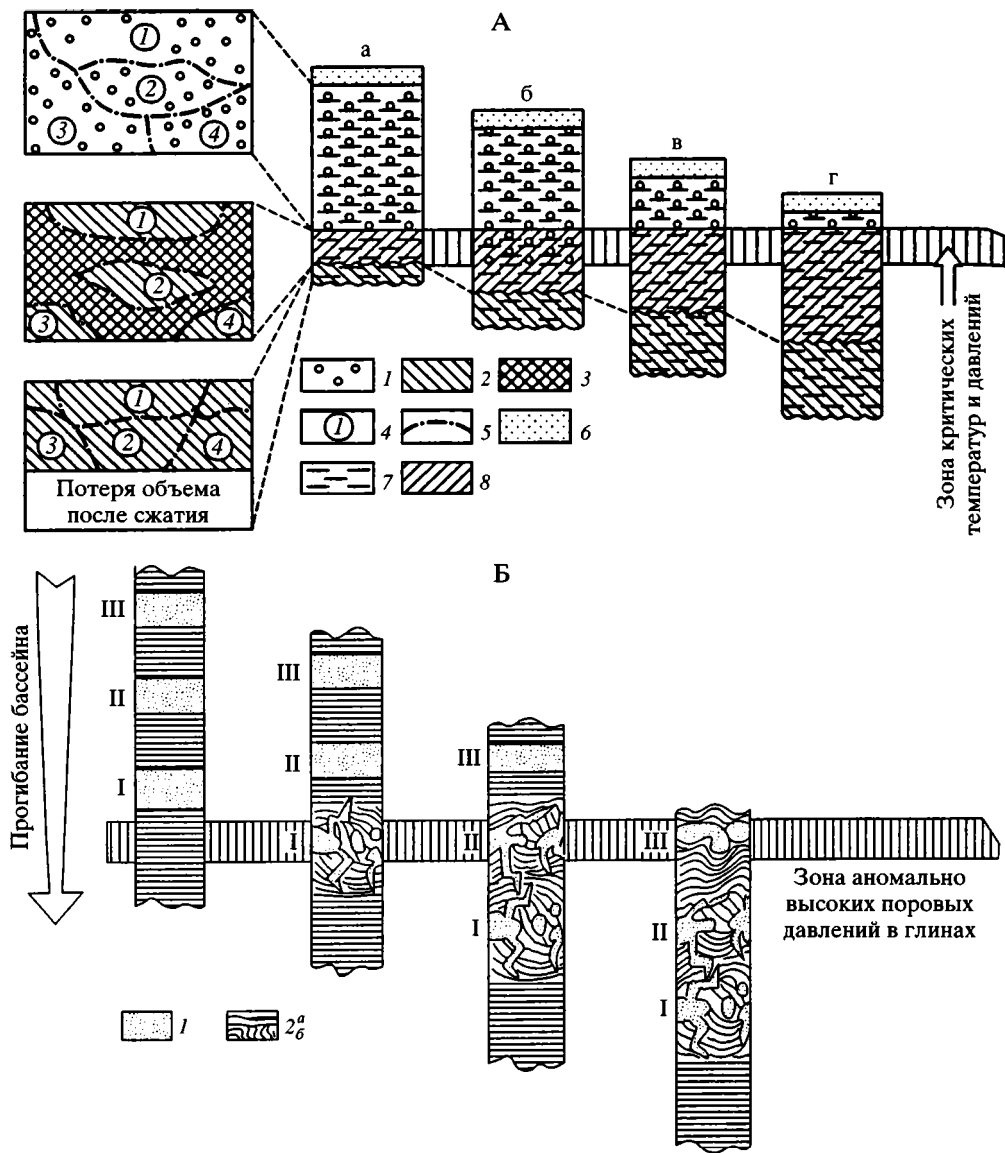
В микромасштабе процесс, который реализуется в глинах при фазовых превращениях минералов, изображен в левой части рисунка 3, А. Здесь показано, как блоки смектитовой глины (1, 2, 3, 4) при погружении превращаются в пачки иллита (1, 2, 3, 4), уменьшаясь в объеме и выделяя кристаллизационную воду. В результате этого процесса вблизи от границы иллитизации закладывается зона разуплотнения глин – пласт, в котором иллитовые блоки взвешены в выделившейся кристаллизационной воде. По нашим расчетам, в этом случае из 1 м<sup>3</sup> смектитовой глины может высвободиться 230–350 л воды [Холодов, 1983а].

Глубже вновь образованные блоки гидрослюдистого материала сближаются под действием возросшего геостатического давления, и масса поровой воды отжимается вверх, в зону разуплотнения. Гидрослюдистая глина уплотняется, а в вышележащей зоне повышается поровое давление жидкости и возникает область сверхвысоких пластовых давлений (СВПД).

Как видно на рис. 3, А, мощность зоны разуплотнения и величина пластовых давлений в ней в значительной степени зависят от расположения погружающейся глинистой толщи по отношению к зоне критических температур и давлений. В самом начале этого процесса (положение а и б) мощность и интенсивность проявления СВПД сравнительно невелики, но по мере того, как опускающаяся в глубь стратисферы глинистая смектитовая толща все больше охватывается гидрослюдизацией (положение в и г), соответственно, возрастают мощность области разуплотнения и величина СВПД в глинах.

Рост гидростатического давления прекращается только тогда, когда в зону критических температур и давлений опускаются либо вышележащий пласт-коллектор, либо система тектонических нарушений, способных дренировать обводнившуюся глину. Тогда поровые воды, накопившиеся в пределах зоны разуплотнения, устремляются в поровое пространство песчаников или карбонатных пород или уходят по трещинам, а пластовые давления в глинах резко падают.

При определенных соотношениях поровых давлений в глинах и песчаниках возможно также образование пльвунов, гидроразрывов песчаных пластов, кластических даек и других форм пластических и разрывных деформаций; их образование показано на рис. 3, Б. В конечном счете на глубинах, в зоне стратисферы, самопроизвольно возникают мощные зоны



**Рис. 3.** Принципиальная схема формирования СВПД и текстур песчаного диапиризма [Холодов и др., 1992]

А – модель формирования СВПД и зоны разуплотнения в смектитовых глинах: 1 – смектитовая глина; 2 – иллитовая глина; 3 – кристаллизационная вода в порах зоны разуплотнения; 4 – микроблоки глинистого материала; 5 – границы микроблоков; 6 – песчаник; 7 – глина; 8 – формирующиеся зоны разуплотнения и СВПД.

а, б, в, г – положение разреза по отношению к зоне гидрослюдизации, разуплотнения и СВПД

Б – схема образования текстур песчаного диапиризма (кластических даек и горизонтов с включениями): 1 – песчаники; 2 – глины (а – нормально залегающие, б – деформированные). I–III – пласты песчаников в глинах.

СВПД и даже очаги грязевых вулканов [Холодов, 2002]. Эти зоны обеспечивают отток вод из наиболее погруженных частей элизионных систем к их периферии.

Другой не менее важной стороной элизионных процессов является то обстоятельство, что вода является не единственным компонентом, выделяющимся из глин.

Общеизвестно, что глинистые донные морские осадки являются сложными поликомпонентными образованиями. Наряду с глинистыми минералами, в них встречаются обломки карбонатных и кремнистых раковин, коллоидные сгустки гидроксидов железа и марганца, включения органического вещества и ряд других геохимически контрастных компонентов.

Формирующиеся из глинистых илов породы в среднем содержат большие количества реакционноспособных компонентов; так, в 1 м<sup>3</sup> глины обычно обнаруживается от 50 до 350 кг рассеянного органического вещества, 100–200 кг карбонатов, накопленных в результате гибели планктонных и бентосных организмов моря, а также 50–150 кг железа, до 10 кг титана, 1 кг марганца, 100–150 г никеля и по 50–100 г меди, свинца и цинка.

Схема формирования газоводных растворов в глинистых толщах элизионных систем представлена на рис. 4; она отнесена как к различным глубинам погружения глинистых толщ [Холодов, 1983б], так и к различным стадиям метаморфизма органического вещества и соответствующему изменению коэффициента отражательной способности витринита [Вассоевич и др., 1976].

На графике слева изображены разные стадии преобразования органического вещества глин в %, причем черным цветом обозначено количество остаточной органики, а штриховыми условными знаками – соотношение выделившихся в их поровом пространстве жидких и газообразных компонентов, представляющих собой продукт термолитиза и термокатализа РОВ.

Справа на рисунке изображены фазовые превращения рассеянных карбонатов и глинистых минералов.

В центральной части диаграммы показано изменение суммарного объема порового пространства глин в исследуемом интервале погружения; стрелками обозначены масштабы поступления в поры жидких и газообразных компонентов – продуктов преобразования рассеянного органического вещества (РОВ), рассеянных карбонатов и глинистых минералов.

Когда глина поступает в область высоких температур и давлений, чувствительное органическое вещество быстро подвергается термической деструкции, в результате которой, с одной стороны, формируется остаточная слабомиграционноспособная органика, а с другой – легко эмигрирующие за пределы пласта подвижные компоненты. На первой, постдиагенетической стадии, при погружении глин, обогащенных РОВ, на глубине 1,8–2 км происходят процессы дегидратации и декарбоксилирования – удаление группы COOH, в органическом веществе возрастает количество углерода и умень-

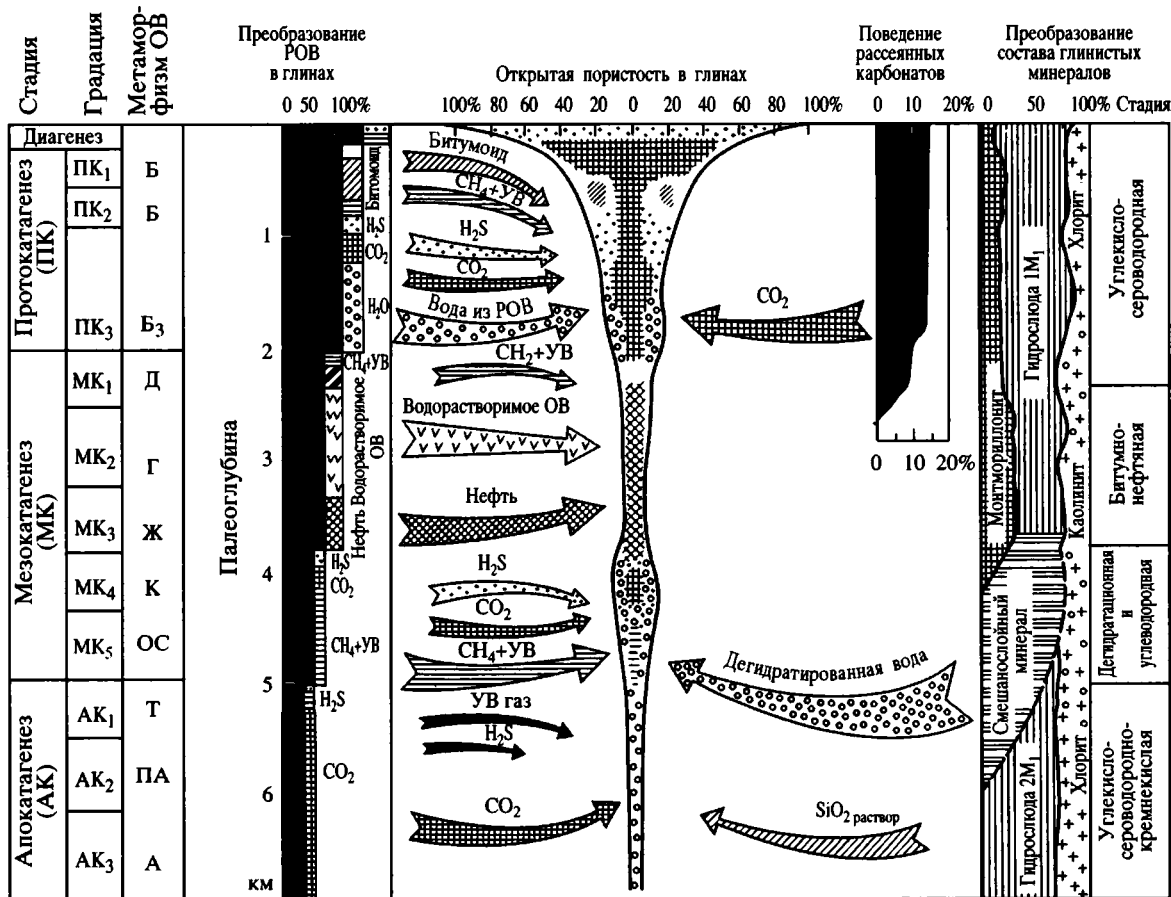


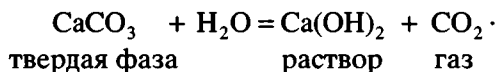
Рис. 4. Шкала катагенеза [Вассоевич и др., 1976] и флюидогенерирующая способность глин в элизонных системах [Холодов, 1983а]

шается масса гетероэлементов (O, N, S). Ниже, на глубине до 3,5 км, в результате разложения липидов формируется значительное количество битумоидов. Этот этап называют Главной фазой нефтеобразования. В это время усиленно накапливаются воднорастворимое органическое вещество, нефтяные и газообразные углеводороды. В дальнейшем, при погружении до 5 км, происходит мощная генерация углеводородных газов (Главная фаза газообразования). Что же касается остаточного органического вещества, то оно в дальнейшем все более интенсивно обуглероживается и становится малоактивным.

По данным С.Г. Неручева [1973], РОВ нефтематеринских глин после потери в диагенезе генерирует битумоиды и нефть (34%), углеводородные газы (20%), уголекислоту (17,5%), воду (12,5%), сероводород (3,1%) и ряд других менее активных компонентов. В итоге этих преобразований на глубине 6–7 км в породах остается только 12% остаточного органического вещества.

Таким образом, разлагающееся под действием высоких температур и давлений РОВ вносит существенный вклад в формирование состава поровых растворов глин, причем его максимальное влияние осуществляется на глубинах 2–3,5 км, когда оно поставляет в пласты-коллекторы и разломы жидкие битумоиды, нефть и воднорастворимую органику, а также на глубинах 4–5 км и, отчасти, 1–2 км, когда на его основе усиленно образуются углеводородные газы, легко растворимые в поровых водах.

При погружении глинистых толщ в область высоких температур и давлений на стадии катагенеза довольно часто осуществляется гидролиз рассеянных карбонатов, реализующийся по схеме:



Экспериментально гидролиз карбонатов был воспроизведен И.Г. Киссиным и С.И. Пахомовым [1967, 1969], которые показали, что он протекает при температурах от 75 до 200 °С, причем вначале разлагаются железистые карбонаты (сидерит), затем – магниезиальные (магnezит, доломит) и, наконец, кальциевые (кальцит). Реальность гидролиза карбонатов в глинах была подтверждена нашими микроскопическими наблюдениями в третичных толщах Предкавказья, наблюдениями Б.К. Прошлякова [1974] и Н.А. Минского [1979] над гранулярными коллекторами разных районов, а также корреляционной зависимостью между содержанием уголекислоты и пластовыми температурами, установленной И.Г. Киссиным и С.И. Пахомовым [1969] на нефтепромысловых площадях Северного Кавказа.

Количество уголекислоты, рождающейся в глинах, может быть очень велико. Так, при гидролизе 100 кг карбонатов возникает 23 м<sup>3</sup> уголекислоты, при 200 кг – 46 м<sup>3</sup>; при этом образованная уголекислота отчасти растворяется в поровых водах, но некоторая ее доля может находиться в виде равновесных с раствором порций газа [Холодов, 1983а].

При погружении глин на большие глубины значительную геохимическую активность приобретает также кремнекислота. В экспериментальных

работах Г. Окамото с соавторами [Okamoto et al., 1957], К.Б. Краускопфа [1963] и многих других было установлено, что растворимость  $\text{SiO}_2$  линейно связана с повышением температуры: при  $0^\circ\text{C}$  аморфный кремнезем растворим до 60–80 мг/л, а при  $200^\circ\text{C}$  – до 1100 мг/л.

Следует также иметь в виду, что в сильноокислых или сильнощелочных водах растворимость кремнекислоты резко возрастает. Это означает, например, что растворение в поровых водах глин значительного количества  $\text{CO}_2$  и подкисление среды вызовет соответствующее дополнительное растворение  $\text{SiO}_2$ .

Положительное влияние на распространение кремнекислых растворов в глинах, по-видимому, оказывают воднорастворимые битумоиды; во всяком случае, можно предположить, что главная масса кремнезема приобретает геохимическую подвижность в интервале погружения на 3–6 км.

Все изложенное позволяет, как нам кажется, утверждать, что в глинистых толщах терригенно-глинистых формаций, погружающихся на глубины 5–6 км и подвергающихся воздействию высоких температур и давлений, при благоприятных условиях самопроизвольно зарождаются сложные газоводные растворы; этапы этого явления обозначены на рис. 4. Именно такие газоводные флюиды образуют зоны разуплотнения и СВПД в глинах и породах-коллекторах и именно они, а не простая вода, отжимаются из глин в листрические разломы и другие тектонические нарушения и устремляются по ним к земной поверхности или начинают путешествовать по пластам-коллекторам.

Нетрудно увидеть, что зоны разуплотнения, флюидизации и СВПД являются очагами формирования восходящих потоков углеводородов нефтяного ряда и высокотемпературных рудоносных растворов; кроме того, как было показано в ряде предыдущих работ [Холодов, 1978; 1983а,б; 1995; 2002 и др.], с ними генетически тесно связано возникновение песчано-глинистых диапиров – кластических даек, “горизонтов с включениями” и грязевых вулканов.

Образование и миграция газоводных растворов внутри элизионных систем приводит также к весьма существенным катагенетическим преобразованиям пластов осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, слагающих впадины.

Следы перемещения газоводных растворов от центра элизионных систем к их периферии хорошо, например, прослеживаются в песчаных мезозойских коллекторах Западно-Кубанской впадины. Здесь формируется довольно сложная минералого-геохимическая зональность, которая показывает, что формирование нефтяных и газовых месторождений осуществляется в несколько взаимосвязанных стадий [Холодов и др., 1985; Холодов, Недумов, 2001].

Типичные черты строения песчаных коллекторов Кубани показаны на рис. 5. Как правило, самые высококачественные коллекторы I–III класса располагаются в средних частях продуктивных пластов; в кровле и подошве песчаных пачек обычно залегают коллекторы V–VI класса, существенно уступающие им по пористости и проницаемости.

Ухудшение качества коллекторов в большинстве случаев связано с интенсивной карбонатизацией, запечатывающей поры песчаников. Очень час-









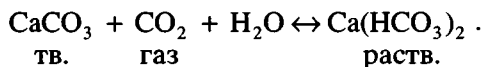
Класс коллектора	Тип песчанника	Карбонатизация	Консервация	Каолинизация алюмо-силикатов	Коррозия кварца	Битуминизация
V - VI	Полимиктовый		Полевые шпаты, плагиоклазы, глаукониты			
I - III	Олигомиктовый					
V - VI	Полимиктовый		Полевые шпаты, плагиоклазы, глаукониты			
Стадии минерогенеза	→		I	II		III

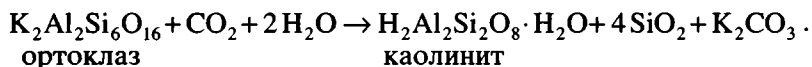
Рис. 5. Зональность строения мезозойских песчаных коллекторов Западно-Кубанской впадины [Холодов и др., 1985]

то именно в элизионных процессах это явление проявляет себя симметрично, поскольку карбонаты поступают в коллектор как из подстилающих, так и из перекрывающих глинистых толщ. При переходе из глин в пористую песчаную среду растворенная в воде уголекислота выделяется в виде газа, а карбонатное равновесие в растворах смещается в сторону твердой фазы; из раствора выпадает карбонат, как это и положено по схеме:

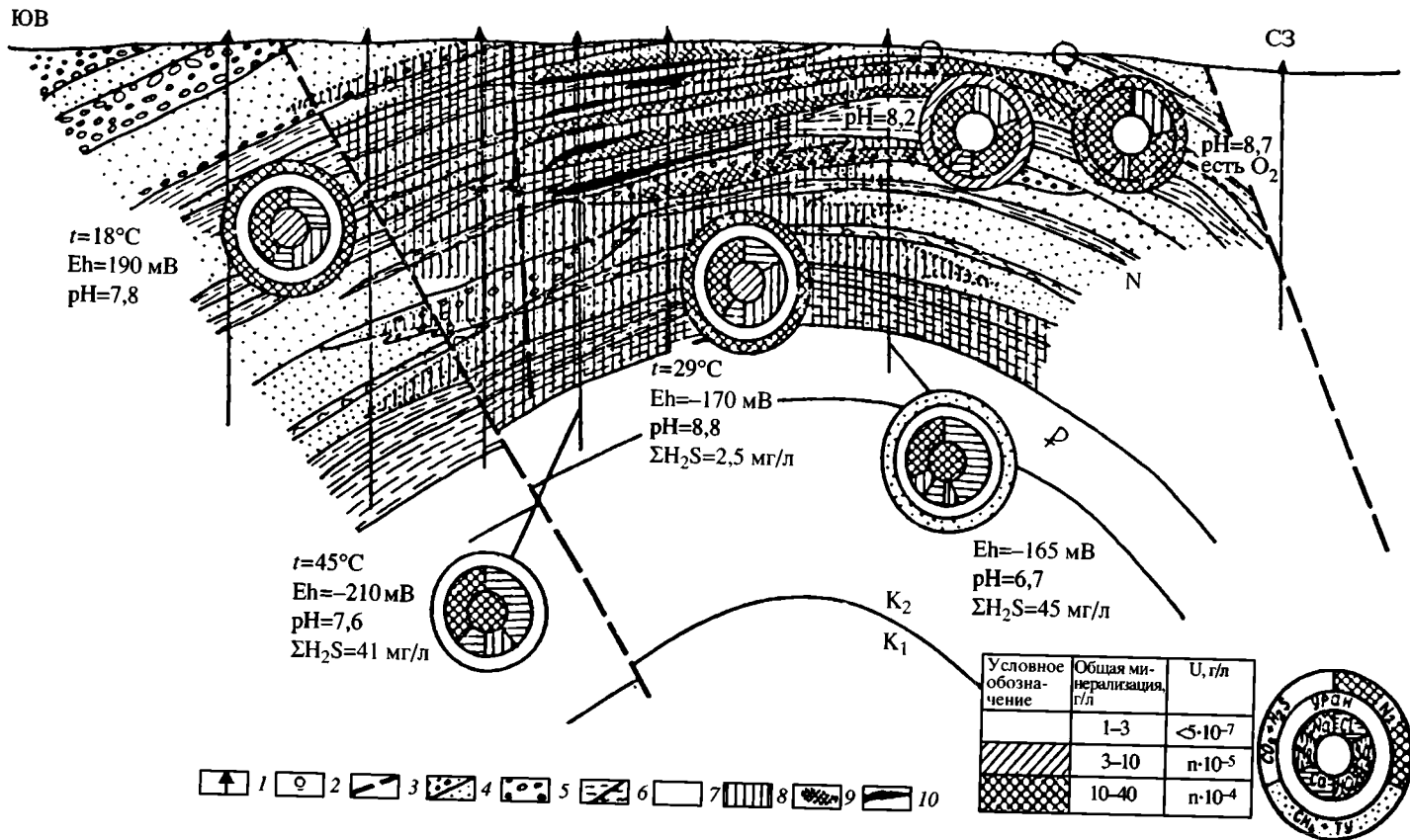


Характерно, что в карбонатизированных частях песчаных пачек, как правило, располагаются полимиктовые разности песчанников, сложенных слабо измененными обломками полевых шпатов и плагиоклазов, а также зернами глауконита.

По направлению к средней части песчаной пачки количество карбонатного цемента уменьшается, но возрастает каолинизация полевых шпатов и плагиоклазов, осуществляющаяся по реакции:



В результате полимиктовые разности песчанников теряют значительную часть неустойчивых минералов, каолинизируются и переходят в олигомиктовые кварцевые песчанники, занимающие среднюю часть пачек. Возникающие при каолинизации щелочи и сода растворяются в пластовых водах и в сочетании с  $\text{CO}_2$  усиливают растворение и коррозию кварца.



**Рис. 6.** Литолого-гидрохимический разрез газонефтяного месторождения Комсомольское, Таджикистан [Кондратьева и др., 1980]

1 – скважины; 2 – источники; 3 – разлом; 4 – песчаные породы (крупно- и мелкозернистые); 5 – гравелиты и конгломераты; 6 – алевролиты и глины; 7 – измененные красноцветные отложения неогена; 8 – пиритизированные породы неогена; 9 – зоны пластовой лимонитизации; 10 – урановая минерализация. Справа внизу – циклограмма химического состава подземных вод



Следует подчеркнуть, что содовая среда чрезвычайно способствует растворению кварца и образованию вторичных пор, каверн и пустот; этот процесс был хорошо исследован в работах А.И. Перельмана [1965] и ряда геохимиков-почвоведов.

Как бы то ни было, но на первых стадиях катагенетической переработки песчаных толщ элизионные растворы вначале создают высококачественные олигомиктовые коллектора, залегающие в чехле карбонатизированных полимиктовых песчаников, а затем заполняют эти резервуары эмигрирующими по пластам и разломам жидкими и газообразными битумоидами.

Особенно большую геохимическую роль в элизионных системах играют восходящие потоки жидких и газообразных углеводородов. Общеизвестно, что переход окиси железа в закись может происходить при непосредственном участии органических соединений по схеме:



В результате, как отметил А.А. Карцев [1978], в красноцветных толщах Азербайджана, резко обогащенных гидроксидами железа, участки песчаников, пропитанных нефтью, всегда окрашены в зеленовато-серый или синевато-серый цвет. В тех частях пластов, где нефтяные углеводороды отсутствуют, они быстро переходят в бурую и ржаво-красную разновидности.

В некоторых районах Приаралья – отмечает тот же автор – на сводах поднятий преобладают сероцветные породы, а на их периферии – бурые и красноватые. При этом сероцветные породы приурочены не к одному какому-либо горизонту, а секут ряд отдаленных друг от друга пластов в присводовой части антиклинали.

Сходные явления были описаны О.И. Зеленовой, И.А. Кондратьевой и А.К. Лисициным [1969], а также И.А. Кондратьевой с соавторами [1980] в районе газонефтяного месторождения Комсомольское, в северной части Таджикской депрессии (рис. 6). Здесь редкометалльно-урановое рудопоявление обнаружено в сводовой части крупной антиклинальной складки, сложенной меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Древние меловые и палеогеновые отложения содержат залежи газообразных углеводородов.

Неогеновые красноцветные отложения залегают согласно на нижележащих толщах и образуют симметричную вертикальную складку, местами осложненную тектоническими разломами небольшой амплитуды.

В своде антиклинали красно-розовая окраска пород неогена изменена на голубовато- и синевато-серую. На южном крыле структуры зона измененных пород резко ограничивается плоскостью тектонического нарушения, на северном – сероцветные породы клиновидно внедряются в красноцветные по наиболее проницаемым слоям.

Основным новообразованным минералом в зоне эпигенетического восстановления является пирит; очень часто можно видеть непосредственный контакт пиритизированных пород с неизмененными красноцветами.

В современных пластово-трещинных водах поднятия выявлена довольно четкая гидрохимическая зональность: по направлению сверху вниз кислородсодержащие воды сменяются сероводородными с признаками жидких и

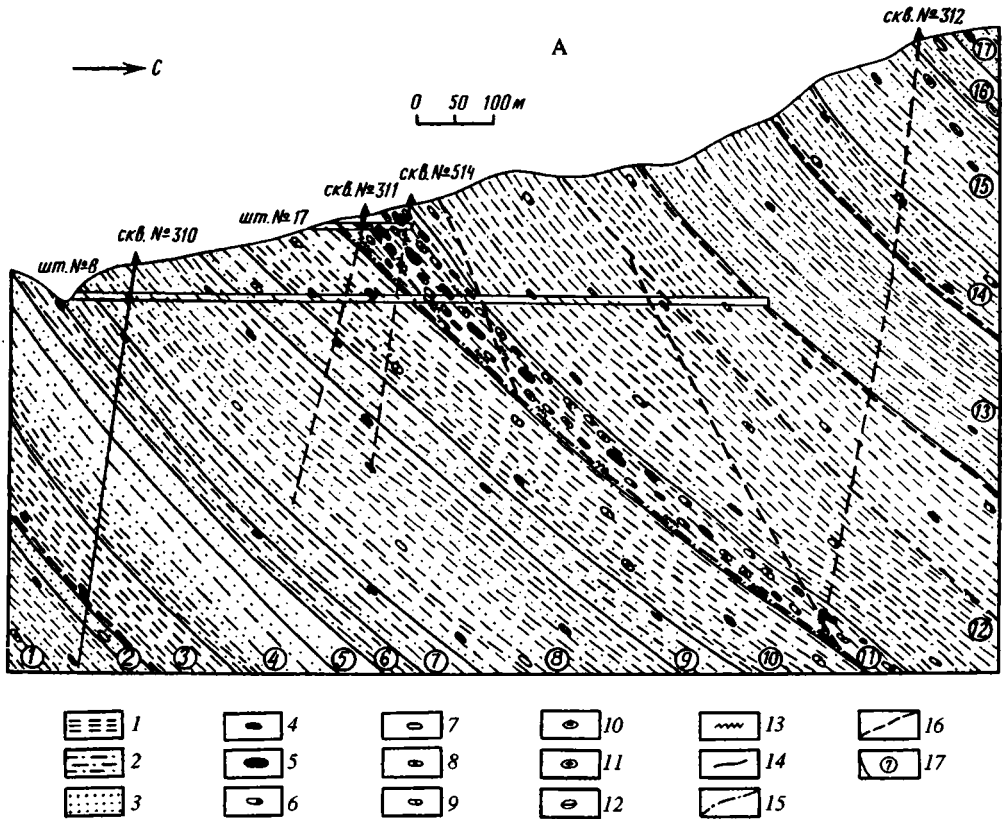


Рис. 7. Разрезы колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Кавказа [Холодов, Кикнадзе, 1989]

А – разрез колчеданно-полиметаллического месторождения Катех

1 – глинистые сланцы; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4–12 – конкреции: 4 – пиритовые микро- и мезоконкреции, 5 – пиритовые мегаконкреции, 6 – сидеритовые, анкерит- и доломит-сидеритовые, 7 – кремнистые, анкерит- и доломит-кремнистые, 8 – фосфатно-сидеритовые и фосфатно-доломитовые, 9 – шамозитовые и сидерит-шамозитовые, 10 – анкеритовые, доломитовые, анкерит-доломитовые, 11 – пирит-сидеритовые, 12 – кальцитовые, сидерит-кальцитовые; 13 – прожилковые руды; 14 – рудные прослои; 15, 16 – разломы: 15 – первого порядка, 16 – второго порядка; 17 – номера пачек

Б, В – разрезы полиметаллического месторождения Фелизчай: продольный (Б), поперечные (В): слева – через центральную часть, справа – через восточный фланг [Журбанов, 1982]

1 – аллювиально-делювиальные отложения; 2 – мелко- и среднезернистые песчаники; 3 – алевролиты; 4 – глинистые сланцы; 5 – пачка флиша среди глинистых сланцев подрудной толщи; 6 – разрывные нарушения с глиной трения; 7–11 – руды: 7 – полосчатые и массивные пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые, 8 – пятнисто-брекчиевидные того же состава, 9 – прожилковые того же состава, 10 – прожилковые пиритовые, 11 – медно-пирротиновые; 12 – зона приразрывной сланцеватости; 13 – кливаж и рассланцевание

газообразных углеводородов, увеличивается общая минерализация и слабо-минерализованные карбонатно-сульфатные воды переходят в хлоридно-натриевые и кальциево-натриевые.

Авторы, исследовавшие все эти явления, справедливо предполагают, что элизонный подток газоводных флюидов, внедрившийся в присводовую

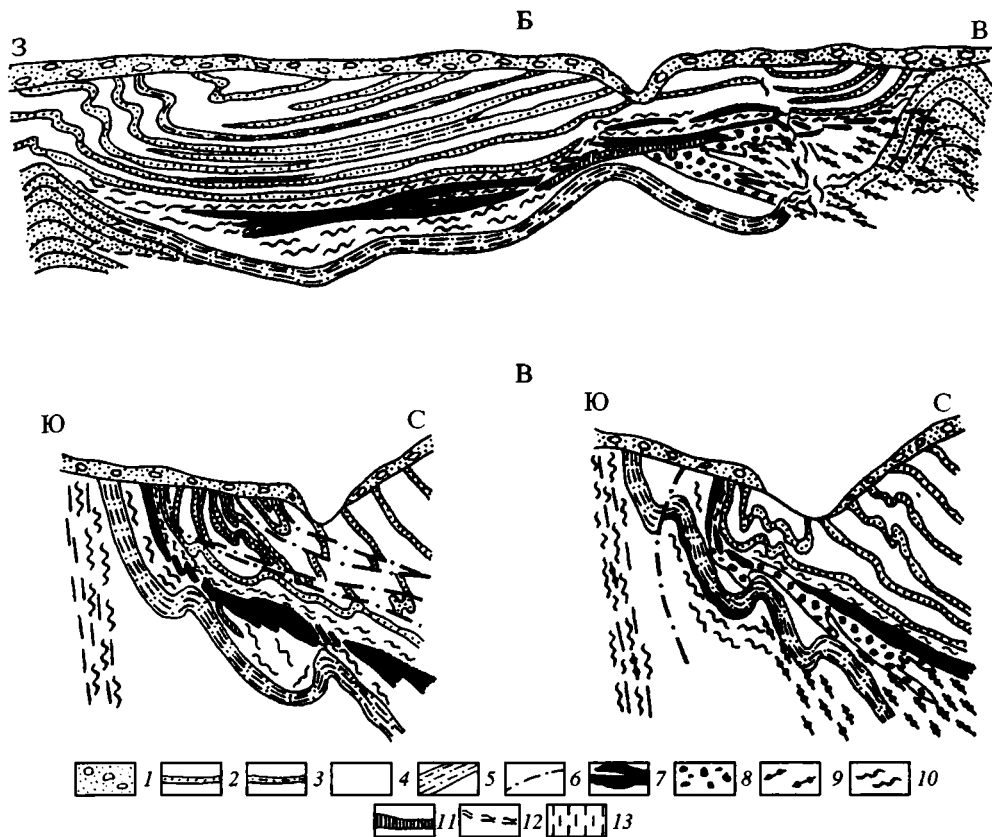


Рис. 7 (продолжение)

часть складки, вызвал интенсивную пиритизацию красноцветов и на довольно значительном участке (до 1,2–1,5 км в поперечнике) стер следы первичной окислительной обстановки в породах.

Наряду с газонефтяными флюидами, перемещающимися в элизионных породных бассейнах по пластам-коллекторам и зонам тектонических нарушений, процессы этого типа способны формировать гидротермальные рудные растворы, подчас очень трудно отличимые от эксфильтрационных. С ними связаны многочисленные эпигенетические стратиформные месторождения карбонатов, силикатов и сульфидов. В качестве примеров сульфидных полиметаллических месторождений можно привести колчеданные месторождения Большого Кавказа, подробно описанные в работе В.Н. Холодова и З.Р. Кикнадзе [1989]. Как показано на рис. 7, одни рудные залежи здесь четко контролируются проницаемыми песчаниками (Б), тогда как другие – сложно сочетаются со складчатостью и несогласиями внутри юрской рудовмещающей толщи или даже резко секут напластование пород (В).

Возможно, что именно с элизионными явлениями связано формирование саткинских магнезитов, сидеритов, баритов и полиметаллических руд в рифейских отложениях Башкирского антиклинория Урала [Анфимов, 1978, 1997; Крупенин, 1999, 2003], а также образование разнообразных современных и древних сульфидных рудопроявлений острова Челекен, более подробно описанных в статьях В.Н. Холодова [1990, 1991].

Как бы то ни было, очевидно, что в элизионных впадинах формируются физико-химические условия, существенно отличающиеся от предшествующих стадий; они перерабатывают и изменяют седиментационно-диагенетические обстановки на больших площадях, рождая новый минералого-геохимический облик породных систем.

## VI

Приведенные в работе данные заставляют считать, что в геологии осадочного процесса, так же как и в биологии, наследственность диалектически связана с изменчивостью; на всех стадиях осадочного породообразования наряду с физико-химической наследственностью ярко проявляется физико-химическая изменчивость минеральной среды, возникают области геохимического противоречия и реализуются новые явления, типичные только для данной стадии.

При этом стадию бытия осадочной породы или стадию катагенеза вряд ли правильно рассматривать как процесс простой перегруппировки химических элементов в области повышенных температур и давлений, предвещающих последующий метаморфизм.

В середине 50-х годов это обстоятельство было уже понято Л.В. Пустоваловым, который в работе “Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение” [1956] существенно ревизовал свои довоенные взгляды.

В ней он писал: «Осадочный процесс увлекает с поверхности Земли в ее недра огромные количества воды (“химической”, кристаллизационной, коллоидной, капиллярной), адсорбированных, растворенных и химически связанных газов, а также легко растворимых, неустойчивых и легко, и относительно подвижных компонентов. В силу этого осадочные толщи представляют собой колоссальный источник глубинных минеральных растворов и газов.

Мы уже видели, что даже в самую раннюю стадию изменения осадочных пород начинается уход из них некоторых наиболее подвижных составных частей. Этот процесс неизбежно должен усиливаться с глубиной, где в условиях высокого давления и повышенной температуры целый ряд компонентов осадочных пород теряет способность удерживаться в их составе и потому приобретает подвижность. По мере усиления вторичных изменений из осадочных толщ высвобождаются все более инертные компоненты, а диапазон миграции веществ, ранее бывших в составе первоначальных осадочных пород, все более увеличивается».

И далее: «Поскольку при изменении осадочных толщ происходит непрерывный и строго последовательный вынос одних компонентов и в то же время возможен принос с циркулирующими в недрах Земли водами и газами других компонентов, то осадочные породы представляют собою, по терминологии Д.С. Коржинского [1953], “открытые” равновесные системы...» [Пустовалов, 1956, с. 39].

Через несколько страниц он пишет: “Установленное ныне глубоким бурением региональное повсеместное распространение термальных глубинных вод определенно указывает на их генетическую связь с регионально же распространенными осадочными толщами, а не с локальными магматическими очагами, которых к тому же, по данным В.И. Вернадского [1933, с. 154], насчитывается в современный геологический момент во всей земной коре лишь около 450” [Пустовалов, 1956, с. 41].

Подводя итоги изучению осадочных полезных ископаемых в 1962 г., Л.В. Пустовалов еще более усилил высказанные ранее положения: «Теперь имеются все основания утверждать, что непосредственно в ходе осадочного процесса могут возникать промышленные месторождения лишь немногих наиболее распространенных элементов – железа, алюминия и некоторых других.

Образование же промышленных осадочных месторождений таких более редких элементов, как свинец, цинк, молибден, ртуть и другие, чаще всего требует двух стадий: первоначального накопления в осадочной породе в ходе осадкообразования рассеянных (“диффузных”) скоплений, часто еще не являющихся промышленными, а затем – последующей концентрации первоначально рассеянных скоплений с образованием промышленных месторождений за счет перераспределения первоначального вещества осадочных пород.

Если вдуматься, – писал Л.В. Пустовалов далее, – то легко понять, что процессы *формирования* многих промышленных рудных месторождений осадочного происхождения в своей основе имеют немало общих черт с процессами формирования промышленных месторождений нефти и газа за счет регионального рассеянного в осадочных породах органического вещества. Как нельзя правильно понять и правильно осветить формирование нефтяных месторождений без учета и изучения вторичной миграции органического вещества, так же нельзя правильно осветить формирование большинства промышленных рудных месторождений осадочного происхождения без изучения вторичных процессов изменения и перераспределения вещества осадочных пород” [Пустовалов, 1962, с. 18–19. Курсив наш. – В.Х.].

Новые представления Л.В. Пустовалова 50–60-х годов уже не во всем соответствовали системе его прежних взглядов, изложенных в монографии 1940 года, но подробно рассмотреть их трансформацию автор, к сожалению, уже не успел.

Можно лишь предположить, что если бы Л.В. Пустовалов был жив, он несомненно дополнил бы свой закон физико-химической наследственности законом физико-химической изменчивости.

Работа выполнена при финансовой поддержке научной школы № НШ-1440 2003.5

## Литература

- Анфимов Л.В. Постдиагенетические преобразования и рациональная классификация кварцевых псаммитов рифея Центрально-Уральского поднятия на Южном Урале // Докембрийские осадочные толщи Башкирского антиклинория на Урале и их металлогения // Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 138. С. 25–32.
- Анфимов Д.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: УНЦ РАН, 1997. 239 с.
- Басков Е.А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л.: Недра, 1983. 263 с.
- Батулин С.Г. Ландшафтно-геохимические факторы образования месторождений // Гидрогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1980. С. 31–43.
- Батулин С.Г., Головин Е.А., Зеленова О.И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана: Условия образования. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.
- Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 135–156.
- Вассоевич Н.Б. Образование углеводородных газов в процессе литогенеза // Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Наука, 1977. С. 20–35.
- Вассоевич Н.Б., Неручев С.Г., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // Горючие ископаемые: проблемы геологии и геохимии нефтяных и битуминозных пород. М.: Наука, 1976. С. 47–62. (Международ. геол. конгр. 25-я сес. Докл. сов. геологов).
- Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2: История природных вод. Ч. 1, вып. 1. Л.: Научн. хим.-техн. изд-во, 1933. 202 с.
- Гольдштейн Р.И., Бровин К.Г., Каримов Х.К. и др. Металлогения артезианских бассейнов Средней Азии. Ташкент: Фан, 1992. 270 с.
- Грушевой В.Г. Геологические факторы образования месторождений // Гидрогенные месторождения урана: Основы теории образования М.: Атомиздат, 1980. С. 112–135.
- Гурвич Е.М. Геохимические фации марганценосных отложений // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования. М.: Наука, 1985. С. 163–174.
- Дмитриевский А.Н. Развитие закона Л.В. Пустовалова о физико-химической наследственности осадочных пород // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования. М.: Наука, 1985. С. 51–60.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 212 с.
- Зайцев И.К. Гидродинамика артезианских бассейнов в современную и минувшие геологические эпохи // Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад, 1970. С. 53–62.
- Зеленова О.И., Кондратьева И.А., Лисицин А.К. Эпигенетические изменения красноцветных пород и урановое рудообразование над залежами углеводородов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 2. С. 68–79.
- Карцев А.А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1969. 269 с.
- Карцев А.А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1978. 272 с.
- Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
- Киссин И.Г., Пахомов С.И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах // ДАН СССР. 1967. Т. 174, № 2. С. 451–454.
- Киссин И.Г., Пахомов С.И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. № 4. С. 460–472.
- Кондратьева И.А., Зеленова О.И., Оношко И.С. и др. Месторождения, образованные пластовыми водами // Гидрогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1980. С. 152–230.
- Коржикский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 335–457.
- Крашенинников Г.Ф. Работы Л.В. Пустовалова и современная литология. М.: Наука, 1985. С. 8–18.
- Краускопф К.Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования // Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 210–233.
- Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея. Екатеринбург: УНЦ РАН, 1999. 240 с.

- Крупенин М.Т.* Модели рудообразования, связанные с литогенезом осадочных бассейнов стратотипа рифея (Южный Урал) // Генетический формационный анализ осадочных комплексов в фанерозое и докембрии. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 365–371.
- Курбанов Н.К.* Основные этапы формирования комбинированных медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа // Тр. ВНИГРИ. 1982. Вып. 158. С. 3–18.
- Лисицин А.К.* Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 247 с.
- Лурье А.М.* Закон Л.В. Пустовалова о физико-химической наследственности в осадочных породах // Сов. геология. 1983. № 10. С. 109–115.
- Машковцев Г.А., Коченов А.В., Халдей А.Е.* О гидротермально-осадочном образовании стратиформных урановых месторождений в фанерозойских депрессионных структурах // Редкомметально-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 37–52.
- Минский Н.А.* Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М.: Недра, 1979. 288 с.
- Неручев С.Г.* Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969. 242 с.
- Неручев С.Г.* К изучению главной фазы нефтеобразования // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. Л.: Наука, 1973. С. 24–48.
- Никаноров А.М., Тарасов М.Г., Федоров Ю.А.* Гидрохимия и формирование подземных вод и рассолов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 256 с.
- Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 272 с.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 422 с.
- Прошляков Б.К.* Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.
- Пустовалов Л.В.* Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии // Пробл. сов. геологии. 1933. № 1. С. 35–62.
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. Ч. 1: Основы литологии (петрологии) осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. 476 с.
- Пустовалов Л.В.* Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение // О вторичных изменениях осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 3–53.
- Пустовалов Л.В.* Некоторые новые данные о месторождении полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфогенного происхождения // Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. С. 9–20.
- Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Сердюченко Д.П.* О геохимической наследственности в ряду осадочных – метаморфических – палингенных пород // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 422–436. (Материалы VII Всесоюз. конф. 1965 г.)
- Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 308 с.
- Страхов Н.М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12–50.
- Страхов Н.М.* Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 175–377.
- Страхов Н.М.* К познанию диагенеза // Вопросы минералогии осадочных образований. Т. 3/4. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. С. 7–26.
- Страхов Н.М.* Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения // Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 7–28.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 574 с.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С.* Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии (к теории диагенеза) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 1. С. 34–51.
- Страхов Н.М., Логвиненко Н.В.* О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // ДАН СССР. 1959. Т. 125, № 2. С. 389–392.
- Ходжакулиев Я.А., Абукова Л.А.* Палеогидрогеологические исследования при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1985. 252 с.

- Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 261 с.
- Холодов В.Н. Песчаный диапиризм – новая сторона катагенетических процессов // Литология и полез. ископаемые. 1978. Сообщ. 1. № 4. С. 21–68. Сообщ. 2. № 5. С. 22–73.
- Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1982. Сообщ. 1. № 3. С. 12–48. Сообщ. 2. № 5. С. 3–27.
- Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983а. 150 с.
- Холодов В.Н. Формирование газодных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983б. С. 28–45.
- Холодов В.Н. Стратисфера как возможный источник гидротермальных растворов // Природа. 1990. № 4. С. 10–17.
- Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщ. 2: Челекен-Боядагская гидротермальная система // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 2. С. 104–123.
- Холодов В.Н. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология руд. месторождений. 1992. № 1. С. 3–32.
- Холодов В.Н. Модель элизионной рудообразующей системы и некоторые проблемы гидротермально-осадочного рудообразования // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 10–31.
- Холодов В.Н. Геохимия элизионного катагенеза и “черносланцевое” рудообразование // Изв. секции Наук о Земле РАЕН. 2002. № 8. С. 125–141.
- Холодов В.Н. Проблемы стадийного анализа и развитие методологии // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 2. С. 115–136.
- Холодов В.Н., Деметьева О.Ф., Петрова А.И. Проблемы формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов // Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985. С. 13–25.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 189 с.
- Холодов В.Н., Лисицин А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. Об эпигенетической зональности уранового оруднения в нефтеносных карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 50–62.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 6. С. 563–610.
- Шмарювич Е.М. Концентрации редких элементов, связанных с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов // Состояние и задачи советской литологии. Т. 2. М.: Наука, 1970. С. 180–190.
- Щеточкин В.Н., Кисляков Я.М., Рехарская В.М. и др. Джекказган с позиций пластово-эпигенетического рудообразования // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 177–200.
- Burst J.F. Diagenesis of Gulf Coast clays sediments and its possible relation to petroleum migration // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. Vol. 53, N. 1. P. 73–93.
- Okamoto G., Takeshi O., Katsumi G. Properties of silica in water // Geochim. Cosmochim. Acta. 1957. Vol. 12. N 1/2. P. 321–343.
- Parry E.A., Hower J. Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. Vol. 56, N 10. P. 2013–2022.
- Powers M.C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level // Clay and clay minerals. Proc. 6<sup>th</sup>. Nat. conf. N.Y.: Pergamon press, 1969. P. 265–274.
- Trask P.D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston: Amer. Petrol. Inst. Gulf. Publ., 1932. 320 p.
- Trask P.D. Recent marine deposits // Recent marine deposits. A symposium Tulsa (Oklahoma); L., 1939. P. 32–88.



## ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО РУДОГЕНЕЗА

Проблемы гидротермального и гидротермально-осадочного рудообразования всегда занимали важное место в рамках геологических наук. Мощным стимулом для исследований в этом направлении стало открытие в конце прошлого века высокотемпературных гидротермальных систем, приуроченных к областям высокой тектономагматической активности, главным образом к рифтовым зонам Мирового океана. Впервые современные океанские гидротермальные источники (“черные курильщики”) были обнаружены на 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия в 1978 г., после чего был развернут широкий фронт экспедиционных и научно-исследовательских работ в океанском секторе Земли. К настоящему времени известно более 100 активных гидротермальных полей и связанных с ними полиметаллических рудопроявлений. В результате разносторонних интернациональных исследований рудного вещества, условий его формирования, состава и свойств рудообразующих растворов в научной литературе появилось огромное число публикаций, что позволило не только расширить, но и во многом изменить существовавшие ранее представления о подводном гидротермальном рудогенезе и об океанской металлогении в целом.

Вместе с тем, несмотря на огромные успехи в разработке учения о современном гидротермально-осадочном рудогенезе – неотъемлемой составной части общей теории рудообразования, – можно отметить ряд проблем, до сих пор не имеющих однозначного решения и вызывающих многочисленные дискуссии.

Среди наиболее спорных и одновременно важных, принципиальных проблем гидротермально-осадочного рудогенеза, на мой взгляд, можно выделить, по крайней мере три:

- 1) источники вещества, формирующего состав современных гидротерм и участвующего в процессе гидротермального рудообразования;
- 2) масштабы влияния гидротермальной деятельности на осадочный процесс в Мировом океане;
- 3) происхождение высокоминерализованных рассолов в некоторых гидротермально активных зонах и их роль в рудообразующем процессе.

## ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ФОРМИРУЮЩЕГО СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ И УЧАСТВУЮЩЕГО В ПРОЦЕССЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

*Проблема источников вещества* занимает одно из ключевых мест в рамках общей генетической модели гидротермально-осадочного рудогенеза. Решение этой проблемы осложняется невозможностью прямых наблюдений над изменениями состава и свойств термальных растворов, что не позволяет зафиксировать исходные физико-химические параметры первичных глубинных флюидов.

До открытия на дне океана высокотемпературных гидротермальных систем не был известен и состав разгружающихся растворов, представления о котором базировались на изучении газовой-жидких включений в гидротермально измененных породах океанической коры, а также продуктов гидротермальной разгрузки как внутри коренных пород, так и на дне океана. В настоящее время благодаря широкому внедрению в практику океанологических работ подводных обитаемых аппаратов получены и проанализированы многочисленные пробы гидротермальных растворов, отобранных непосредственно в устьях источников на разных участках срединно-океанических хребтов, в результате чего мы имеем достаточно полное и достоверное представление о составе и свойствах этих растворов. Информация об этом содержится в целом ряде публикаций [Michard et al., 1983, 1984; Michard, Albarède, 1986; Michard, 1989; Von Damm et al., 1985a,b; Von Damm, Bischoff, 1987; Von Damm, 1990; Thompson, 1983; Edmond, 1983; Edmond et al., 1979, 1982, 1986; Edmond, Von Damm, 1985; Bowers et al., 1988; Campbell et al., 1987, 1988; Butterfield et al., 1990; и др.]. Установлено, что температура источников в местах их разгрузки составляет 350–400 °С [Edmond et al., 1979; Von Damm et al., 1985a,b], а, судя по анализу стабильных изотопов и изотопов гелия газовой составляющей, она может достигать 550 °С [Merlivat et al., 1987]. pH неразбавленной морской водой гидротерм обычно колеблется в пределах 3,1–3,8.

Поскольку рудообразующий раствор представляет собой сложную многокомпонентную физико-химическую систему, некорректно говорить об источниках формирующего их вещества вообще, необходим отдельный анализ данных о происхождении воды и газовой составляющей, рассмотрение особенностей основного солевого состава и степени минерализации гидротерм и, наконец, обсуждение вопроса об источниках рудных компонентов, в основном, металлов.

В данной работе мы остановимся лишь на последнем вопросе, поскольку проблема источников металлов является одной из наиболее важных в теории гидротермального (и не только гидротермального) рудогенеза, более того, установление таких источников имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение, поскольку именно они в значительной степени определяют геохимическую специфику руд, условия их локализации и экономическую значимость, а, следовательно, и направленность поисковых и разведочных работ. Широкое обсуждение этой проблемы в геологической литературе не привело к единой точке зрения на происхождение металлов в

современных океанских гидротермах и образующихся при их разгрузке сложных, в том числе рудных, минеральных ассоциаций. В настоящее время существуют два основных направления в решении проблемы источников металлов. Одно из них развивает традиционные представления геологов-рудников и вулканологов о важном значении магматогенной флюидной фазы в гидротермальном рудообразующем процессе. В рамках другого направления ведущая роль в мобилизации и поставке металлов в гидротермальные системы отводится процессам взаимодействия термальных растворов с породами океанической коры. При этом влияние магматогенного источника сводится к минимуму, а часто отрицается полностью.

Очевидно, что любая из гипотез, касающихся источников рудного вещества, должна опираться на реальный характер распределения элементов в рудообразующих растворах и связанных с ними минеральных отложениях, при этом необходимо выявлять конкретные геохимические связи между рудообразующим процессом и вещественной его реализацией.

Имеющийся в настоящее время весьма представительный геохимический материал по составу океанских гидротерм и образующихся при их разгрузке рудопроявлений служит надежной фактической основой для обсуждения проблемы источников металлов в гидротермальном рудообразующем процессе.

В табл. 1 приведены данные разных исследователей по содержанию главных рудообразующих металлов в высокотемпературных океанских гидротермах, которые демонстрируют общее геохимическое сходство гидротермальных систем, локализованных на различных участках морского дна. Естественно, существуют и некоторые различия, достоверные причины которых пока не ясны.

Из этих данных следует, что термальные растворы по сравнению с морской водой наиболее резко (на несколько порядков) обогащены такими металлами, как Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd, Ag и Co, в меньшей степени – As. Помимо этих элементов, в гидротермах отмечаются также повышенные относительно морской воды концентрации Ba, Li, Rb, PЗЭ, Al [Von Damm et al., 1985а,б; Michard et al., 1984; и др.]. Вместе с тем, среди большого аналитического материала по составу океанских гидротерм данные по количеству Ti, Ni, Cr, Sc, V, P, U практически отсутствуют, что позволяет предположить их устойчиво низкие содержания в растворах, находящиеся ниже чувствительности методов определения.

Отметив, что общая геохимическая специфика гидротермальных проявлений, локализованных на участках гидротермальной разгрузки, полностью соответствует главным химическим особенностям термальных вод, рассмотрим две вышеупомянутые основные гипотезы, объясняющие источники поступления металлов в гидротермальные рудообразующие системы, и комплекс аргументов за или против каждой из них.

Гипотеза “выщелачивания” особенно широкую популярность получила в последнее время в связи с проведением в Мировом океане глубоководного бурения. Это открыло возможности для непосредственного изучения гидротермально измененных базальтов и послужило стимулом для постановки се-

Таблица 1. Содержание металлов в высокотемпературных океанских гидротермах

Район исследования		Fe	Mn	Zn	Cu	Pb
ВТП	21°с.ш.	135,6	48,2	6,8	2,8	82,7
		92,4	52,7	6,9	2,2	63,8
		41,9	38,4	5,8	0,6	40,2
		48,6	55,0	2,6	<0,001	37,9
	13°с.ш.	80,1	54,9	–	–	–
		222,1	92,8	6,7	–	28,0
		578,6	161,1	0,3	–	5,6
		600,4	111,8	0,1	–	2,9
	11°с.ш.	361,3	42,0	6,9	–	10,3
		91,6	40,1	4,8	–	55,9
		147,4	50,8	2,9	–	1,9
	Хребет Хуан-де-Фука	44°с.ш.	1046	196,9	58,8	<0,1
578			143,4	39,2	<0,1	–
992,4			246,1	–	<0,1	–
46°с.ш.		59,5	63,2	7,2	0,62	62,6
		48,5	62,4	8,7	0,076	–
		58,6	60,6	8,0	0,61	–
Осевой вулкан	48,7	47,6	6,9	0,65	–	
	56,2	59,4	7,4	0,76	62,6	
САХ	TAG	91,6	54,9	–	–	–
	MARK	121,8	27,0	1,08	3,27	–
		102,3	27,1	0,63	3,07	–
Красное море, впадина Атлантис-II	90	94	7,84	0,23	230	
	86	87	9,2	0,33	320	
	87	90	5,36	0,14	190	
Морская вода	$n \cdot 10^{-2}$ –	$n \cdot 10^{-3}$ –	$n \cdot 10^{-2}$ –	$n \cdot 10^{-3}$ –	$n \cdot 10^{-3}$	
	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$		
<i>Примечание.</i> Fe, Mn, Zn Cu – в мг/кг; Pb, Cd, Ag, Co, As – в мг/кг, прочерк – нет данных.						

рии лабораторных экспериментов по взаимодействию морской воды с коренными породами дна океана, результатам которых придается важное значение в обосновании этой концепции.

Действительно, лабораторные опыты, проводимые в определенных условиях температур и давлений и при разных соотношениях в системе вода–порода, показали, что морская вода способна выщелачивать из пород океанической коры целый ряд химических элементов, в том числе и металлов. Однако реальный состав переходящих в раствор металлов в разных экспериментах, проводимых в близких условиях, не всегда одинаков и,

Cd	Ag	Co	As	T°, C	pH	Литературный источник
20,2	14,1	13,4	33,8	351	3,3	Von Damm et al., 1985a; Von Damm, 1990
17,4	2,8	12,5	18,5	350	3,4	
16,2	0,1	3,9	16,0	355	3,6	
1,9		1,3	2,2	273	3,8	
–	–	–	–	317	3,2	Michard et al., 1984; Bowers et al., 1988; Von Damm, 1990
6,2	–	–	–	317	3,2	
7,8	–	–	–	354	3,1	
7,3	–	–	–	380	3,3	
3,4	–	–	–	347	3,1	Bowers et al., 1988; Von Damm, 1990
4,8	–	–	–	347	3,7	
0,1	–	–	–	347	3,1	
–	–	–	–	224	3,2	Von Damm, Bischoff, 1987; Von Damm, 1990
–	–	–	–	285	3,2	
–	–	–	–	340	3,2	
–	–	–	–	328	3,5	Massoth et al., 1989; Butterfield et al., 1990
–	–	–	–	301	3,5	
–	–	–	–	283	–	
–	–	–	–	323	–	
–	–	–	–	136– 328	3,5	Massoth et al., 1989; Von Damm, 1990
–	–	–	–	321	–	
–	–	–	–	350	3,9	Campbell et al., 1988
–	–	–	–	335	3,7	
–	–	7,8	–	62	3,5	Brooks et al., 1969
–	–	4,0	–	62	3,5	
–	–	3,0	–	62	3,5	
$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2}$ – $n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-1}$ – $n \cdot 10^{-3}$	2–3 $10^{-3}$	2–5	7,8	Von Damm et al., 1985a; Krauskopf, 1956; Хорн, 1972

что очень важно, часто не соответствует геохимической специфике природных вод.

Не разбирая подробно результаты экспериментальных работ, отметим, что в ряде опытов в раствор переходят Cu, Zn, Fe, Mn, Ba, Sr, а Ni остается неподвижным [Seyfried, Mottl, 1982], в других, – наряду с Fe, Mn и Cu, из базальтов извлекается Ni [Bischoff, Dickson, 1975]. Важно отметить, что ни в одном из проводимых экспериментов не было зафиксировано образование характерных для гидротермальных рудопроявлений сульфидных фаз Cu, Zn и Pb, лишь в отдельных случаях получены сульфиды железа – пирит и пир-

ротин, при этом значения  $\delta^{34}\text{S}$  в новообразованном пирите варьируют от +8,0 до +20,7‰. Важно, что по изотопным значениям сульфидной серы экспериментально полученный пирит существенно отличается от природных гидротермальных сульфидов, где величины  $\delta^{34}\text{S}$  составляют обычно +1,9 – +3,3‰.

Приведенные примеры ставят под сомнение возможность использования данных лабораторных экспериментов для строгого и однозначного обоснования геохимической специфики поведения элементов при гидротермальном выщелачивании базальтов. Это касается прежде всего тяжелых металлов, что в значительной степени связано, вероятно, с крайне низкими их содержаниями как в породах, так и особенно в реагирующих с этими породами растворах.

Помимо лабораторных опытов, для обоснования решающей роли корового источника металлов в океанском рудогенезе используются данные по гидротермальным преобразованиям пород океанского дна, образцы которых получены при драгировании и глубоководном бурении, при этом не только определяется химический состав экстрагируемых компонентов, но и проводятся балансовые расчеты масштабов их участия в океанском рудогенезе.

Анализируя имеющиеся данные, приходится признать, что, исходя из состава экстрагируемых из базальтов элементов и балансовых расчетов, часто трудно объяснить реальные геохимические особенности океанских рудопроявлений. Так, например, согласно расчетам, основанным на материалах глубоководного бурения, из базальтов срединно-океанических хребтов и подводных гор в результате гидротермальной деятельности ежегодно выносятся (в млн т): Fe – 117,5; Mn – 4,85; Ni – 0,9; Zn – 0,47; Cu – 0,24; Co – 0,17 [Курносков, 1984]. В соответствии с приведенными данными, при взаимодействии с растворами из базальтов никеля выщелачивается в 2 раза больше, чем цинка и в 3 раза больше, чем меди.

Полученные количественные оценки вступают в противоречие с реальными геохимическими особенностями высокотемпературных гидротерм и связанных с ними рудопроявлений. Как уже отмечалось, в составе термальных растворов никель практически отсутствует, а содержания меди и цинка на несколько порядков выше, чем в морской воде (см. табл. 1). Для сульфидных рудопроявлений дна океана никель также не характерен – его количество в гидротермальных сульфидах на 3–4 порядка ниже по сравнению с медью и цинком, несмотря на более высокие содержания элемента в толеитовых базальтах (Ni – 144, Cu – 81, Zn –  $78 \cdot 10^{-4}\%$ ) [Wedepohl, 1981]. Если учесть, что в базальтах никель связан не только с труднорастворимыми сульфидами, но и с таким легко разрушающимся минералом, как оливин, где содержание элемента составляет 0,19–0,5%, то тем более трудно объяснить столь малые количества никеля не только в гидротермах и сульфидных рудопроявлениях, но и в составе вторичных прожилков и рассеянной сульфидной минерализации в толще океанической коры.

Если бы коровый источник был определяющим в гидротермальном рудообразующем процессе, то, учитывая высокую степень химического родства никеля с сульфидной серой и связанную с этим невозможность его миграции далеко за пределы очагов разгрузки, с неизбежностью следовало ожидать высокой его концентрации в сульфидных рудах дна океана либо в

**Таблица 2.** Средние содержания элементов в свежих (I) и гидротермально измененных (II) базальтах Срединно-Атлантического хребта, г/т [Humphris, Thompson, 1978b]

Элементы	Mn	B	Ba	Sr	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Y	Zr
I (среднее из 8 образцов)	1280	6	6	116	5	270	349	44,7	124	77	35,5	109
II (среднее из 28 образцов)	1498	8	9	126	8	260	283	44,5	125	91	39,5	116

составе прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации базальтового фундамента, чего на самом деле нигде не наблюдается.

Вместе с тем, как отмечалось выше, во всех гидротермальных океанских сульфидных рудопроявлениях одним из характерных и постоянно присутствующих элементов-примесей является кадмий, содержание которого в океанических базальтах находится на уровне трудно определяемых микроконцентраций (до  $0,128 \cdot 10^{-4}\%$ ), а в сульфидах достигает 1%. Ни в одном из экспериментально полученных растворов кадмий не зафиксирован.

В целом, важно отметить отсутствие связи между содержаниями металлов в базальтах срединно-океанических хребтов и гидротермальных рудопроявлениях дна океана.

В соответствии с обсуждаемой гипотезой трудно интерпретировать также некоторые геохимические и изотопные данные, полученные в результате прямых анализов высокотемпературных океанских гидротерм. В частности, установлено, что характерная особенность состава РЗЭ в гидротермальных растворах заключается в их обогащении легкими лантаноидами и Eu. Вместе с тем, в магматических породах Eu концентрируется в плагиоклазах – минералах, наиболее устойчивых при гидротермальных изменениях, а в легко разрушающихся темноцветных минералах (оливин, пироксены, амфиболы) сосредоточены в основном средние и тяжелые РЗЭ. Более того, показано, что первичные спектры РЗЭ в коренных породах не влияют на состав лантаноидов в растворах и что высокотемпературные гидротермы, мигрирующие через различные типы пород, могут иметь сходные спектры РЗЭ [Michard, 1989].

Отмечаются также существенные различия изотопных значений Nd, Li и Sr в базальтах и в термальных растворах.

Сравнение химического состава свежих и гидротермально измененных базальтов также не дает основания рассматривать породы океанической коры как основной источник рудных элементов. В табл. 2 и 3 приведены данные по составу свежих и гидротермально измененных базальтов Срединно-Атлантического хребта, из которых следует, что поведение элементов при взаимодействии вода–порода неоднозначно. В частности, не наблюдается закономерных различий в распределении элементов, участвующих в гидротермальном рудообразующем процессе (Fe, Mn, Cu, Co) и элементов, для этого процесса не характерных (Ni, Cr, V, Sc, Zr).

**Таблица 3.** Состав свежих и гидротермально измененных базальтов  
Срединно-Атлантического хребта, 26° с.ш. [Воробьев, 1989]

Компонент	Свежие базальты				Гидротермально измененные базальты (n = 30)	
	оливин-плагиопорфировые (n = 24)		афировые (n = 70)		а	б
	а	б	а	б		
SiO <sub>2</sub>	48,14	0,54	48,66	0,44	47,76	1,37
TiO <sub>2</sub>	1,16	0,29	1,50	0,14	1,43	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,94	0,74	16,14	0,35	16,71	0,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	10,64	0,80	11,56	0,64	10,43	1,06
MnO	0,21	0,25	0,17	0,01	0,21	0,23
MgO	9,05	0,75	8,76	0,43	8,63	1,79
CaO	11,33	0,55	10,68	0,32	8,22	2,58
Na <sub>2</sub> O	2,75	0,26	3,17	0,19	3,57	0,59
K <sub>2</sub> O	0,07	0,03	0,09	0,03	0,29	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,05	0,15	0,03	0,21	0,15
S	0,23	0,10	0,29	0,10	0,21	0,19
H <sub>2</sub> O	0,19	0,28	0,17	0,77	2,14	0,29
Ni	247	64,08	209	49,61	165	37,77
Sc	39	5,49	40	4,42	35	2,51
Y	28	4,79	32	5,17	26	3,48
Cu	90	15,91	87	36,08	161	105,1
Zr	58	11,52	102	128	66	17,9
V	253	39,27	274	39,33	222	30,11
Cr	345	42,15	317	85,97	296	46,57
Cd	15	4,18	14	6,25	15	2,76

*Примечание.* а – среднее содержание элемента; б – дисперсия; n – количество анализов; SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O – в %; Ni–Cd – в г/т.

**Таблица 4.** Соотношение привноса (+) и выноса (–) некоторых компонентов при гидротермальном изменении базальтов, г/100 см<sup>3</sup>  
[Humphris, Thompson, 1978a]

Компонент	Колебания значений	Компонент	Колебания значений
SiO <sub>2</sub>	(–32,48)–(+3,56)	Na <sub>2</sub> O	(–1,89)–(+4,22)
CaO	(–24,92)–(+4,14)	K <sub>2</sub> O	(–0,56)–(+0,71)
MgO	(–1,82)–(+19,74)	TiO <sub>2</sub>	(–2,00)–(+1,95)
H <sub>2</sub> O	(–1,48)–(+13,76)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	(–0,26)–(+0,32)
FeO	(–9,07)–(+13,52)	MnO	(–0,28)–(+0,12)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	(–4,92)–(+6,58)		

Более того, как следует из табл. 4, где даны количественные расчеты соотношения привноса и выноса элементов при гидротермальном выщелачивании базальтов, даже для железа – одного из главных рудообразующих металлов – в ходе изменения коренных пород привнос несколько превышает вынос.



По-видимому, процесс гидротермального взаимодействия вода–порода достаточно сложен и в основном изохимичен, по крайней мере для основных рудообразующих металлов.

В ряде работ немецких ученых отмечается явное несоответствие между количеством металлов, концентрирующихся в рудных скоплениях, объемами базальтов, необходимыми для обеспечения этих количеств, и степенью их гидротермальных изменений. В частности, по данным Х. Беккера и Г. Ланге, для накопления 2 млн т цинка в осадках впадины Атлантис-II (Красное море) при выщелачивании базальтов, содержащих в среднем 100·10<sup>-4</sup>% этого металла, требуется 67 км<sup>3</sup> пород, при этом авторы справедливо полагают, что рудные залежи на ВТП требуют выщелачивания значительно больших объемов базальтов [Bäcker, Lange, 1987].

Анализ геотемпературных полей в пределах активных центров спрединга показал, что гидротермальная циркуляция в океанической коре прекращается при перекрытии базальтов чехлом осадков мощностью >50 м. Следовательно, в Красном море гидротермальная циркуляционная система ограничена узкой осевой зоной рифта шириной 4–5 км, поскольку за ее пределами мощность плиоцен-четвертичных отложений достигает 300 м. В то же время базальты, вскрытые скважиной глубоководного бурения (226) в осевой зоне красноморского рифта, лишены каких-либо следов гидротермального влияния. Отсутствие признаков изменения коренных пород отмечено и для гидротермально активного района Срединно-Атлантического хребта площадью более 40 000 м<sup>2</sup>.

Следует отметить, что, по данным некоторых исследователей, при петролого-геохимическом изучении рудовмещающих пород в ряде областей развития древних гидротермально-осадочных колчеданных месторождений континентального блока Земли также не обнаружено явных признаков выноса рудообразующих металлов из пространственно связанных с рудами магматических пород [Твалчрелидзе, Ярошевич, 1981; Фролова и др., 1979; и др.].

Таким образом, приходится признать, что в настоящее время не существует строгих геологических, петрологических, геохимических и экспериментальных доказательств *определяющей* роли процесса выщелачивания океанических пород при формировании металлогенического облика гидротерм и связанных с ними рудопроявлений, не решен вопрос о доле и конкретной геохимической специфике коровой составляющей в общем балансе металлов.

Гипотеза возможного *магматогенного источника металлов* базируется на представлениях о важной роли летучих соединений, включая металлы, которые отделяются от расплавов и поступают в термальные морские воды, достигающие глубинных магматических очагов. Эти представления развиваются в многочисленных трудах ученых в течение многих десятилетий, но в последние годы подвергаются критике сторонниками идеи “сухой” мантии, которые придают универсальный характер процессам гидротермального выщелачивания пород океанической коры и сводят к минимуму или исключают полностью участие эндогенных флюидов в гидротермальном океанском рудогенезе. В некоторых работах делаются попытки количественно оценить

возможную долю магматогенных компонентов в циркулирующей гидротермальной системе.

Один из способов такого рода конкретных оценок заключается в сопоставлении глобальных данных по среднему ежегодному поступлению воды из мантии и общему потоку воды в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов. Расчет поступления воды из мантии основан на теоретической модели эволюции Земли, а также на содержании  $H_2O$  в базальтовых расплавах.

Вряд ли такого рода глобальные оценки можно использовать для конкретных рудообразующих систем, связанных с вполне определенной стадией развития магматического процесса. При расчетах не принимается во внимание также пульсационный характер гидротермальной деятельности, предполагающей существенные различия количества флюидной фазы, как во времени, так и в разных гидротермальных системах.

Другой способ оценки предельно возможной доли магматогенных флюидов в гидротермах базируется на данных по содержанию в них  $CO_2$ , учитывая, что углекислый газ в термальных водах количественно преобладает в составе газовой фазы. Более того,  $CO_2$  в некоторых работах используется как "геохимическая метка", определяющая присутствие и количество магматогенной фазы в современных океанских гидротермах [Гричук, Краснов, 1989].

С этим положением трудно согласиться прежде всего потому, что именно углекислота в ходе миграции растворов через базальты в значительной степени расходуется на широко развитые процессы вторичной карбонатизации. Известно, что карбонаты (кальцит, реже арагонит) часто заполняют пустоты в базальтах, а также образуют многочисленные выделения в виде разнообразных по форме и размерам прожилков и линзовидных включений. Отсутствие в свежих, неизмененных базальтах  $CO_2$  либо его ничтожно малые количества (сотые доли %), свидетельствуют о том, что образование вторичных карбонатов происходит не путем мобилизации  $CO_2$  из вмещающих пород, а за счет глубинной магматогенной углекислоты, содержащейся в термальных водах.

Однако не только достоверность количественных оценок доли флюидной фазы вызывает наибольшие сомнения в определении источников рудообразующих металлов, основанных на этих оценках. Вряд ли возможно напрямую связывать долю магматогенной составляющей, рассчитанную по содержанию в гидротермах мантийной воды и  $CO_2$ , с масштабами поступления металлов в гидротермальные системы, т.е. с их металлоносностью.

Известно, что в состав продуктов дегазации магматических расплавов, помимо таких летучих компонентов, как вода и  $CO_2$ , входят и другие легкоплавкие соединения и прежде всего хлориды определенных металлов, таких как цинк, свинец, медь, кадмий и др.

Принципиальная возможность переноса металлов в составе отделяющейся от магмы газовой фазы при температурах выше  $400^\circ C$  в настоящее время у большинства ученых сомнения не вызывает и подтверждена экспериментально. Известно также, что относительно низкие температуры плав-

ления и кипения солей этих металлов широко используются в технологической, металлургической практике их разделения методами дистилляции и ректификации [Коршунов, Стефанюк, 1970].

Ряд исследователей считают, что конечный этап ликвации базальтовой магмы сопровождается бурным выделением летучих флюидной фазы, концентрирующей значительную часть рудных компонентов, которые поступают в океанические высокотемпературные гидротермальные системы [Прокопцев Г., Прокопцев Н., 1990]. Этот процесс назван ими флюидно-магматической дифференциацией.

Таким образом, летучая газовая фаза, будучи одним из важнейших агентов переноса металлов, должна существенным образом влиять на металлоносность гидротерм, при этом количество этой фазы напрямую не связано с долей магмотогенной воды или углекислого газа. Более того, трудно не согласиться с мнением известных исследователей магмотогенных рудных систем Г. Бримхолла и Д. Крерара о том, что для рудообразующих процессов источник и происхождение воды принципиального значения не имеют [Brimhall, Crerar, 1987].

Несмотря на обилие экспериментальных и теоретических исследований поведения металлов в магматическом процессе, прямая информация о составе и свойствах постмагматических растворов, недоступных для непосредственного анализа, отсутствует. Очевидно, что состав гидротерм, изливающихся на поверхности морского дна, не отвечает составу первичного раствора, сформированного в результате поступления в воду продуктов дегазации магматических расплавов, поскольку раствор преобразуется в ходе миграции через твердые породы океанической коры.

Для выявления геохимической специфики состава магмотогенных летучих компонентов чрезвычайно важное значение имеют результаты вулканологических исследований, основанных на непосредственном анализе поведения летучих в магматическом процессе, и, в частности, результаты детального и всестороннего изучения Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ, Камчатка) 1975–1976 гг. [Большое..., 1984]. Правомочность использования данных по наземному вулканизму для установления металлургической специфики магмотогенных растворов основана на характере данного извержения, в ходе которого влияние ассимиляции корового материала практически исключено, что убедительно доказано детальными исследованиями петрологических особенностей базальтов БТТИ.

При рассмотрении обсуждаемой проблемы источников рудного вещества особую ценность имеют уникальные данные по составу газов, выделяющихся при дегазации базальтового расплава, а также газоконденсатов из слабо дегазированной магмы, образующихся в непосредственной близости от высокотемпературных газовых струй, которые не изменены взаимодействием с вмещающими породами и отражают основные особенности состава и свойств первичных магмотогенных флюидов.

Путем сопоставления распределения металлов в базальтах и газоконденсатах ориентировочно рассчитана доля их выноса из магматического расплава и тем самым установлена степень летучести элементов или геохимиче-

ская подвижность при переходе в газовую фазу [Меняйлов и др., 1980, 1984]. Анализ полученных вулканологами данных показал, что к числу активно извлекаемых из магмы микроэлементов относятся: Sb, Cd, As, Hg, Zn, Pb, Au, Cu, Sn, Ag, тогда как Ni, Cr, Ti в постмагматическом процессе малоподвижны. Подчеркивается, что в составе фумарольных вулканических возгонов преобладающими металлами повсеместно являются Cu, Zn и Pb, в отдельных пробах обнаружены высокие содержания Cd и Ag. Согласно расчетам, в ходе извержения вулкана Большой Толбачик вынос никеля в 100 раз меньше выноса цинка и в 18 раз меньше – меди.

Имеющиеся в литературе немногочисленные данные по составу газоконденсатов других вулканически активных районов свидетельствуют об их геохимическом сходстве. Так, газоконденсаты вулканической области Шова-Шинзан (Япония) обогащены Zn, As, Cu, Pb, Sb, Sn, Bi, Ag [Nemoto et al., 1957], близкая ассоциация элементов концентрируется в сублиматах эруптивных газов в кратере вулкана Алаид [Лебедев, 1988].

Важным источником информации о составе первичных рудообразующих флюидов, практически не претерпевших изменений при их миграции, служат флюидные включения коренных пород. Наиболее обычными металлами во флюидных включениях, помимо Fe и Mn, являются Cu и Zn, содержания которых, по данным разных авторов, варьируют от десятков до 4 600 ppm, а иногда превышают 10 000 ppm [Рёддер, 1982; Kwak et al., 1986].

Наиболее важным следствием из приведенных данных является близость ассоциации химических элементов, обогащающих, с одной стороны, газоконденсаты базальтовых извержений и флюидные включения, а с другой – высокотемпературные океанские гидротермы и образующиеся при их разгрузке рудопроявления центров спрединга дна океана. Наблюдаемое геохимическое сходство предполагает близкий источник поступления металлов в эти природные системы и, следовательно, может свидетельствовать о важной роли магматогенных флюидов в океанском гидротермальном рудогенезе.

В рамках этой гипотезы многие особенности геохимии рудных накоплений дна находят достаточно непротиворечивое объяснение. Так, например, устойчиво низкие содержания никеля в сульфидных рудах, гидротермах и вулканических газоконденсатах при сравнительно высоких его количествах в базальтах, по-видимому, объясняются такими химическими свойствами элемента, как высокая тугоплавкость его силикатных соединений и сильная степень сродства с сульфидной серой, что способствует выпадению Ni в твердые фазы на ранних стадиях кристаллизации расплава и затрудняет переход элемента во флюид. Именно поэтому собственно магматогенные сульфиды в отличие от сульфидов дна океана характеризуются высокими содержаниями никеля.

Показательным также является поведение в магматическом процессе цинка. Установлено, что при кристаллизации магмы переход Zn в сульфидные фазы достаточно затруднен из-за его относительно низкого сродства с сульфидной серой [Toth, 1980], что подтверждается практически полным отсутствием в океанических базальтах сульфидов цинка. Вместе с тем, как бы-

до показано, Zn – один из характерных и широко распространенных элементов как в термальных растворах и гидротермальных рудопоявлениях, так и в составе вулканических газоконденсатов.

Следует, однако, отметить, что не все элементы, обладающие высокой летучестью и активно выносятся из магмы в составе вулканических эксгалаций, заметно обогащают гидротермальные рудопоявления, к ним, в частности, относится олово. Можно предположить, что отсутствие или крайне низкие содержания некоторых летучих металлов в значительной степени связаны с формами их миграции в растворах и прежде всего со свойствами тех комплексных соединений, в составе которых они переносятся. Так, например, относительно низкие содержания олова в гидротермальных рудопоявлениях связаны, по-видимому, с возможностью переноса этого металла в виде устойчивых сульфидных комплексов. Косвенным подтверждением такого предположения служат коэффициенты проведенной нами корреляции между различными компонентами газоконденсатных проб вулканического извержения Большого Толбачика. Расчеты показали, что все рудообразующие металлы имеют положительную корреляцию с хлором и отрицательную с серой. Исключением является лишь олово, коэффициент корреляции которого с хлором составляет  $-0,5$ , с серой  $+0,811$ . В целом же, основная геохимическая специализация гидротермально-осадочных и прежде всего сульфидных рудопоявлений рифтовых зон океана достаточно отчетливо контролируется поведением металлов в магматическом процессе.

Можно предположить, что степень участия магматогенной флюидной фазы в составе термальных растворов не только в значительной степени определяет их металлогеническую нагрузку, но и влияет также на кислотно-щелочные свойства.

Предположение о влиянии магматогенных флюидов на величину рН высокотемпературных растворов подтверждается, в частности, результатами расчетов термодинамических моделей формирования гидротермальных систем при взаимодействии морской воды с океаническими базальтами [Helgeson, 1969; Гричук, 1992]. Согласно расчетным данным одной из моделей, значение рН морской воды, равное 7,8, в ходе гидротермального выщелачивания базальтов постепенно снижается до 6,38 при 100 °С и до 5,67 при 350 °С [Bowers, Taylor, 1985]. Согласно другой модели, рН раствора снижается от 8,15 в исходной морской воде до 4,5–4,9 при температурах 200–250 °С, при этом отмечается, что при высоких отношениях порода/вода рН растворов возрастает до 6 [Гричук, 1992].

Вместе с тем, как было показано, чистые высокотемпературные (“end-member”) растворы имеют значительно более кислую реакцию. Измеренные значения рН при температурах 300–350 °С составляют 3,1–3,5. Одной из возможных причин несоответствия реальных величин рН гидротерм с их рассчитанными значениями может быть участие в составе термальных вод ультракислых магматогенных флюидов, рН которых обычно  $< 1$ .

Веским аргументом в пользу существования глубинной поставки вещества в гидротермальные системы служат появившиеся в последние годы многочисленные данные по находкам самородных металлов и интерметалличе-

ских соединений в отложениях, приуроченных к районам развития гидротермальных систем в океане, а также в областях современного наземного вулканизма.

Как известно, формирование самородных металлов и интерметаллических соединений происходит в высокотемпературных глубинных условиях в резко восстановительной среде, и их присутствие в поверхностных гидротермальных отложениях служит прямым свидетельством поступления мантийного вещества в гидротермальные системы.

Магматогенному происхождению металлов в рудообразующих системах, формирующих гидротермально-осадочные полиметаллические месторождения типа Куроко, отдают предпочтение большинство японских исследователей [Sato, 1974; Urabe, Marumo, 1991; и др.]; ту же точку зрения разделяют многие геологи, изучающие колчеданные месторождения Урала и Кавказа [Тварчелидзе, Ярошевич, 1981; и др.], а также российские вулканологи [Набоко, Главатских, 1984; и др.].

Известный исследователь океанского осадко- и рудообразования Д. Кроулан, признавая большое значение процессов гидротермального выщелачивания базальтов, считал, вместе с тем, необоснованным исключение возможности магматогенного привноса элементов в гидротермальные рудообразующие системы, особенно тех металлов, которые концентрируются во флюидах поздней стадии магматической кристаллизации.

Признание возможной существенной роли магматогенного флюидного источника металлов ни в коей мере не отрицает влияния процессов взаимодействия вода–порода на формирование состава и свойств циркулирующих в коре рудообразующих гидротерм. Более того, представляется неправомерным рассматривать обсуждаемые основные гипотезы источников вещества в гидротермальном океанском рудогенезе как альтернативные. Очевидно, что рудоносный раствор, сформированный при поступлении в морскую воду продуктов дегазации магмы, существенно преобразуется в ходе миграции через твердые породы океанической коры.

В частности, при взаимодействии с базальтами термальные воды теряют магний и сульфат-ион, обогащаются калием, кальцием и кремнеземом. Что касается металлов, то, к сожалению, приходится признать, что на современном этапе исследований не существует прямых методов количественной оценки доли генетически различных компонентов в гидротермальных системах, остаются нерешенными многие вопросы, связанные с механизмами извлечения металлов как из магмы, так и из базальтов, тем не менее очевидна важная роль магматогенного источника.

В связи с вышесказанным необходимо комплексное исследование проблемы источников вещества, обсуждение разных точек зрения, учитывающих всю совокупность данных по геохимии, минералогии, изотопным характеристикам и физико-химическим свойствам как рудообразующих растворов, так и образующихся при их разгрузке минеральных отложений.

Неизбежное в будущем более углубленное исследование этой проблемы должно учесть все многообразие форм проявлений генетической связи гидротермального рудогенеза с магматическими процессами, необходимо более

детально изучить реальные механизмы извлечения химических компонентов из магмы и коренных пород океанского дна, установить изменения состава и свойств гидротермальных растворов в ходе их транспортировки от магматического резервуара до поверхности дна океана.

### МАСШТАБЫ ВЛИЯНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Второй дискуссионной проблемой, не менее, а скорее более важной для разработки теории гидротермально-осадочного рудогенеза и практики геологоразведочных работ является оценка *масштабов поступления вещества* из недр Земли и влияния гидротермальной деятельности на современный процесс океанской седиментации и рудообразования.

Несмотря на повышенный интерес к этой проблеме и обилие публикаций, до сих пор существуют различные точки зрения на роль гидротермальной деятельности в формировании состава современных осадков и рудопоявлений Мирового океана, на соотношение в них генетически разных компонентов.

Так, Н.М. Страхов [1976], подчеркивая локальный характер гидротермального процесса, оценивал долю эндогенной, глубинной составляющей для главных рудных металлов (Fe + Mn) в осадках Тихого океана первыми процентами. Принципиально близкие оценки приводятся И.И. Волковым для марганца, доля которого, по его данным, в океанских осадках в целом составляет 3%, в пелагических областях она повышается до 8% [Волков, 1981, 1993].

Вместе с тем, существует и другая точка зрения, согласно которой гидротермальный источник играет существенную, а в ряде случаев и решающую роль в поставке металлов, участвующих в процессах океанской седиментации. В частности, доля гидротермального марганца в пелагических осадках оценивается в 70–80%, железа – в 30% [Лисицын, 1981, 1983; Лисицын и др., 1985; Богданов и др., 1979].

Не обсуждая причин существующих противоречий в балансовых расчетах, отметим только, что для обоснованной оценки относительной роли генетически различных компонентов, участвующих в осадочном процессе, необходимо исследование представительного литолого-геохимического материала в конкретных регионах и прежде всего получение реальных количественных оценок распределения *абсолютных масс химических элементов* на площади бассейна седиментации.

Метод абсолютных масс был разработан Н.М. Страховым [1976] как один из важнейших методов объективного изучения осадкообразующего процесса на количественной основе.

Сущность метода заключается в определении количества вещества, отложившегося на единицу площади за определенное время. Абсолютная масса выражается формулой:

$$m = h \cdot v \cdot p,$$

где  $m$  – искомая масса, г/см<sup>2</sup>;  $h$  – мощность слоя (в см), отложившегося за оп-

ределенное время (или скорость седиментации);  $v$  – объемный вес сухого осадка, г/см<sup>3</sup>;  $p$  – процентное содержание компонента.

А.П. Лисицын единицу накопления абсолютной массы вещества в 1 г на 1 см<sup>2</sup> дна в 1000 лет предложил назвать единицей Страхова (С).

При помощи метода абсолютных масс была рассчитана доля гидротермальной составляющей для главных рудообразующих металлов – Fe, Mn, Zn, Cu и Pb в современных осадках Красного моря, т.е. дана оценка масштабов гидротермального влияния на седиментацию в этом тектонически и гидротермально активном регионе [Бутузова, 1998].

Перспективность Красного моря для получения объективных данных по соотношению в осадках генетически разных компонентов обусловлена целым рядом обстоятельств и прежде всего достаточно узкой локализацией основной массы рудного вещества в пределах впадин-ловушек центральной осевой части рифта. Влияние гидротермальной деятельности за пределами рифтовой долины практически не ощущается, что подтверждается как составом фоновых красноморских илов, так и значениями их геохимических модулей. При этом следует иметь в виду, что сам бассейн Красного моря благодаря небольшим размерам и ограниченности водообмена с океаном служит морфологической ловушкой для осадочного, в том числе гидротермального вещества, что исключает его рассеивание за пределами моря.

Другим, не менее важным обстоятельством является большая детальность литолого-геохимической изученности осадочных разрезов, представительность данных по скоростям седиментации, объемным весам и содержаниям рудных компонентов в осадках, что делает достаточно надежными проведенные расчеты по распределению абсолютных масс рудообразующих металлов и обоснованной оценку роли гидротермального процесса в красноморской седиментации в целом.

Для других конкретных гидротермально-активных регионов Мирового океана столь представительная база литологических и геохимических данных пока отсутствует.

Учитывая широкие вариации гидротермально-осадочных отложений рифтовых впадин как по химическому составу, так и по физическим свойствам – влажности и объемным весам – были рассчитаны средневзвешенные значения этих параметров.

Объемный вес твердой фазы осадка (вес сухого вещества в 1 см<sup>3</sup> осадка естественной влажности) определялся непосредственно на борту судна либо рассчитывался по естественной влажности, кроме того, были использованы литературные данные. Всего было выполнено около 40 определений объемных весов и более 100 определений влажности. Средние скорости накопления осадков были получены с учетом радиоуглеродных датировок их абсолютного возраста, а также по литературным данным. В некоторых впадинах скорости осадконакопления оценены ориентировочно по соотношению в разрезах рудных прослоев и нормальных, фоновых отложений. Средневзвешенные содержания элементов в осадках впадин были рассчитаны по конкретным анализам. Количество выполненных элементопределений превышает 2000.



Абсолютные скорости накопления (абсолютные массы) осадка в целом рассчитывались путем умножения объемного веса ( $v$ , г/см<sup>3</sup>) на скорость седиментации ( $h$ , см / 1000 лет), абсолютные массы рудообразующих металлов – умножением абсолютной массы осадка на средневзвешенные содержания в нем соответствующего элемента.

Использование более или менее точных данных по размерам глубоководных депрессий [Bäcker, Shoell, 1972; Bignell et al., 1976] позволило ориентировочно оценить общее количество гидротермальных, в том числе рудных компонентов, накапливающихся в рифтовых депрессиях за определенное время (в 1000 лет).

Общая масса металлов, накопленная за это же время в отложениях, развитых на всей площади Красного моря, определялась с учетом его размеров, среднего объемного веса осадков, скоростей седиментации и средних содержаний элементов в фоновых красноморских илах вне зон гидротермального влияния.

Скорости нормальной биогенно-терригенной седиментации в Красном море колеблются от 2 до 15 см / 1000 лет [Geyh, Hohndorf, 1976]. Для расчетов была использована средняя величина – 8,5 см/1000 лет.

Все фактические данные по объемным весам, скоростям седиментации, площадям впадин, содержаниям металлов, их абсолютным и общим массам, накапливающимся как в рифтовых впадинах, так и на всей площади Красного моря, приведены в табл. 5.

В этой же таблице дана оценка доли гидротермальной составляющей металлов, содержащихся в осадках каждой из глубоководных впадин осевой части рифта, суммарные ее содержания во всех впадинах и в красноморских илах в целом.

Следует отметить достаточно широкие вариации содержаний в осадках рифтовых депрессий гидротермального рудного вещества, при этом максимальный уровень его концентрации характерен для впадин Атлантис-II и Тетис, где доля гидротермальной составляющей для большинства рудообразующих металлов больше 90%.

Как следует из данных, приведенных в табл. 5 и на рис. 1, суммарный вклад гидротермального материала в отложения всех рифтовых впадин составляет: для Fe – 78%, Mn – 89%, Zn – 88%, Cu – 90% и Pb – 72%, т.е. гидротермальная составляющая всех рудообразующих металлов резко преобладает над биогенно-терригенной.

Таким образом, очевидно, что при формировании гидротермально-осадочных отложений, локализованных в непосредственной близости от очагов разгрузки термальных вод и приуроченных к депрессиям осевой зоны красноморского рифта, гидротермальный источник является определяющим.

Картина резко меняется при расчете соотношения генетически разных компонентов в отложениях Красного моря в целом. Доля гидротермального материала в общей массе красноморских осадков составляет для Fe – 2,2%, Mn – 5%, Zn – 5,2%, Cu – 5,9%, Pb – 1,6% (см. табл. 5, рис. 1) суммарная доля главных рудообразующих металлов оценивается величиной 2,5%.

**Таблица 5.** Распределение абсолютных масс Fe, Mn, Zn, Cu, Pb и доля их гидротермальной составляющей в осадках Красного моря

Впадина	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Скорость седиментации, см/1000 лет	Площадь впадины, км <sup>2</sup>	Средние содержания, %						Абсолютные массы, г/см <sup>2</sup> в 1000 лет*	
				Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Осадок	Fe	Mn
Суакин	0,57	27	290	8,0	2,00	0,100	0,008	0,003	15,4	<u>1,23</u> 0,69	<u>0,31</u> 0,25
Судан	0,60	18	50	6,3	0,58	0,050	0,007	0,003	10,8	<u>0,68</u> 0,30	<u>0,06</u> 0,02
Эрба	0,50	15	70	17,1	0,58	0,054	0,033	0,007	7,5	<u>1,28</u> 1,02	<u>0,04</u> 0,01
Шагара	0,50	20	15	10,6	4,00	0,044	0,009	0,006	10,0	<u>1,06</u> 0,71	<u>0,40</u> 0,36
Альбатрос	0,45	20	12	16,6	0,35	0,054	0,019	0,002	9,0	<u>1,49</u> 1,18	<u>0,03</u> -
Атлантис-II	0,30	100	70	34,0	1,85	0,880	0,310	0,044	30,0	<u>10,2</u> 9,15	<u>0,56</u> 0,44
Дискавери	0,40	20	12	12,0	4,50	0,130	0,020	0,004	8,0	<u>0,96</u> 0,68	<u>0,36</u> 0,33
Вальдивия	0,70	14	4	5,1	0,35	0,024	0,007	0,002	9,8	<u>0,50</u> 0,16	<u>0,03</u> -
Тетис	0,35	80	144	28,3	10,60	0,370	0,080	0,008	28,0	<u>7,92</u> 6,94	<u>2,97</u> 2,86
Нереус	0,60	17	480	7,6	1,70	0,070	0,020	0,004	10,2	<u>0,78</u> 0,42	<u>0,17</u> 0,13
Вима	0,60	10	140	10,0	0,29	0,025	0,002	0,002	7,0	<u>0,70</u> 0,46	<u>0,02</u> -
Хадарба	0,60	20	70	6,3	1,30	0,060	0,012	0,003	12,0	<u>0,76</u> 0,34	<u>0,16</u> 0,11
Гипсум	0,40	50	12	41,7	0,31	0,130	0,070	0,002	20,0	<u>8,34</u> 7,64	<u>0,06</u> -
Все впадины	-	-	1369	-	-	-	-	-	-	<u>35,90</u> 29,68	<u>5,17</u> 4,50
Норм. осадки	0,80	8,5	438000	3,5	0,40	0,025	0,006	0,003	6,8	0,24	0,0272

\* В числителе – общее содержание элемента, в знаменателе – его гидротермальная составляющая.

\*\* Отношение количества гидротермальных металлов к валовому их содержанию.

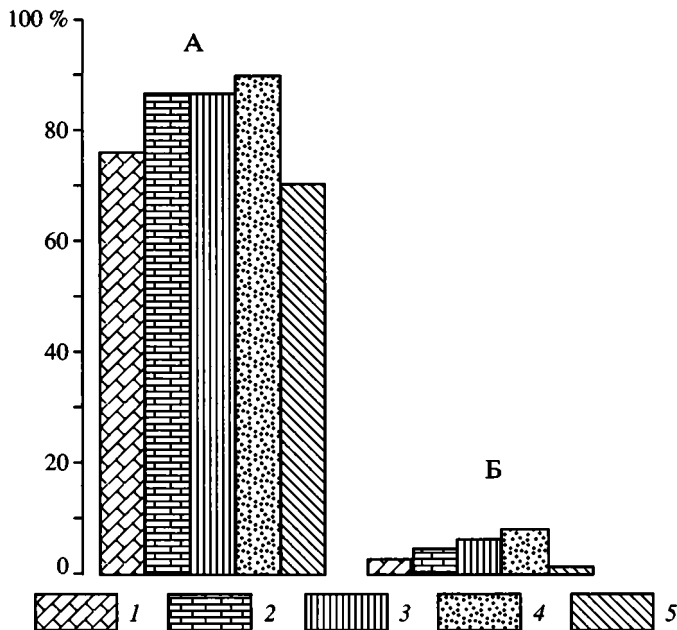
Абсолютные массы, г/см <sup>2</sup> в 1000 лет*			Общие массы, 10 <sup>4</sup> т в 1000 лет*					Содержание гидротермальной составляющей**, %				
Zn	Cu	Pb	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb
<u>0,015</u>	<u>0,0012</u>	<u>0,0005</u>	<u>357</u>	<u>89,3</u>	<u>4,47</u>	<u>0,357</u>	<u>0,134</u>	56	80	75	25	17
<u>0,012</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0001</u>	<u>201</u>	<u>71,5</u>	<u>3,35</u>	<u>0,089</u>	<u>0,022</u>					
<u>0,005</u>	<u>0,0008</u>	<u>0,0003</u>	<u>34</u>	<u>3,1</u>	<u>0,27</u>	<u>0,038</u>	<u>0,014</u>	44	31	50	14	—
<u>0,003</u>	<u>0,0001</u>	—	<u>15</u>	<u>1,0</u>	<u>0,14</u>	<u>0,005</u>	—					
<u>0,004</u>	<u>0,0025</u>	<u>0,0005</u>	<u>90</u>	<u>3,0</u>	<u>0,28</u>	<u>0,173</u>	<u>0,037</u>	80	31	54	82	64
<u>0,002</u>	<u>0,0020</u>	<u>0,0003</u>	<u>71</u>	<u>0,9</u>	<u>0,15</u>	<u>0,142</u>	<u>0,024</u>					
<u>0,004</u>	<u>0,0009</u>	<u>0,0006</u>	<u>16</u>	<u>6,0</u>	<u>0,07</u>	<u>0,014</u>	<u>0,008</u>	67	90	43	33	55
<u>0,002</u>	<u>0,0003</u>	<u>0,0003</u>	<u>11</u>	<u>5,4</u>	<u>0,03</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>					
<u>0,005</u>	<u>0,0017</u>	<u>0,0001</u>	<u>18</u>	<u>0,4</u>	<u>0,06</u>	<u>0,021</u>	<u>0,002</u>	79	—	54	68	—
<u>0,003</u>	<u>0,0012</u>	—	<u>14</u>	—	<u>0,03</u>	<u>0,014</u>	—					
<u>0,264</u>	<u>0,0930</u>	<u>0,0132</u>	<u>714</u>	<u>38,9</u>	<u>18,48</u>	<u>6,510</u>	<u>0,924</u>	90	78	97	98	94
<u>0,257</u>	<u>0,0912</u>	<u>0,0125</u>	<u>641</u>	<u>30,5</u>	<u>17,96</u>	<u>6,384</u>	<u>0,872</u>					
<u>0,010</u>	<u>0,0016</u>	<u>0,0003</u>	<u>12</u>	<u>4,3</u>	<u>0,12</u>	<u>0,019</u>	<u>0,004</u>	71	91	81	70	38
<u>0,008</u>	<u>0,0011</u>	<u>0,0001</u>	<u>8</u>	<u>3,9</u>	<u>0,10</u>	<u>0,013</u>	<u>0,001</u>					
<u>0,002</u>	<u>0,0007</u>	<u>0,0002</u>	<u>2</u>	<u>0,1</u>	<u>0,01</u>	<u>0,003</u>	<u>0,001</u>	31	—	—	14	—
—	<u>0,0001</u>	—	<u>1</u>	—	—	<u>0,000</u>	—					
<u>0,104</u>	<u>0,0224</u>	<u>0,0022</u>	<u>1141</u>	<u>427,4</u>	<u>14,92</u>	<u>3,226</u>	<u>0,310</u>	88	96	93	93	68
<u>0,097</u>	<u>0,0207</u>	<u>0,0015</u>	<u>1000</u>	<u>411,3</u>	<u>13,91</u>	<u>2,984</u>	<u>0,210</u>					
<u>0,007</u>	<u>0,0020</u>	<u>0,0004</u>	<u>372</u>	<u>83,2</u>	<u>3,43</u>	<u>0,979</u>	<u>0,171</u>	54	76	64	70	29
<u>0,005</u>	<u>0,0014</u>	<u>0,0001</u>	<u>201</u>	<u>63,6</u>	<u>2,20</u>	<u>0,685</u>	<u>0,049</u>					
<u>0,002</u>	<u>0,0001</u>	<u>0,0001</u>	<u>98</u>	<u>2,8</u>	<u>0,25</u>	<u>0,020</u>	<u>0,020</u>	65	—	—	—	—
—	—	—	<u>64</u>	—	—	—	—					
<u>0,007</u>	<u>0,0014</u>	<u>0,0004</u>	<u>53</u>	<u>10,9</u>	<u>0,50</u>	<u>0,101</u>	<u>0,027</u>	44	69	58	50	22
<u>0,004</u>	<u>0,0007</u>	<u>0,0001</u>	<u>24</u>	<u>7,6</u>	<u>0,29</u>	<u>0,050</u>	<u>0,006</u>					
<u>0,026</u>	<u>0,0140</u>	<u>0,0004</u>	<u>100</u>	<u>0,7</u>	<u>0,31</u>	<u>0,168</u>	<u>0,005</u>	92	—	81	91	—
<u>0,021</u>	<u>0,0128</u>	—	<u>92</u>	—	<u>0,25</u>	<u>0,154</u>	—					
<u>0,457</u>	<u>0,1424</u>	<u>0,0191</u>	<u>3007</u>	<u>670,3</u>	<u>43,16</u>	<u>11,627</u>	<u>1,656</u>	78	89	89	91	72
<u>0,412</u>	<u>0,1320</u>	<u>0,0149</u>	<u>2341</u>	<u>596</u>	<u>38</u>	<u>10,526</u>	<u>1,118</u>					
<u>0,002</u>	<u>0,0004</u>	<u>0,0002</u>	<u>104244</u>	<u>11914</u>	<u>745</u>	<u>179</u>	<u>74</u>	2,2	5,0	5,2	5,9	1,6

**Таблица 6.** Абсолютные количества металлов в рассолах впадин Атлантис-II и Дискавери

Впадина	Объем рассола, $10^9 \text{ м}^3$	Плотность рассола, $\text{т/м}^3$	Масса рассола, $10^9 \text{ т}$	Концентрация, кг/т		
				Fe	Mn	Zn
Атлантис-II	5,5	1,18	6,49	$8 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Дискавери	1,5	1,18	1,77	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-4}$

Иными словами, в масштабе всего Красного моря нормально-осадочный биогенно-терригенный источник обеспечивает не менее 90% общей поставки металлов в бассейн седиментации, гидротермальная деятельность играет подчиненную роль, ее влияние локально и ограничивается в основном областью развития депрессий, приуроченных к центральной, осевой, части красноморского рифта.

Полученные оценки соотношения гидротермальной и биогенно-терригенной долей элементов в осадках и следующие из них выводы можно считать реальными и достоверными при условии, что подавляющая часть гидротермального материала не выходит за пределы рифтовых депрессий. Уже отмечалось, что состав фоновых отложений Красного моря и значения гео-



**Рис. 1.** Доля гидротермальной составляющей рудообразующих металлов в осадках Красного моря

А – все впадины, Б – море в целом. 1 – Fe; 2 – Mn; 3 – Zn; 4 – Cu; 5 – Pb

Концентрация, кг/т		Общая масса, 10 <sup>4</sup> т				
Cu	Pb	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb
2 · 10 <sup>-4</sup>	6 · 10 <sup>-4</sup>	52	52	3,9	0,13	0,39
7 · 10 <sup>-5</sup>	2 · 10 <sup>-4</sup>	0,053	8,85	0,14	0,012	0,035

химических модулей говорят об отсутствии в них заметной примеси гидротермальных компонентов, т.е. свидетельствуют о накоплении гидротермального материала в пределах рифтовых впадин.

Для Fe, Cu и Zn, учитывая их химические свойства, этот вывод очевиден. Что касается более миграционноспособных элементов – Mn и Pb, то нельзя исключать их рассеивания в осадках за пределами рифтовых впадин. И такое рассеивание действительно имеет место, что подтверждается, в частности, данными о повышенных по сравнению с фоном их содержаниях в отложениях, примыкающих к некоторым впадинам.

Вместе с тем, количество гидротермального марганца в этих отложениях и дальность его разноса весьма незначительны. Так, в одной из наиболее гидротермально активных и сравнительно небольших по размерам депрессий – впадине Атлантис-II – ореолы рассеивания частиц гидротермального Mn оцениваются расстоянием около 11 км от области распространения рудоносных илов, при этом содержание Mn в окружающих впадину осадках не превышает 1% [Bignell et al., 1976].

Расчеты показывают, что за пределами впадины Атлантис-II в области повышенных относительно фона содержаний Mn накапливается ~ 30 · 10<sup>4</sup> т элемента. Добавка этого количества к общей массе гидротермального марганца увеличивает содержание гидротермальной составляющей всего на 0,05%.

В табл. 6 даны результаты определения общих масс элементов, содержащихся в рассолах впадин Атлантис-II и Дискавери. Они рассчитывались путем умножения содержаний металлов (в кг/т) на массу рассолов (в т), которая, в свою очередь, определялась умножением объема рассольных линз (в м<sup>3</sup>) на плотность рассолов (в т/м<sup>3</sup>).

Сопоставление данных, приведенных в табл. 5 и 6, показывает, что добавка растворенной части рудных компонентов к общей массе металлов, сосредоточенных в осадках впадин, увеличивает долю гидротермальной составляющей для Fe на 0,1%, Mn и Zn – 0,5%, Cu – 0,06% и Pb – на 0,6%, для суммы рудных элементов на 0,12%.

Из приведенных цифр очевидно, что прибавка доли растворенных металлов практически не меняет соотношение компонентов, поступающих из разных источников в бассейн седиментации.

С учетом растворенного материала в общем балансе вещества доля гидротермального Fe составляет 2,3%, Mn – 5,5%, Zn – 5,6%, Cu – 5,96%, Pb –

Таблица 7. Запасы металлов во впадине Атлантис-II

Литературный источник	Запасы металлов					
	млн т			тыс. т		т
	Zn	Cu	Pb	Ag	Co	Au
Hackett, Bischoff, 1973	3,22	0,8	0,08	4,5	–	46
Luke, Glyn, 1981	2,5	0,5	–	9	–	–
Backer, 1982	2,2	0,5	–	6	–	–
Guney et al., 1988	1,8	0,45	–	3,75	5,37	47
Наши данные	2,16	0,77	0,1	–	–	–

2,2%, суммарное содержание гидротермальной составляющей для главных рудообразующих металлов оценивается в 2,62%.

Очевидно, что полученные результаты нельзя рассматривать как точную количественную оценку соотношения компонентов, поступающих из разных источников, поскольку при расчетах имеется целый ряд допущений. В частности, не во всех случаях имеются достоверные данные о площадях впадин, с разной точностью и детальностью определены объемные веса, скорости седиментации и средневзвешенные содержания металлов, не для всех впадин учтена доля растворенных в рассолах металлов.

Вместе с тем, несмотря на ориентировочный характер полученных итоговых цифр и возможную их дальнейшую корректировку, они несомненно отражают реальные масштабы влияния гидротермального источника на осадочный процесс в Красном море.

Дополнительным подтверждением достоверности полученных оценок являются имеющиеся в литературе подсчеты запасов цветных металлов, сосредоточенных в отложениях впадины Атлантис-II. Результаты этих подсчетов, по данным различных авторов, приведены в табл. 7, там же показаны наши оценки запасов, полученные путем умножения абсолютных масс металлов, накопленных за 1000 лет во впадине Атлантис-II, на 12 тыс. лет – время активной гидротермальной деятельности на этом участке рифта.

Как следует из табл. 7, полученные нами цифры близко совпадают с оценками других исследователей, рассчитанными совершенно для других (практических, эксплуатационных) целей.

Таким образом, основной вывод о подчиненной роли гидротермального источника в поставке металлов в бассейн Красного моря можно считать достаточно обоснованным и достоверным. Естественно, что результаты, полученные для Красного моря, нельзя формально распространять на весь Мировой океан. Вместе с тем, общий вывод согласуется с мнением Н.М. Страхова о локальном характере гидротермальной активности и слабом ее влиянии на современный осадочный процесс в Мировом океане.

Говоря о влиянии гидротермальной деятельности на рудообразующий процесс, уместно в самом общем виде отметить различия экономического

потенциала современных океанских рудных скоплений и полиметаллических месторождений древних геологических эпох континентального блока Земли.

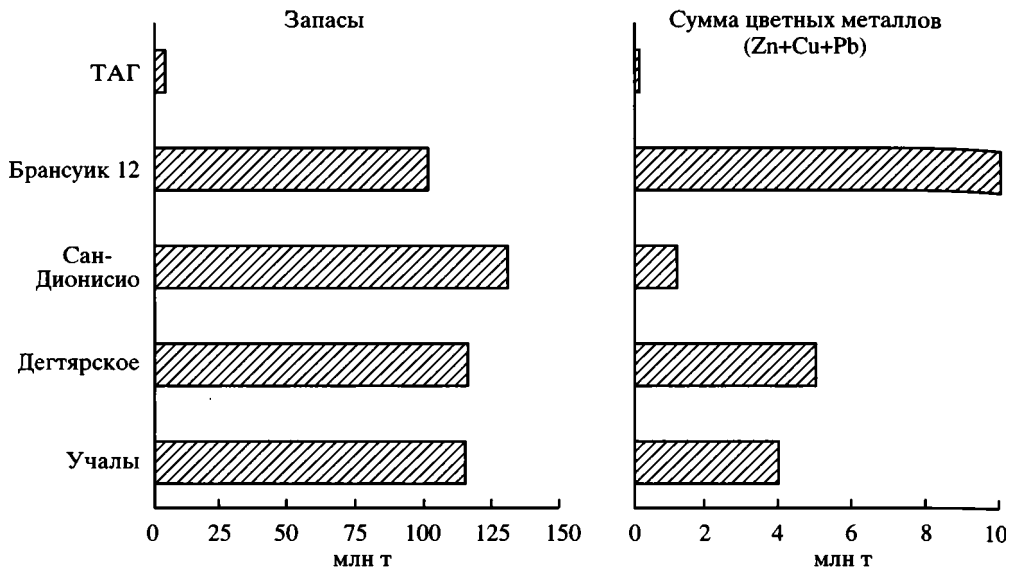
Проблема практической значимости современных рудных образований дна Мирового океана активно обсуждается в печати, начиная с открытия гидротермальных систем (“черных курильщиков”) и связанных с ними сульфидных построек. На первых этапах делались весьма оптимистические выводы, основанные, прежде всего, на высоких содержаниях в сульфидных накоплениях таких необходимых мировой промышленности металлов, как Zn, Cu, Pb, Co, Ag, Au. Стоимость океанских руд оценивалась миллиардами долларов, некоторыми учеными они рассматривались как главный источник минерального сырья ближайшего будущего.

Однако в дальнейшем, при более тщательном и детальном анализе этой проблемы, большинство исследователей стали осторожнее относиться к прогнозным оценкам экономической рентабельности современных рудных скоплений дна Мирового океана. Так, по мнению известного океанолога П. Рона, большинство известных на сегодняшний день гидротермальных минеральных отложений в центрах спрединга океанского дна, будучи обнаруженными на суше, попало бы в категорию “признаков минерализации” [Рона, 1986, с. 79]. В работе [Johnson, Clack, 1985], при обобщении главных геологических и экономических аспектов, касающихся различных видов минеральных накоплений на дне Тихого океана, сделан вывод о том, что в ближайшем будущем подводные гидротермальные сульфиды промышленного значения иметь не будут. Справедливости ради следует отметить, что единственным примером современных рифтовых зон Мирового океана, где гидротермальный процесс приводит к формированию экономически ценной рудной залежи, по запасам и стоимости сопоставимой с древними полиметаллическими месторождениями континентального блока Земли, является Красное море, а точнее впадина Атлантис-II. Причины этого детально рассмотрены в работе [Бутузова, 1998].

Совершенно иная картина характерна для прошлых геологических эпох, когда гидротермально-осадочный процесс приводил к образованию полиметаллических месторождений разного масштаба, в том числе таких крупных, как Сафьяновское, Узельгинское, Гайское и др. (девон, Урал), Риддер-Сокольное, Малеевское, Зыряновское и др. (девон, Рудный Алтай) и многие другие. Составу, условиям образования и экономическому потенциалу колчеданных месторождений мира посвящена огромная литература, среди последних обобщающих работ по этой проблеме следует отметить монографию И.В. Викентьева [2004].

Из этой работы нами заимствован график (рис. 2), наглядно иллюстрирующий разницу в запасах металлов, сосредоточенных в современных рудопроявлениях (площадь ТАГ, Атлантический океан) и в некоторых древних полиметаллических месторождениях (Учалы, Дегтярское – Урал, девон; Сан-Дионисио – Иберийский пояс, карбон; Брансуик 12 – Канада, ордовик).

Из графика следует, что общие запасы руд и полезных металлов в одной из крупнейших гидротермальных построек дна океана более, чем на



**Рис. 2.** Сопоставление суммарных запасов руды и цветных металлов (с учетом отработанных) для крупнейших колчеданных залежей континентов и гидротермальной постройки ТАГ (Атлантический океан) [Викентьев, 2004]

порядок, ниже, чем в отдельных месторождениях континентального блока Земли.

В задачу работы не входит анализ причин такого рода различий. Можно лишь предположить, что фактор времени не является решающим, а существенную роль играют естественные процессы химического и физического разрушения рудных построек, находящихся в окислительной обстановке океанского дна. Подтверждением этому служат данные по запасам металлов во впадине Атлантис-II, где в условиях, благоприятных для сохранения рудного вещества (наличие “ловушки” и предохранение сульфидов от окисления благодаря присутствию на дне бескислородных рассолов), запасы Zn + Cu + Pb оцениваются, по данным разных авторов, величиной порядка 3–4 млн т (см. табл. 7).

### **ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ РАССОЛОВ В НЕКОТОРЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО АКТИВНЫХ ЗОНАХ И ИХ РОЛЬ В РУДООБРАЗУЮЩЕМ ПРОЦЕССЕ**

Проблема формирования металлоносных рассолов, развитых как в древних толщах континентального блока Земли, так и в отдельных современных рифтовых зонах Мирового океана, а также оценка их роли в процессе гидротермально-осадочного рудообразования имеет традиционно дискуссионный характер. Высказываются гипотезы, среди которых, наряду с представлениями об экзогенном, поверхностном происхождении рассолов, существует и



точка зрения, согласно которой рассолы формируются за счет поступления газовых эманаций (в основном, хлора) из недр планеты, т.е. имеют эндогенную природу. Автор разделяет первую точку зрения и обосновывает это приведенной ниже совокупностью фактических данных.

Если предположить эндогенное происхождение металлоносных рассолов, то естественно ожидать их приуроченность к глобальной системе океанических рифтов, где влияние глубинных процессов проявляется с максимальной интенсивностью – выделяются мантийные газы, отмечаются самые высокие значения теплового потока и, наконец, существуют мощные гидротермальные рудообразующие системы. Тем не менее, как было показано выше, общая минерализация высокотемпературных рудообразующих гидротерм рифтовых зон Мирового океана близка морской воде (см. табл. 1). Более того, из обобщенных данных по составу разнообразных термальных вод современных вулканически активных областей мира следует, что при достаточно широком диапазоне концентраций хлора в растворах его количество практически нигде не превышает (как правило, значительно ниже) содержания хлора в обычной морской воде и что низкая степень общей минерализации является характерной особенностью высокотемпературных гидротерм океанических рифтовых зон [Кононов, 1983].

Вместе с тем, в ряде районов существования гидротермальных рудообразующих систем развиты высокоминерализованные воды (рассолы), заполняющие, как правило, морфологические депрессии морского дна. Среди таких районов наибольшей известностью и высокой степенью изученности пользуется рифтовая зона Красного моря, рассолы развиты также в пределах геотермальной системы Солтон-Си, в Аденском заливе и в некоторых других регионах. Повышенной относительно морской воды солёностью обладают также некоторые береговые гидротермы.

Прежде всего необходимо отметить, что высокоминерализованные растворы в современных гидротермальных системах пространственно всегда связаны с наличием эвапоритовых отложений или с поверхностными солеными водами, формирование которых обусловлено главным образом климатическими факторами [Страхов, 1960].

Пространственная связь рассолов с соленосными толщами предполагает наличие между ними и генетической связи. В настоящее время большинство исследователей рассматривают красноморские рассолы как результат растворения морской водой верхнемиоценовых эвапоритов, широко развитых в прибортовых частях рифтовой долины, а в северной части моря – и на дне впадин. Установлено, что в осадочных толщах всех эвапоритовых бассейнов накапливается огромная масса высококонцентрированной маточной рапы [Валяшко, Власова, 1975; Жарков, Куриленко, 1996], которая также может играть решающую роль в формировании высокоминерализованных рассолов, в том числе и в рифтовых впадинах Красного моря. Значительные вариации мощностей рассольных линз и степени минерализации вод в разных глубоководных впадинах контролируются, вероятнее всего, размерами, глубиной и морфометрией депрессий, а также величиной обнажающихся в их стенках поверхностей отложений и их составом.

Одним из убедительных подтверждений экзогенного происхождения красноморских рассолов могут служить данные по изотопному составу серы сульфатов. По значениям  $\delta^{34}\text{S}$  сульфаты рассолов впадины Атлантис-II занимают промежуточное положение между сульфатами морской воды и сульфатами миоценовых эвапоритов [Zierenberg, Shanks, 1988]. Иными словами, основными источниками сульфатов, как и остальных солеобразующих компонентов высокоминерализованных рассолов, являются современная морская вода, маточная рапа и продукты растворения соленосных отложений, слагающих стенки впадин.

В большинстве работ, где рассматривается происхождение рассолов в геотермальной системе озера Солтон-Си, при некоторых различиях в трактовке деталей механизма также признается их экзогенная природа. Высокая минерализация растворов в районе Солтон-Си объясняется либо проникновением соленых вод озера по трещинам и разломам [Кононов, 1983], либо взаимодействием гидротерм с прослоями соленосных отложений, развитых в метаморфизованных базальтах океанского дна [Mckibben et al., 1988]. Возможно, формирование рассолов в геотермальной системе Солтон-Си происходит в результате совместного действия обоих процессов. Некоторое повышение минерализации отдельных гидротерм, разгружающихся в прибрежных мелководных участках морского дна, обычно связывают с их частичным выпариванием в очагах разгрузки в результате вскипания растворов [Кононов, 1983].

Сторонники глубинного источника хлора и эндогенного происхождения рассолов в качестве одного из главных аргументов используют тот факт, что хлор является характерным газовым компонентом при вулканических извержениях. Действительно, хлор выделяется из магмы при ее дегазации и несомненно входит в состав глубинных магматогенных флюидов. Поэтому для оценки его истинной роли в формировании состава современных океанских гидротерм и возможности определять степень их общей минерализации необходимо знать количество или концентрацию хлора в магматогенных флюидах, что можно сделать с помощью анализа состава вулканических газоконденсатов.

Детальное изучение газоконденсатов базальтового извержения вулкана Большой Толбачик показало, что концентрация хлора в них колеблется от 23,8 до 0,7 г/кг и в среднем составляет 15,82 г/кг [Меняйлов и др., 1984], т.е. находится на уровне и даже ниже содержания хлора в нормальной морской воде (19,0–19,35 г/кг) (см. табл. 1). Приведенные данные свидетельствуют о том, что, несмотря на постоянное присутствие Cl в составе флюидной фазы магматических расплавов, эндогенный источник не может обеспечить высокую концентрацию элемента в высокоминерализованных рассолах рифтовых зон.

Более того, как следует из табл. 1, во всех изученных термальных растворах, независимо от степени их минерализации, величины отношения Na и Br к Cl меняются незначительно и в целом близки к значениям, характерным для морской воды. Причины существующих вариаций соотношений Na и Cl в океанских гидротермах рассмотрены выше. Предполагается, что главными

**Рис. 3.** Соотношение степени минерализации рассолов и рудоносности осадков глубоководных впадин Красного моря

Впадины: 1 – Суакин, 2 – Судан, 3 – Эрба, 4 – Шагара, 5 – Альбатрос, 6 – Дискавери, 7 – Атлантис-П, 8 – Вальдивия, 9 – Тетис, 10 – Неркус, 11 – Вима, 12 – Гипсум, 13 – Кебрит, 14 – Океанограф

из них являются процессы вторичного минералообразования в базальтах и фазовая дифференциация растворов.

Таким образом, высокоминерализованные воды (рассолы), развитые в отдельных гидротермально активных районах Мирового океана, генетически не связаны с разгрузкой глубинных растворов, а причиной их образования служат экзогенные факторы и прежде всего наличие в этих районах эвапоритовых толщ разного геологического возраста.

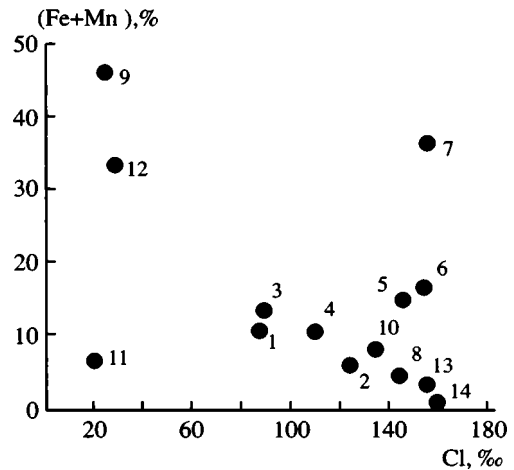
Поскольку гидротермально-осадочное рудообразование часто генетически связывается с высокоминерализованными рассолами, необходимо оценить их истинную роль в процессе рудогенеза, по крайней мере для современных гидротермальных систем.

Твердо установленный факт низкой минерализации океанских рудообразующих гидротерм уже является бесспорным доказательством отсутствия определяющей роли рассолов в гидротермальном океанском рудогенезе.

Более того, даже в единой геотермальной системе красноморского рифта при наличии там высокоминерализованных рассолов гидротермальный процесс протекает независимо от степени минерализации придонных вод. Анализ состава осадочных разрезов наглядно свидетельствует о том, что рудные илы развиты как во впадинах с рассолами (Атлантис-П, Дискавери, Эрба, Шагара и др.), так и в депрессиях, заполненных обычной морской водой (Тетис, Гипсум); вместе с тем имеются впадины, заполненные рассолами, где гидротермальная разгрузка полностью отсутствует (Океанограф).

На графике (рис. 3) показано соотношение солёности водных растворов, заполняющих впадины, и уровня металлоносности развитых там осадков (по суммарным содержаниям главных рудных элементов Fe и Mn). Очевидно полное отсутствие связи между этими параметрами.

Весьма показательной представляется еще одна деталь состава осадков красноморских впадин, а именно: высокие содержания солей только в отложениях северных впадин, дно которых сложено соленосными породами (Вима, Гипсум). Большое количество кристаллического галита в этих осадках связано, по-видимому, с просачиванием термальных вод через эвапориты дна, в результате чего гидротермы сильно минерализуются и при дальнейшей их миграции через осадочный чехол “сбрасывают” часть растворенных компонентов из пересыщенных солями растворов. Наблюдаемая особен-



ность распределения в осадках солей лишний раз подчеркивает экзогенное происхождение рассолов, а точнее – образование их при растворении эвапоритов, слагающих стенки и дно рассолоносных депрессий.

Из приведенных выше данных со всей определенностью следует, что степень минерализации термальных вод не играет решающей роли в гидротермально-осадочном рудообразующем процессе, непосредственно не влияя на формы и масштабы рудогенеза, по крайней мере в областях с океаническим типом земной коры.

Роль рассолов проявляется главным образом в создании определенных физико-химических условий минералообразующей среды, влияющих прежде всего на отложение и захоронение в осадках различных минеральных фаз рудного вещества. В частности, плотные минерализованные рассолы препятствуют проникновению в придонные слои кислорода, обеспечивая высокую сохранность гидротермальных сульфидов в пределах впадины Атлантис-II.

Добавим, что на примере базальтов хребта Хуан-де-Фука экспериментально показано, что растворы с высокой концентрацией извлекают из породы значительно меньше элементов (в том числе рудных), чем морская вода [Rosenbauer et al., 1983].

### Литература

- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Мигдисов А.А. и др. О генезисе металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 249–274.
- Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 637 с.
- Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.
- Валяшко М.Г., Власова Н.К. Устойчивость магниезальных солей в морских растворах и их геохимическое значение // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 4. С. 16–27.
- Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 338 с.
- Волков И.И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 3. С. 25–34.
- Волков И.И. Источники металлов современного железомарганцевого рудообразования в пелагиали океанов. Сообщ. 1: Марганец // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 17–40.
- Воробьев П.В. Гидротермальные изменения базальтов Срединно-Атлантического хребта (26° с.ш.) // Литогенез и рудообразование в океане. Л.: Недра, 1989. С. 7–81.
- Гричук Д.В. Ювенильная поставка вещества в гидротермы океанических рифтов // Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. С. 57–61.
- Гричук Д.В., Краснов С.Г. Об источниках рудообразующих металлов в современных гидротермах дна океана // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 123–131.
- Жарков М.А., Куриленко В.В. Эвапоритовые рассолы в геологической истории // Закономерности эволюции земной коры: Тез. Междунар. конф. СПб., 1996. С. 165.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 212 с.
- Коршунов Б.Г., Стефанюк С.Л. Введение в хлорную металлургию редких элементов. М.: Металлургия, 1970. 186 с.
- Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов коры океана // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 90–94.

- Лебедев Л.М.* О природе металлоносности кислых гидротерм аппаратов вулканов // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 22–24.
- Лисицын А.П.* Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 20–45.
- Лисицын А.П.* Биокосная система океанских гидротерм (поступление эндогенного вещества) // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 60–72.
- Лисицын А.П., Гордеев В.В., Дёмина Л.Л., Лукашин В.Н.* Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 3–29.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.* Геохимические особенности эксталяций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 234 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.* Геохимические особенности вулканических газов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 285–309.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Постэруптивный процесс // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 309–340.
- Прокопцев Г.Н., Прокопцев Н.Г.* Образование металлоносных гидротерм на дне океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 32–45.
- Рёддер Э.* Флюидные включения – реликты рудообразующих растворов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 535–577.
- Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
- Страхов В.Н.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Твалчрелидзе А.Г., Ярошевич В.З.* Генезис стратиморфных колчеданных месторождений. М.: Недра, 1981. 131 с.
- Фролова Т.И., Жарикова Э.Н., Золотарев Б.П.* и др. Магматические породы дна юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете проблемы происхождения металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 48–72.
- Хорн Р.* Морская химия. М.: Мир, 1972. 398 с.
- Bäcker H.* Metalliferous sediments of hydrothermal origin from the Red Sea // Mar. Miner. Deposits- New Results and Econ. Prospects. Proc. Clausthaler Workshops. Sept., 1982. Essen, 1982. P. 102–136.
- Bäcker H., Lange J.* Recent hydrothermal metal accumulation, products and conditions of formation // Marine minerals advances in research. Resource assessment. 1987. P. 317–336 (NATO. Asi. Ser.).
- Bäcker H., Schoell M.* New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea // Nature. Phys. Sci. 1972. Vol. 204, N 103. P. 153–158.
- Bignell R.D., Ali S.S.* Geochemistry and stratigraphy of Nereus deep, Red Sea // Geol. Jahrb. D. 1976. Bd. 17. S. 173–186.
- Bignell R.D., Cronan D.S., Tooms J.S.* Red Sea metalliferous brine precipitates // Metallogeny and plate tectonics. Geol. Assoc. of Canada. 1976. Sp. papers N 14. P. 147–179.
- Bischoff J.L., Dickson F.N.* Seawater-basalt interaction at 200 °C and 500 bars: implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 25, N 3. P. 385–398.
- Bowers T.S., Campbell A.C., Measures C.I.* et al. Chemical controls on the composition of vent fluids at 13–11° N and 21° N, East Pacific Rise // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93, N B5. P. 4522–4536.
- Bowers T.S., Taylor H.P.* An integrated chemical and stable-isotope model of the origin of mid-ocean ridge hot-spring system // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 89, N 14. P. 12583–12606.
- Brimhall G.H., Crerar D.A.* Ore fluids: magmatic to supergene: Thermodynamic modeling of geological materials: minerals, fluids and melts // Rev. Miner. 1987. Vol. 17. P. 235–322.
- Brooks R.R., Kaplan I.R., Peterson M.H.* Trace element composition of the Red Sea geothermal brine and interstitial water // Hot brine and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N.Y.: Springer, 1969. P. 180–203.
- Butterfield D.A., Massoth G.J., Mac Duff R.E.* et al. Geochemistry of hydrothermal fluids from axial seamount hydrothermal emissions study vent field Juan de Fuca Ridge: seafloor boiling and subsequent fluid rock interaction // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 12895–12921.

- Campbell A.C., Edmond J.M., Colodner D. et al. Chemistry of hydrothermal fluids from the Marian Trough back arc basin in comparison to mid-ocean ridge fluids // EOS. 1987. Vol. 68, N 44. P. 1531.
- Campbell A.C., Palmer M.R., Klinkhammer J.P. et al. Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1988. Vol. 335, N 6190. P. 514–519.
- Edmond J.M. Chemistry of the 350 °C hot spring on the crest of the East Pacific Rise at 21 °N // J. Geochim. Explor. 1983. Vol. 19, N 1/3. P. 491–492.
- Edmond J.M., Campbell A.C., Palmer M.R. et al. Preliminary report on the chemistry of hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge // Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. Vol. 67, N 44. P. 1021.
- Edmond J.M., Measures C., Mangum B. et al. On the formation of metal rich deposits at ridge crests // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 46. P. 19–30.
- Edmond J.M., Von Damm K.L. Chemistry of ridge crests hot spring // Biol. Soc. Wash. Bull. 1985. N 6. P. 43–47.
- Edmond J.M., Von Damm K.L., Mac Duff R.E., Measures C.I. Chemistry of hot spring on the East Pacific Rise and their effluent dispersal // Nature. 1982. Vol. 297. P. 187–290.
- Geyh V., Hohendorf A. The contribution of complementary 14 °C and Th/U analyses to the stratigraphy of the Red Sea sediments // Geol. Jahrb. D. 1976. Bd 17. H. 1. S. 79–91.
- Guney M., Al-Marhoun M.A., Nawab Z.A. Metalliferous sub-marine sediments of the Atlantis-II Deep, Red Sea // CIM Bull. 1988. Vol. 81, N 910. P. 33–39.
- Hackett G.P., Bischoff G.L. New data on stratigraphy, extent and geological history of the Red Sea geothermal deposits // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. P. 553–564.
- Helgeson H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267. P. 729–804.
- Humphris S.E., Thompson G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978a. Vol. 42, N 1. P. 107–125.
- Humphris S.E., Thompson G. Trace elements mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978b. Vol. 42, N 1. P. 127–136.
- Johnson Cy.J., Clark A.L. Potential of Pacific Ocean nodule, crust and sulfide mineral deposits // Natur. Resour. Forum. 1985. Vol. 9, N 3. P. 179–186.
- Krauskopf K.I. Dissolution and precipitation of silica low temperatures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1956. Vol. 10, N 1/2. P. 137–148.
- Kwak T.A.P., Brown W.M., Abeysinghe P.B., Tan T.H. Fe solubilities in very saline hydrothermal fluids: Their relation to zoning in some ore deposits // Econ. Geol. 1986. Vol. 81. P. 447–465.
- Luke G., Glyn F. Arab silver from the Red Sea mud // New Sci. 1981. Vol. 89, N 1241. P. 470–472.
- Massoth J.J., Butterfield D.A., Lupton J.E. et al. Submarine venting of phase-separated hydrothermal fluids et axial volcano Juan de Fuca Ridge // Nature. 1989. Vol. 310, N 236. P. 702–705.
- McKibben M.A., Williams A.E., Okubo S. Metamorphosed Plio-Pleistocene evaporates and the origins of hypersaline brines in the Salton Sea geothermal system, California: Fluid inclusion evidence // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 52, N 5. P. 1047–1056.
- Merlivat L., Pineau F., Javey M. Hydrothermal vents waters at 13 °N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 84, N 1. P. 100–108.
- Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53, N 3. P. 745–750.
- Michard A., Albarède F. The REE content of some hydrothermal fluids // Chem. Geol. 1986. Vol. 55. P. 51–60.
- Michard A., Albarède F., Michard G. et al. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13 °N) // Nature. 1983. Vol. 303. P. 795–797.
- Michard G., Albarède F., Michard A. et al. Chemistry of solutions from the 13 °N East Pacific Rise hydrothermal site // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67, N 3. P. 297–307.
- Nemoto T., Nayakava M., Takahshi K. et al. Report on the geological, geophysical and geochemical studies of Showashinzan Usu volcano // Geol. Surv. Jap. Rep. 1957. Vol. 170. P. 20–35.
- Rosenbauer R.J., Bischoff J.L., Radtke A.S. Hydrothermal alteration of grauwacke and basalt by 4 Molal NaCl // Econ. Geol. 1983. Vol. 78, N 8. P. 1701–1710.
- Sato T. Distribution and geological setting of the Kuroko deposits // Soc. Mining Geol. Jap. Spec. Issue. 1974. Vol. 6. P. 1–9.

- Seyfried W.E., Mottl M.J.* Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater dominated conditions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. Vol. 46. N 6. P. 985–1003.
- Thompson G.* Hydrothermal fluxes in the Ocean // *Chemi. Oceanogr.* 1983. Vol. 8. P. 271–337.
- Toth G.R.* Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 91, N 1. P. 44–54.
- Urabe T., Marumo K.* A new model for Kuroko-type deposits of Japan // *Episodes.* 1991. Vol. 14, N 3. P. 50–56.
- Von Damm K.L.* Seafloor hydrothermal activity: black smoker chemistry and chimneys // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1990. Vol. 13. P. 173–204.
- Von Damm K.L., Bischoff J.L.* Chemistry of hydrothermal solutions from the southern Juan de Fuca Ridge // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92, N B11. P. 334–346.
- Von Damm K.L., Edmond J.M., Grant B., Measures C.J.* Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21 °N, East Pacific Rise // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985a. Vol. 49, N 11. P. 2197–2220.
- Von Damm K.L., Edmond J.M., Measures C.J., Grant B.* Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985b. Vol. 49, N 11. P. 2221–2237.
- Wedepohl K.H.* Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust // *Naturwissenschaften.* 1981. Bd. 68, H. 3. S. 110–119.
- Zierenberg R.A., Shanks W.S.* Isotopic studies of epigenetic in metalliferous sediment, Atlantis-II Deep, Red Sea // *Canad. Miner.* 1988. Vol. 26. P. 737–753.

# ОСНОВЫ КОНЦЕПЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО СУБАЭРАЛЬНОГО И ШЕЛЬФОВОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ ПОТОКОВ РАЗНОЙ ПЛОТНОСТИ

## ВВЕДЕНИЕ

Концепция седиментогенеза потоков разной плотности широко используется при рассмотрении океанского турбидитового осадконакопления. Основной модели этого типа седиментогенеза является перемещение осадочного материала с высоких гипсометрических отметок на более низкие потоками повышенной плотности, нередко называемыми гравитационными или автокинетическими [Лисицин, 1988; Vouma, 1964; Kuenen, 1950]. При этом в качестве одного из возможных аналогов подобного процесса часто рассматривается движение тяжелой жидкости в водной среде.

Анализ имеющегося материала о процессах седиментогенеза на суше и в пределах гляциальных шельфов, особенно мелководных, позволяет высказать мнение о том, что близкий тип осадконакопления – по крайней мере в квартере – оказывается был достаточно широко распространен в континентальной обстановке и на названном типе шельфа. В связи с этим мы сочли необходимым подобный тип осадконакопления выделить в качестве субэрального и шельфового “турбидитового” седиментогенеза.

Что касается квартера и более древних гляциальных эпох – существенную роль в появлении подобного типа седиментогенеза, как будет показано ниже, имели ледниковые щиты как на платформах, так и в областях орогенеза. Таким образом, процессы осадконакопления, связанные с автокинетическими или гравитационными потоками, оказываются достаточно широко распространенными на суше, являющейся в широком смысле областью мобилизации вещества, поставляемого в конечные водоемы стока – океаны и моря. Именно поэтому они представляют интерес с позиций дальнейшей разработки общей теории седиментогенеза.

Главнейшей особенностью автокинетических процессов является перенос и аккумуляция материала в ходе пластического, пастообразного или жидкотекучего состояния. Это весьма специфические процессы. Они принципиально отличаются от привычных осадочных процессов, и поэтому представляется возможным выделить их в особый тип гравитационного или автокинетического осадконакопления. При этом часть из них оказывается нацело связанной с этим типом седиментогенеза, а в ряде других континентальных отложений подобные процессы осадконакопления проявляются лишь частично при достижении определенных условий.

Рассмотрение проявлений данного типа седиментогенеза на суше и в пределах гляциальных шельфов влечет за собой переосмысливание многих традиционных седиментологических представлений.



Конечно, в настоящей статье имеется определенная ограниченность содержания, поскольку все внимание сосредоточено лишь на некоторых типах отложений четвертичного возраста.

## **ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, СПОСОБСТВУЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЮ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОТОКОВ ПОВЫШЕННОЙ ПЛОТНОСТИ**

Возникновение гравитационных потоков повышенной плотности происходит под воздействием нескольких факторов, которые могут как усиливать, так и уменьшать интенсивность склоновых процессов. По существу, склоны, с которых транспортируется осадочный материал, питающий гравитационные потоки, являются областью мобилизации материала.

Ниже кратко рассмотрены основные факторы, особенно характерные для квартера.

1. Геоморфологический, отражающий перепад высот и гипсометрические различия разного масштаба. Этот фактор имеет особенно важное значение в орогенных областях, но оказывается достаточно широко распространенным и в пределах платформ, на территории которых гипсометрия рельефа является принципиально иной<sup>1</sup>. В целом, геоморфологический фактор способствует гравитационному перемещению осадочного материала с высоких гипсометрических уровней на более низкие. При этом важно отметить, что интенсивность склоновых процессов (имеются в виду собственно гравитационные образования – оползни, осыпи, обвалы, оплывины, лавины и т.д.) в разных геодинамических, климатических и гидрогеологических обстановках оказывается различной. Так, например, оползни почти отсутствуют в криозоне, хотя здесь широкое распространение получают солифлюкция, оплывины, абразионные блоковые обвалы, а в пределах выходов скальных пород благодаря морозному выветриванию обильно распространены осыпи.

В орогенных областях гравитационное перемещение материала нередко связано с геодинамическими процессами, в ходе воздействия которых образуются олистолиты и олистостромы. В этих же областях интенсивность склоновых процессов нередко связана с проявлениями сейсмичности, а также с климатическим фактором.

2. Климатический фактор, как в настоящее время, так и в квартере, оказывал и оказывает очень выразительное влияние в целом на экзогенные процессы в субаэральной обстановке. Изменения климата обуславливают возникновение и исчезновение оледенений, являющихся не только характерной особенностью четвертичного периода, но и создающих совершенно особый тип седиментогенеза, который нацело отсутствует в субмаринной обстановке. Главным отличием ледового типа седиментогенеза является наличие специфических типов движения льда, с которыми связано ледниковое осадконакоп-

<sup>1</sup> В ледниковое время в перигляциальной зоне материковых оледенений за счет мощных ледниковых покровов гипсометрические различия даже в пределах платформ оказывались значительными.

ление. Обычно выделяется три типа движения льда: послойно-пластическое, по плоскостям внутренних сколов и глыбовое скольжение по ледниковому ложу. Все упомянутые три типа движения льда формируют гравитационные потоки, движущиеся на обширной территории в ледовой среде благодаря значительным градиентам давления и физическим свойствам глетчерного льда.

С первым типом связано формирование донных морен материковых оледенений, со вторым – перестройка и нагромождение чешуй отложенного моренного пласта, а также, частично, интенсивное включение крупных блоков (гляциошарьяжей) пород ложа в его строение (чешуйчатые и конечные морены). Наконец, третий тип провоцирует глыбовый сход ледовых лавин, с которым нередко бывают связаны экологические катастрофы. В настоящее время подобные процессы характерны для некоторых горных ледников, редко наблюдаются в Гренландии, а также геологическими критериями устанавливаются в краевой части последнего ледникового покрова Русской равнины.

Специфичность процесса ледового типа седиментогенеза состоит в том, что захват материала, его транспортировка и отложение – почти одновременные процессы. Более того, преобразование мореносодержащего льда в отложенную морену происходит под движущимся льдом, а осадконакопление – при постоянном воздействии значительного стресса. Последний оказывает существенное воздействие как на транспортируемый, так и на откладываемый материал [Лаврушин, 1976]. При этом, как было обнаружено при изучении морен, в процессе их формирования имитируются некоторые явления катаклизического метаморфизма. Это проявляется не только в макростроении, например, донных морен, но и в минеральных преобразованиях. В целом можно констатировать, что основная морена занимает промежуточное положение между чисто осадочными и метаморфическими породами, ее накопление сопровождается конседиментационным гляциокатаклизическим метаморфизмом. В этом процесс формирования основных морен существенно отличается от осадочного процесса, свойственного как водной среде, так и субаэральным обстановкам.

В стадию деградации оледенений в краевой части ледяного массива происходит образование мощных гравитационных потоков разной плотности. В водной среде с ними связано накопление толщ флювиогляциальных отложений, перигляциального аллювия и озерно-ледниковых отложений приледниковых водоемов.

С климатическим фактором связано также изменение интенсивности склоновых процессов на переходе от оледенения (стадиала) к межледниковью (межстадиалу), и наоборот.

Широко распространены в континентальных четвертичных отложениях проявления вязкопластического (пластообразного) течения поверхностных отложений. Комплекс отложений, образующихся в ходе вязкопластического течения материала, в своей основе имеет климатогенную и гравитационную природу. С данным типом течения связано формирование солифлюкционных отложений. Образование последних связано с уменьшением прочности пород на границе деятельного и мерзлотного слоев. В результате при повышении влажности деятельного слоя под воздействием гравитации происхо-

дит его отрыв от многолетнемерзлого слоя, что способствует образованию вязкопластического течения увлажненного грунта.

Вязкопластическое течение поверхностных отложений широко распространено также в гумидных и семиаридных областях, где с ним связано формирование делювия.

В горных районах вязкопластическое пластообразное течение материала способствует возникновению связанных селей.

3. Следующий фактор, на котором необходимо остановиться, – это экстремивно-эксплозивный вулканизм. В районах проявления последнего нередко происходит выпадение раскаленной пирокластики на лед и снег, что способствует образованию катастрофических лахаровых потоков.

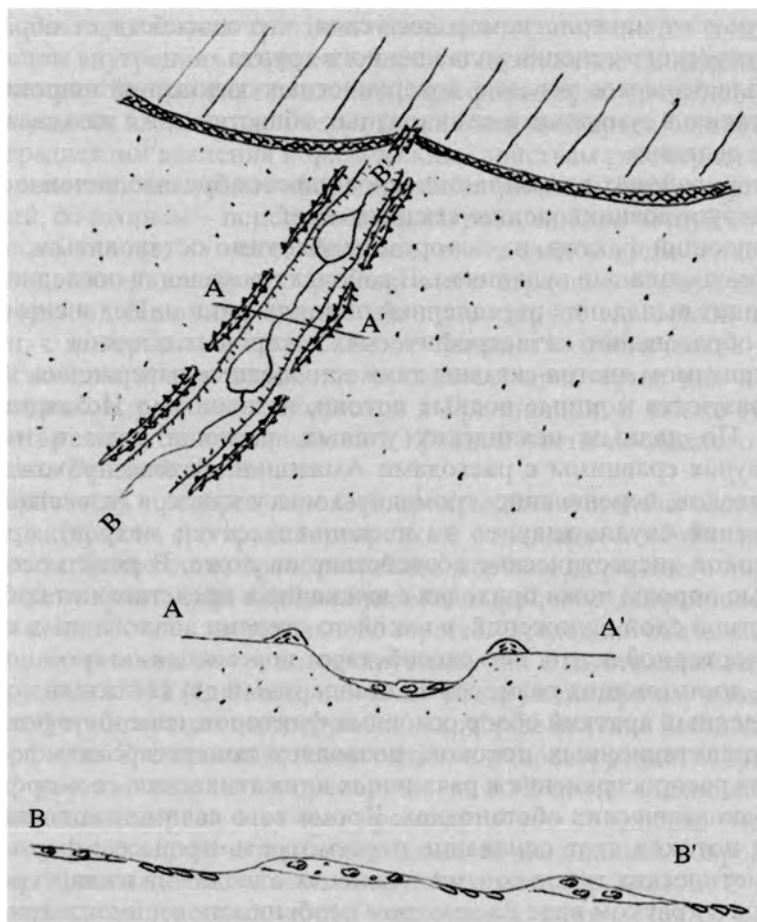
С вулканизмом иногда связаны также подледные извержения, в ходе которых образуются мощные водные потоки, названные в Исландии ёкудль-хлаупами. По данным исландских ученых, расходы воды в некоторых ёкудль-хлаупах сравнимы с расходами Амазонки. В ходе прохождения подобных потоков, переносящих громадную массу наносов (известны мощности отложений ёкудль-хлаупов до нескольких сотен метров), происходит очень высокое энергетическое воздействие на ложе. В результате осадочные рыхлые породы ложа приходят в движение и представляют собой высокоплотностной слой отложений, в какой-то степени аналогичных конвейерной транспортерной ленте. Это способствует перемещению громадных глыб базальтов, достигающих размеров со стандартный двухэтажный дом.

Приведенный краткий обзор основных факторов, способствующих образованию гравитационных потоков, позволяет констатировать достаточно широкое их распространение в различных климатических, геоморфологических и геодинамических обстановках. Кроме того седиментационная специфика этих потоков дает основание пересмотреть процессы формирования многих генетических типов континентальных отложений в квартере. Поэтому ниже мы в кратком виде рассмотрим особенности седиментогенеза некоторых из них с позиций субаэрального “турбидитового” осадконакопления.

### **РОЛЬ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПЛОТНОСТНЫХ ПОТОКОВ В НАКОПЛЕНИИ НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

В настоящем разделе излагается лишь несколько примеров, на основе которых рассматривается роль гравитационных потоков в накоплении некоторых генетических типов континентальных отложений. Это позволяет принципиально по-новому рассмотреть процесс их седиментогенеза.

Как отмечалось выше, одной из специфических особенностей четвертичного периода является распространение в высокоширотных и умеренных областях покровных оледенений. В стадию деградации их происходит образование мощных толщ флювиогляциальных отложений, перигляциального аллювия и своеобразных озерно-ледниковых, а также ледниково-морских отложений на мелководных гляциальных шельфах.



**Рис. 1.** Эрозионный канал стока линейного спиллвея вблизи краевой морены последнего оледенения (север Архангельской области)

Пояснение см. в тексте

Изучение флювиогляциальных отложений в областях современного оледенения (Гренландия, Исландия, Шпицберген) показало, что в зоне их распространения нередко встречаются гряды, окаймляющие русла водных потоков. Эти гряды обычно сложены крупновалунным материалом. Высота их достигает 1,0–1,5 м при протяженности в несколько десятков метров. Образование этих гряд связано с прохождением по руслу гляциоселя (одной из разновидностей спиллвея) – перегруженного обломочным материалом водокаменного потока. При этом в латеральной части потока, где скорости течения потока меньше, происходит нагромождение описанных гряд. Наоборот, в стрежневой части потока – скорости течения существенно выше и весь, даже крупный, материал проносится дальше (рис. 1).

Очевидно, что при анализе строения плейстоценовых флювиогляциальных отложений необходимо иметь в виду возможность появления среди них подобного типа образований. Более того, описанные гряды или в погребенном состоянии скопления крупновалунного материала можно рассматривать как фацию гляциоселя, достаточно широко распространенные отложения, накапливающиеся в сравнительно небольшом удалении от гряд краевых морен. В Южной Исландии, например, в поле распространения флювиогляциальных отложений встречаются озоподобные гряды, которые многими исследователями, только исходя из морфологического облика, принимаются за типичные озы. В качестве альтернативной точки зрения можно высказать предположение о том, что эти гряды представляют собой латеральные нагромождения материала водокаменными потоками, возникавшими вследствие подледных извержений, столь характерных для Исландии. В правомочности подобного представления убеждает нас то, что формы рельефа как бы “утопают” в песчаной ёкудльхлаупфлювиогляциальной равнине, часто не обнаруживая при этом какой-либо видимой связи с моренами.

В невулканических областях плейстоценового материкового оледенения среди широко распространенных флювиогляциальных отложений имеются отложения, которые можно связать с водными потоками, тоже имевшими повышенную плотность. В этом отношении мы ограничимся лишь двумя примерами. Первый из них – это зандровые отложения. Детальные исследования текстурных особенностей строения зандров, проведенные в Прибалтике и в Центральных районах Русской равнины, показали, что среди них (помимо гляциоселей) выделяются две толщи. В нижней преобладают горизонтально-слоистые, плохо сортированные пески, отнесенные А.П. Миколаускасом [1978] к так называемой плоской фазе седиментации. Им свойственно наличие “плавающих” в песке отдельных галек, иногда сконцентрированных в “цепочки”. Разнородность гранулометрического состава, горизонтальная слоистость, позволяют предполагать, что водный поток был перегружен наносами. Плотность потока наносов была, видимо, достаточной для переноса галек во взвешенном состоянии. Преобладание в толще горизонтальной или слабонаклонной слоистости, с нашей точки зрения, свидетельствует о том, что главным фактором осадконакопления послужило не турбулентное, а ламинарное течение. Не исключено также, что под воздействием этого типа течения в потоке, несущем взвешенный материал, происходила дифференциация материала по плотности, что способствовало возникновению в процессе седиментации горизонтальной слоистости.

Для нижней части толщи флювиогляциальных отложений характерны мощные пачки неслоистых песчаных отложений, которые по своему внешнему виду близки к “зерновым” потокам. Подобного типа отложения можно рассматривать как фацию потока, перегруженного достаточно однородным в гранулометрическом отношении песчаным материалом, который имеет пастообразную консистенцию. Возможно, что фация “зерновых” отложений характеризует периферическую часть водопесчаного селя.

Остается добавить два момента.

Первый из них связан с тем, что иногда в отложениях талых водных потоков обнаруживаются во взвешенном состоянии достаточно крупные валуны, находящиеся во “взвешенном состоянии”. Это явление было описано Г.В. Холмовым [1988] в качестве одной из особенностей нижнегоряинского и новохоперского аллювия Прадона, что позволяет рассматривать его как отложение высокоплотностного потока, связанного с древнейшими оледенениями Русской равнины.

Второй момент свойствен верхней части толщи флювиогляциальных отложений, которая иногда залегает в виде достаточно протяженного пласта или достаточно крупных линз песчаного материала. Для этой части толщи флювиогляциальных отложений характерна большая гамма типов косой слоистости, обычно типичных для дюнной формы волочения материала в придонной части водного потока и отражающая турбулентный тип течения водного потока. Эта толща рассматривается нами как отложения аллювия мелких потоков, текущих по флювиогляциальной равнине в значительном удалении от края ледникового покрова.

Таким образом, признание достаточной плотности флювиогляциальных потоков позволяет рассматривать их осадконакопление с принципиально иных позиций. В этом отношении седиментогенез флювиогляциальных отложений практически оказывается не связанным с турбулентным течением, свойственным накоплению как современного, так и межледникового аллювия, например, умеренной зоны (табл. 1). Вероятно, это явилось одной из причин неудач при создании принципиальной схемы строения флювиогляциальных отложений и разработки общей седиментологической концепции их образования (рис. 2, см. табл. 2). По нашим представлениям, последняя может быть создана лишь при признании значительной плотности придонных частей потоков с постоянно меняющейся интенсивностью абляции и значительной ролью в процессах осадконакопления ламинарного течения, водно-песчаных и водно-каменных селей и, наконец, дельтовых отложений. Последние в настоящей статье лишь упоминаются, но не рассматриваются, поскольку требуют специального подхода.

Для получения реальных представлений о транспортирующей способности флювиогляциальных потоков, можно сослаться на данные, полученные вблизи небольших ледников в Норвегии. Здесь установлено, что максимальное содержание транспортируемых наносов, несколько предшествующее максимальному расходу воды, может превышать 20 000 кг/ч [Ostrem, 1975].

Что касается упоминавшегося выше перигляциального аллювия, то характерной особенностью его строения является наличие в толще этих образований отложений руслового аллювия, небольших протоков, а также старичного аллювия [Лаврушин, 1963]. Отсутствие пойменного аллювия достаточно однозначно свидетельствует о том, что водный поток не выходил за пределы интенсивно бифуркируемого русла. Следующей особенностью руслового аллювия является преобладание в нем горизонтальной слоистости и лишь в редких случаях можно наблюдать отдельные маломощные линзы с косой диагональной слоистостью. Горизонтальная слоистость свидетельствует, с нашей точки зрения, о преобладании в руслах ламинарного типа те-

**Таблица 1.** Генетическая классификация водно-ледниковых отложений

Группа фаций	Фации и субфации
Отложений плотностных потоков флювиогляциальных равнин	<p>Отложения фации спиллвеев (гляциоселей): конусообразные нагромождения валунного материала, связанные с неоднократным спуском эфемерно возникающих небольших приледниковых водоемов</p> <p>Отложения, связанные с линейно вытянутыми крупными каналами выпаживания, образованными катастрофическим спуском вод приледниковых водоемов</p> <p>Отложения фации гляциозерновых потоков – плохо сортированные неслоистые толщи песков</p> <p>Отложения фации ламинарного течения с начальной формой внутренней плотностной дифференциации – преимущественно толщи плохо сортированных песков с горизонтальной наложенностью (фация "скольжения" потока наносов по ложу)</p> <p>Отложения фации ламинарного течения с четкой внутренней плотностной дифференциацией между подошвенной и вышележащими частями потока. Представлены толщей горизонтально-слоистых песков с базальным песчано-галечным скоплением ("ковер волочения") в основании</p>
Перигляциального аллювия	<p>Отложения крупных русел с преобладающей горизонтальной слоистостью</p> <p>Отложения мелких проток</p> <p>Отложения стариц</p>
Русловых потоков аллювиального седиментогенеза (низкоплотностных потоков)	Отложения фации русловых потоков аллювиального типа
Дельтовых отложений	Отложения фаций наземных и подводных дельт
Эоловых отложений	<p>Отложения фаций аккумулятивных эоловых образований</p> <p>Отложения фаций дефляционных эоловых процессов</p>

чения, а Г.И. Горецкий [1958] рассматривал эти образования даже как отложения проточных озер. Судя по редким линзам с косою слоистостью, турбулентное течение при формировании подобного аллювия играло незначительную роль и возникновение его было кратковременным.

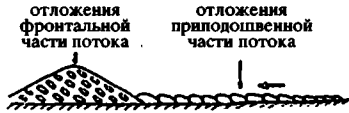
Преобладание ламинарного течения свидетельствует о значительном количестве взвешенных наносов и высокой плотности потока, который может быть отнесен к автокинетическим гравитационным потокам.

Необходимо отметить, что в определенных условиях геологические следы проявления суспензионно-мутьевых потоков фиксируются также в аллювии равнинных рек Субарктики. В какой-то степени близкий аналог подоб-

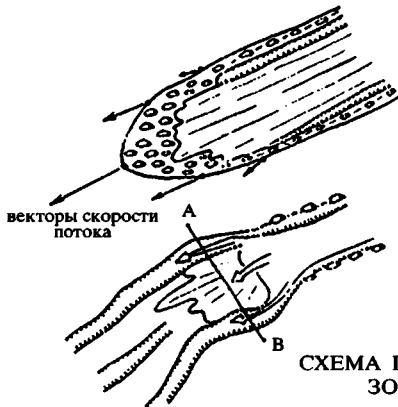
### ОСНОВНЫЕ ЧАСТИ ВОДОКАМЕННОГО ПОТОКА В ПРОДОЛЬНОМ ПРОФИЛЕ



#### ОСНОВНЫЕ ФАЦИИ В ПРОДОЛЬНОМ ПРОФИЛЕ ПОТОКА



#### ФАЗА АКТИВНОГО ДВИЖЕНИЯ ВОДОКАМЕННОГО ПОТОКА



#### ОСНОВНЫЕ ФАЦИИ В ПОПЕРЕЧНОМ ПРОФИЛЕ ПОТОКА



#### ЭПИЮРА СКОРОСТЕЙ ДВИЖЕНИЯ ПОТОКА В ВЕРТИКАЛЬНОМ ПРОФИЛЕ В МОМЕНТ АКТИВНОГО ЕГО ДВИЖЕНИЯ



#### СХЕМА ПРОСТРАНСТВЕННОГО ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ЗОН ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗАНДРОВОЙ РАВНИНЫ



I. Зона накопления отложений максимальных и умеренных паводков водокаменных потоков.

II. Зона преимущественно канальных и водокаменных потоков. Высокая динамичность перестройки каналов.

III. Зона интенсивной боковой эрозии – русловые отложения, интенсивно обогащенные перлювием. Руслу собираются в единое. Много сухих русел.

IV. Зона наземной дельты.

V. Подводная дельта.

**Рис. 2.** Строение отложений водокаменных потоков вблизи современного ледника (Шпицберген) и пространственное взаимоотношение зон осадконакопления на зандре



**Таблица 2.** Генетические типы верхневалдайских гляциоморских отложений сейсмоакустического подразделения II (ССК II) в восточной части Баренцева моря (по: [Эпштейн, Лаврушин, 2003])

Генетические типы отложений		Присутствие в разных типах разреза ССК II	
		южный тип	северный тип
Гляциотурбидиты	Гляциосуспензиты	Доминируют	Развиты широко
	Осадки высокоплотностных потоков	Встречаются редко	Развиты широко
Отложения гляциальных грязевых оплывин (потоков)		Встречаются часто	Развиты локально
Айсбергово-морские осадки			Встречаются редко
Субмаринные флювиогляциальные отложения приледниковых конусов выноса		Развиты в виде крупных ареалов	

ных отложений имеется в аллювии низовьев Индигирки. Во время половодья эта река переносит огромное количество взвешенных наносов. Этот поток движется как тяжелая жидкость во вмещающей его воде и, по сути, является также автокинетическим потоком. Образующаяся при этом слоистость отражает, видимо, внутреннюю пульсирующую неоднородность как скорости движения потока наносов, так и меняющегося в связи с этим количества взвешенного материала [Лаврушин, 1963].

Наконец, в завершение рассмотрения отложений приледниковой зоны, необходимо очень кратко остановиться на озерно-ледниковых и ледниково-морских отложениях (последние рассматриваются на примере мелководных гляциальных шельфов – севера Европейской России и Канады). Эти типы отложений формируются благодаря наличию в водоемах, соседствующих с краем ледника, суспензионно-мутевых потоков, впадающих в первом случае в пресноводный водоем, а во втором – в солонатоводный. В обоих случаях рассматриваемые отложения представлены так называемыми ленточными глинами.

В строении ленточных глин участвуют два элементарных литологических слоя. В основании имеется слой мелкого алеврита, а в верхней части – слой пелита. Это послужило поводом для многих исследователей рассматривать каждую пару слоев как годичный цикл осадконакопления. При этом алевритовые слои обычно относились к летним, а пелитовые – к зимним. Таким образом, важнейшей особенностью строения толщи является четко выраженная градационная слоистость. Иногда в разрезах можно наблюдать, как алевритовые слои срезают нижележащие пелитовые. Установлены также пространственные закономерности в мощности слоев разного материала, что может быть связано с изменениями расстояний от источника поступления наносов в бассейн осадконакопления.

По представлениям ряда исследователей, образование ленточных гляциоритмов связано с поступлением в озерные приледниковые водоемы суспензионных потоков ледниковой мути (особенно значительных вследствие усиления абляции в летнее время), которые растекаются в придонной толще воды как тяжелая жидкость. Отмеченное выше наблюдавшееся иногда срезающие глинистых слойков позволяет говорить о достаточно активной эрозионной способности суспензионных потоков в придонной толще воды. Формирование глинистых слойков связывается, как отмечалось, обычно с зимним временем, когда происходит затухание абляции.

Необходимо отметить, что в целом механизм накопления ленточных глин сопоставляется с турбидитовыми потоками вещества, т.е. речь опять идет о формировании отложений вод воздействием процессов, свойственных автокинетическому осадконакоплению. В ходе перемещения подобного гляциосуспензита в силу разных скоростей движения по вертикали можно допустить, что внутри его может происходить расслоение материала по гранулометрии, что способствует возникновению ритмичной слоистости. Это подтверждается также экспериментальными исследованиями суспензионных потоков, в которых обнаруживается четкое гранулометрическая расслоенность, которая и является одной из причин формируемых отложений. При этом соотношение мощностей гранулометрически разных слоев зависит от плотности потока. С высокоплотными потоками мощность зернистых слойков, как правило, больше мощности глинистых [Кюнен, 1969]. С этих позиций объясняется формирование гляциотурбидитов суспензионного типа в фьордах Скандинавии и Шпицбергена [Elerhoi et al., 1983, 1989].

Вблизи ледникового края последнего оледенения в центре Баренцева моря с высокоплотными потоками связано формирование гляциотурбидитов иного типа (см. табл. 2). В этом случае в толще глинистых или мелкоалевритовых отложений имеются скопления глинистых окатышей, иногда сконцентрированных в маломощные прослойки, а иногда распределенных без видимой закономерности [Лаврушин, Чистякова, 1988]. При этом возникновение окатышей связывается с разрывом мореносодержащего льда, а возраст образующего их глинистого материала – верхнемеловой. Как показано, в данном случае совершенно необязательно относить каждую пару слойков к годичным. Подобный подход частично подтверждается тем, что в некоторых современных неледниковых озерах ленточного типа слоистость образуется в настоящее время. В этом отношении чрезвычайно важные наблюдения были сделаны над ритмичными осадками в оз. Валлензе в Швейцарии. Это не ледниковое озеро, хотя современные осадки являются по своему типу типичными варвами, образование которых связано с прохождением небольших мутьевых потоков, обусловленных паводками впадающей в озеро р. Линт.

Теперь несколько замечаний о гляциоритмах, накапливающихся в депрессиях дна моря и, возможно, в ледовых заливах в краевой части последнего ледникового покрова на мелководном шельфе в юго-восточной части Баренцева моря, а также на Мурманской банке. В отличие от “пресноводных” гляциоритмов, в подобных образованиях Баренцева моря иногда встречаются маломощные прослойки гляциотурбидитовых образований, пред-

ставленные мореноподобными суглинками, содержащими кластический материал. Появление их связывается нами с кратковременной осцилляцией края ледника, с которого сплывал абляционный моренный материал.

Наконец, необходимо отметить еще одну важную седиментологическую особенность этапа последнего позднеледниковья. Ритмично-слоистые лентчоподобные отложения формируются в это время также вне связи с ледниковыми щитами. В данном случае речь идет о раннехвалынских отложениях Каспийского моря, развитых на обширной территории Северного Прикаспия. Их формирование мы также объясняем суспензионно-мутьевыми потоками, возникшими в результате высокой динамичности колебаний уровня моря раннехвалынской трансгрессии, которая вызывала интенсивную абразию берегов, сложенных глинистыми породами. Кроме того, в это же время происходил активный вынос глинистого материала по овражной сети и склонам в морской бассейн, что также способствовало образованию плотностных потоков. Об интенсивности склоновых процессов в это время можно судить по нашим наблюдениям в бассейне Верхнего Дона. В этом районе (пространственно не имеющим какой-либо связи с оледенением) в позднеледниковье материал, сносимый со склонов и выносимый из оврагов и балок, нередко перегораживал русла небольших рек и образовывал эфемерно существовавшие подпруженные водоемы.

Ритмичнослоистые отложения формировались также на склонах [Лаврушин, 1965].

Завершая рассмотрение данных образований, можно сделать вывод о том, что в позднеледниковье последнего оледенения на обширных равнинных пространствах Европейской России, Польши создались благоприятные условия для накопления полигенетичных ритмично-слоистых отложений, которые характеризуют определенный седиментологический этап в накоплении четвертичных отложений.

“Морские” гляциоритмы, как отмечалось, являются одной из фаций ледниково-морских отложений, они не содержат какой-либо инситной морской биоты. На некоторых участках моря мощность этих гляциоритмов достигает 70 м, а время накопления их оценивается в 2–2,5 тыс. лет. Это однозначно свидетельствует о лавинной скорости осадконакопления подобных образований.

Рассмотрим теперь эффект влияния вязкопластического пластообразного течения на формирование некоторых генетических типов континентальных отложений. Подобный тип гравитационного перемещения поверхностного рыхлого материала достаточно широко распространен в краевых областях материковых оледенений, в современной криолитозоне, в перигляциальных областях, в зонах активного вулканизма, а также в орогенных областях с высокой энергией рельефа. Перечисленное позволяет говорить о том, что комплекс отложений, формирующийся при пастообразном течении материала, имеет в своей основе как климатогенную, так и аклиматогенную природу. С подобным типом течения связаны абляционные морены, солифлюкционные отложения, частично, лёссовидные и так называемые покровные отложения, а также делювий, пролювий, горный аллювий, а в пределах платформенных областей – овражно-обломочные накопления и их конуса выноса.

В горных районах пластообразное течение материала свойственно главным образом связным селям, играющим значительную роль в строении пролювия и горного аллювия. Возникновение селей обусловлено наличием продуктов разрушения горных пород, достаточного количества воды и рельефом [Флейшман, 1978]. Основной транспортирующей средой является присутствие воды, способствующей образованию водно-грунтовой суспензии или высоковязкой глинистой пасты. Среди селей по количественному содержанию воды и продуктов разрушения горных пород и их типов выделяют следующие типы: водно-каменные, водно-песчаные, грязевые, грязекаменные, водно-снежно-каменные.

Отложения связных селей представляют собой суглинистую массу, переполненную обломками горных пород; плотность этих образований может достигать 2,3 кг/м<sup>3</sup>, т.е. оказывается близкой к донным моренам материковых оледенений, накопление которых происходило в условиях стресса под движущимся ледником. В днищах горных рек, как известно, сели образуют мощные нагромождения в виде валообразных гряд, ориентированных чаще всего вдоль русла рек. По выходе из гор на прилежащую к ним равнину или внутригорную депрессию сели участвуют в процессе формирования пролювиальных конусов и шлейфов. В долинах горных рек в строении террас отложения селей играют значительную роль и, по мнению А.В. Кожевникова [1966], заслуживают выделения в качестве особой фации горного аллювия. Подобное представление имело важное значение, поскольку при изучении горного аллювия используется значительная часть терминологии, применяемой при изучении аллювия равнинных рек [Кожевников, 1966; Чистяков, 1978]. Вместе с тем, формирование горного аллювия имеет ряд своих принципиальных особенностей.

При изучении горного аллювия четко выделяется несколько типов отложений, выявляющих его индивидуальность. Наиболее простой из них – это единичные крупные глыбы или их скопления, представляющие собой обвальные отложения или фацию обвалов (коллювий). В горных ущельях с крутыми склонами подобного типа образования – явление достаточно частое.

Далее, среди толщ горного аллювия нередко встречаются отложения связных селей, о которых говорилось выше. В ряде разрезов можно наблюдать черепитчатую укладку валунов и галек, с почти поперечной или диагональной ориентировкой длинных осей обломочного материала по отношению к направлению течения водного потока. Эти отложения нами рассматриваются как отложения фации водокаменного селя на этапе снижения скорости течения.

Как известно, в горных реках во время паводков образуется так называемый “активный слой русла”, представляющий собой слой подвижных донных наносов, состоящий из грубого валунно-галечного материала. На спаде половодья в перегруженном наносами потоке начинает преобладать ламинарное течение, что способствует возникновению в вертикальном разрезе послонной его дифференциации. С нашей точки зрения, этот момент является начальной фазой преобразования ориентировки обломочного материала. Мы допускаем, что нижняя часть движущегося слоя наносов благодаря тре-

нию о ложе останавливается. Продолжающийся двигаться вышележащий слой оказывает сдвиговое воздействие на остановившийся слой галечно-валунного материала, в результате происходит надвигание галек или валунов друг на друга и образование в конце концов черепитчатой укладки. При этом начинает оказывать воздействие на слой обломочного материала разная скорость элементарных струй ламинарного течения. Струи этого течения, расположенные дальше от берега и имеющие большую скорость, способствуют возникновению поперечной или диагональной по отношению к потоку ориентировки длинных осей обломочного материала.

Последний описанный вариант возникновения ориентировки длинных осей валунов и галек возможно в дальнейшем потребует своего уточнения. Не исключено, например, что черепитчатая структура рассматриваемой фации горного аллювия сопровождается одновременным разворотом длинных осей валунов и гальки. Но отмеченная роль элементарных струй ламинарного течения и в этом случае остается значительной.

Изложенные особенности отложений руслового аллювия горных рек необъяснимы с позиций признания поперечной циркуляции водных струй и могут быть объяснены только жидкотекучим состоянием потока наносов, приближающегося по своим параметрам к несвязным селям. С этой точки зрения находит более ясное толкование многорукавный характер русел горных рек в межгорных депрессиях, в которые на выходе из гор в связи с резким изменением уклона продольного профиля происходит сброс несомого материала, нагромождение его в виде валов, отделяющих отдельные протоки друг от друга.

Подобного типа обстановка осадконакопления, с нашей точки зрения, заслуживает выделения в особую фацию отложений горного аллювия, которую условно можно назвать фацией лавинного сброса несомого водным потоком обломочного материала.

Необходимо лишь напомнить, что, в отличие от прирусловых валов равнинных рек, образующихся в ходе турбулентного течения водного потока, продольные прирусловые валы горных рек, даже в пределах расширения долин, как отмечалось выше, генетически связаны с принципиально иным механизмом. Суть последнего состоит в том, что в латеральных частях селевых потоков меньше скорости и происходит более быстрое нагромождение материала.

Наконец, следует остановиться на межennom состоянии водного потока. В связи с малым содержанием в потоке переносимых наносов значительную роль начинает играть турбулентное течение, характерной особенностью которого является поперечная циркуляция водных струй, и в это время формируется аллювий по гидродинамическим законам русловых потоков, детально описанных для равнинных рек [Шанцер, 1951]. Таким образом, горный аллювий в генетическом плане представляет собой сложное образование, состоящее как из отложений разной плотности автокинетических потоков, так и из собственно аллювиальных образований в узком понимании этого термина. При этом, основная часть аккумулируемого материала в руслах горных рек связана с его сгруживанием из латеральных частей автокинетических потоков и частичным его перераспределением в межень.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный выше материал позволяет сделать некоторые обобщения, которые имеют определенное значение для дальнейшей разработки теории континентального седиментогенеза. Прежде всего, устанавливается достаточно значительная роль автокинетического осадконакопления при формировании континентальных отложений, наиболее выразительные формы которого представлены в виде пластического, различной плотности пастообразного, разжиженного и суспензионного перемещений осадочного материала, которые сопровождаются зарождением и формированием нового вещества. Вместе с тем, роль автокинетического осадконакопления в формировании различных генетических типов оказывается неодинаковой. Как было показано, некоторые генетические типы практически нацело сформированы процессами пластического течения. В особенности это относится к донным моренам и к склоновым отложениям. Вязкопластическое течение материала пластообразных грязевых потоков обусловлено накоплением абляционных морен, солифлюкционных отложений, связанных селей, частично пролювия и делювия, некоторых типов оползней. Аккумуляция всех указанных образований в своей основе подчинена высокоплотностным потокам вещества. Для низкоплотностных автокинетических потоков характерно перемещение вещества в виде жидкостно-текучего состояния. Это активно движущийся материал в руслах горных рек; зерновые потоки, возникающие при формировании флювиогляциальных отложений; суспензионные потоки, движущиеся подобно тяжелой жидкости в воде и характерные как для перигляциального аллювия, так и для озерно-ледниковых отложений.

Как ясно из изложенного, по пространственному распространению автокинетического осадконакопления может быть ареальным, линейным или локальным. Одновременно встает вопрос о длительности проявления процессов автокинетического осадконакопления. Она оказывается достаточно разнородной. Известно, что, например, длительность последнего оледенения оценивается примерно в 10 000 лет. Это значит, что накопление ледниковых отложений на достаточно значительных пространствах суши, которые формировались главным образом в ходе пластического и вязкопластического течения, продолжалось значительное время. Как ясно из изложенного, имеются осадочные образования, распространенные ареально, длительность распространения которых составляет всего 2–2,5 тыс. лет, но имеющих лавинные скорости осадконакопления в ходе автокинетических процессов. В то же время, имеются образования, накопление которых с геологической точки зрения происходит практически мгновенно. В данном случае, речь может идти о потоковых оползнях, селях. Наконец, можно говорить о сезонных проявлениях автокинетического осадконакопления, с которыми связано накопление пролювия, горного аллювия, перигляциального аллювия, солифлюкционных отложений и некоторых других типов отложений.

Таким образом, в таксономическо-временном плане выделяется три группы образований: длительно и относительно кратковременно формиру-

ющиеся, сезонные и мгновенно-катастрофические. Вместе с тем, приведенный материал показывает, что в истории плейстоцена прослеживается определенная ритмичность интенсивности проявления автокинетического осадконакопления, выражающаяся в том, что в холодные ледниковые и межстадиальные этапы рассматриваемые процессы проявлялись наиболее интенсивно. В какой-то степени условно эти этапы можно именовать этапами преобладающего автокинетического осадконакопления, хотя этот процесс ограниченно свойствен ряду генетических типов континентальных отложений и в современных климатических обстановках.

Наконец, необходимо обратить внимание еще на один момент. В частности, речь идет о внутренней ритмичности процесса автокинетического осадконакопления. В особенности это может быть четко выражено, например, в строении горного аллювия, в котором поверх связанных селевых отложений могут формироваться несвязные селевые образования (активно движущийся слой донных наносов) которые, в свою очередь, оказываются перекрытыми осадками межленного уровня. Подобное трехчленное строение горного аллювия отражает полный идеальный цикл осадконакопления, который далеко не всегда оказывается выдержанным, благодаря лишь только периодическому возникновению в долинах связанных селей. Более характерным типом отложений, отражающих внутреннюю ритмичность автокинетического осадконакопления, являются гляциоритмиты приледниковых водоемов. Вместе с тем, отложения связанных селей не обнаруживают какой-либо внутренней цикличности. Таким образом, отложения, связанные с автокинетическим осадконакоплением на суше, могут быть совершенно разнородными – от гомогенных до четко выраженных ритмов, формирование которых приближалось по своему типу к турбидитам, точнее субаэральным турбидитам, среди которых значительную роль играют гляциотурбидиты.

Приведенный в настоящей статье анализ материала позволяет многие генетические вопросы континентальных отложений рассмотреть не традиционно, а с позиций осадконакопления разноплотностных потоков, которые дают возможность более полно интерпретировать геологические события. Это позволяет разработать более достоверные реконструкции палеогеографических обстановок и способствует созданию более целостной концепции континентального седиментогенеза.

### *Литература*

- Горецкий Г.И.* О перигляциальной формации // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1958. № 22. С. 38–53.
- Кожевников А.В.* Аллювий горных рек (фации, типы разрезов, условия формирования) // Четвертичный период Сибири. М: Наука, 1966. С. 251–262.
- Кюнел Ф.* Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий // Геология и геофизика морского дна. М: Мир, 1969. С. 59–87.
- Лаврушин Ю.А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М: Наука, 1963. 265 с.
- Лаврушин Ю.А.* Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов // Четвертичный период и его история. М: Наука, 1965. С. 91–103.

- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М: Наука, 1976. 237 с.
- Лаврушин Ю.А., Прасолов Н.Д., Спиридонова Е.А. и др. Эволюция процессов осадконакопления на склонах в связи с изменением климата // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 35–51.
- Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А. Гляциотурбидитовые отложения гляциального шельфа // ДАН СССР. 1988. Т. 303, № 1. С. 173–177.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М: Наука, 1988. 308 с.
- Миколаускас А.П. Флювиогляциальная седиментация и ее роль для расчленения слоистых тектур водно-ледниковых образований // Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск, 1976. С. 47–57.
- Романовский С.И. Седиментология. Л: Недра, 1988. 201 с.
- Флейшман Г.М. Сели. Л: Гидрометеиздат, 1978. 198 с.
- Холмовой Г.В. О влиянии на строение аллювия различных стадий перигляциального режима // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1988. № 57. С. 477–481.
- Чистяков А.А. Горный аллювий. М: Недра, 1978. 257 с.
- Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 301 с.
- Эпштейн О.Г., Лаврушин Ю.А. Гляциоморская седиментация как особая стадия шельфового осадконакопления // ДАН. 2003. Т. 393, № 4. С. 521–523.
- Bouta A.H. Ancient and recent turbidites // Geol. Mijnbouw. 1964. N 43. P. 375–379.
- Elverhoi A., Lonne O., Seland R. Glaciomarine sedimentation in modern fjord environment, Spitsbergen // Polar Research. 1983. N 1. P. 127–149.
- Elverhoi A., Pfirman S.L., Solheim A., Larssen B.B. Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea // Marine Geology. 1989. Vol. 85, N 2/4. P. 225–250.
- Kuenen Ph.H. Turbidity currents of high density // 18-th Intern. Geol. Congr. L., 1950. Pt. 8. P. 44–52.
- Ostrem G. Sediment transport in glacial meltwater streams // Glaciofluvial and Glaciolacustrine sedimentation. Tulsa (Oklahoma), 1975. (Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.; N 23).



# СОДЕРЖАНИЕ

<b>К 70-летию академика Юрия Георгиевича Леонова .....</b>	<b>5</b>
--	----------

## **ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ, ТЕКТониКИ, СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ**

<b><i>В.Е. Хаин</i></b> Об истоках представлений о крупномасштабной тектонической и геодинамической цикличности и их роли в тектонической картографии .....	11
<b><i>Ю.М. Пуцаровский</i></b> Некоторые современные проблемы тектоники Земли .....	21
<b><i>А.Л. Книппер, А.Я. Шараськин</i></b> Строение и происхождение раздела кора/мантия в некоторых офиолитовых разрезах складчатых зон .....	31
<b><i>С.Д. Соколов</i></b> Корреляция тектонических событий .....	49
<b><i>М.Г. Леонов</i></b> Вертикальная аккреция как фактор формирования консолидированной земной коры ...	69
<b><i>Г.Н. Савельева</i></b> Остаточные деформации в комплексах пород переходной зоны кора–мантия .....	89
<b><i>В.А. Глебовицкий, И.К. Козаков, А.Б. Котов</i></b> Длительность геологических процессов по изотопно-геохронологическим данным .....	108
<b><i>А.А. Ярошевский</i></b> Граничные условия происхождения гранитного вещества континентальной коры – проблема геохимического баланса процесса гранитообразования .....	131
<b><i>М.Д. Хуторской, Б.Г. Поляк, В.И. Кононов</i></b> Современные проблемы геотермии .....	142
<b><i>Г.А. Соболев, А.В. Пономарев</i></b> Исследования по физике очага и прогнозу землетрясений .....	186
<b><i>О.Г. Сорохтин</i></b> Глобальная эволюция Земли .....	203
<b><i>А.О. Мазарович, С.Ю. Соколов</i></b> Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана .....	223
<b><i>М.П. Антипов, Ю.А. Волож, Н.П. Чамов</i></b> Четырехмерные модели нефтегазоносных бассейнов .....	251
<b><i>В.Г. Николаев</i></b> К проблеме унаследованности внутриконтинентальных рифтов (авлакогенов) .....	271

<b>М.Г. Ломизе</b> Субдукция в коллизионном контексте: развитие и отмирание островных дуг Средиземного моря .....	291
<b>К.Е. Дегтярев, С.В. Руженцев</b> Коллизионная структура Южного Урала .....	316
<b>М.Л. Копп</b> Новейший внутриплитный ороген Южного Урала и Мугоджар: динамика и кинематика формирования .....	333
<b>Н.В. Короновский, Л.И. Демина</b> Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа .....	370
<b>Д.И. Панов</b> Проблемы раннеальпийской геологии Кавказа .....	392

### РАЗВИТИЕ БИОСФЕРЫ, ОСАДОЧНАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ

<b>Н.П. Юшкин</b> Минералогические пути к витасинтезу .....	415
<b>М.А. Федонкин</b> Изменение доступности металлов и эвкарриотизация биосферы в докембрии .....	426
<b>А.Ю. Розанов</b> Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы ....	448
<b>М.А. Ахметьев</b> Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое .....	463
<b>Ю.О. Гаврилов, Е.А. Щербинина</b> Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена .....	493
<b>Н.М. Чумаков</b> Крупные климатические колебания и тектонические процессы .....	532
<b>В.Н. Холодов</b> Эпигенетическое рудообразование и закон физико-химической наследственности .....	546
<b>Г.Ю. Бутузова</b> Дискуссионные проблемы гидротермально-осадочного рудогенеза .....	575
<b>Ю.А. Лаврушин</b> Основы концепции четвертичного субаэрального и шельфового осадконакопления потоков разной плотности .....	606

# CONTENTS

To the 70 <sup>th</sup> Jubilee of academician Yuriy Georgievich Leonov .....	5
---	---

## PROBLEMS OF GEODYNAMICS, TECTONICS, AND STRUCTURE OF THE EARTH

### *V.E. Khain*

Origin of the conceptions on large-scale tectonic and geodynamic cycles and their role in the tectonic cartography .....	11
--	----

### *Yu.M. Pushcharovsky*

Some recent problems of the Earth tectonics .....	21
---	----

### *A.L. Knipper, A.Ya. Sharaskin*

Structure and origin of crust-mantle formations in some ophiolitic sections of fold zones.....	31
--	----

### *S.D. Sokolov*

Correlation of tectonic events .....	49
--------------------------------------	----

### *M.G. Leonov*

Vertical accretion as a factor of consolidated earth crust formation .....	69
--	----

### *G.N. Savelieva*

Residual deformations of the rocks of mantle-crust transition zone .....	89
--	----

### *V.A. Glebovitsky, I.K. Kozakov, A.B. Kotov*

Length of geological processes as indicated by isotopic-geochronological evidence .....	108
---	-----

### *A.A. Yaroshevsky*

Constraints on origin of the continental crust granitic matter – a problem of geochemical balance of granite matter formation .....	131
---	-----

### *M.D. Khutorskoy, B.G. Polyak, V.I. Kononov*

Modern problems of geothermy .....	142
------------------------------------	-----

### *G.A. Sobolev, A.V. Ponomarev*

Research on physics of earthquake center and earthquake prediction .....	186
--	-----

### *O.G. Sorokhtin*

Global evolution of the Earth .....	203
-------------------------------------	-----

### *A.O. Mazarovich, S.Yu. Sokolov*

Anisotropy of the Atlantic Ocean (intraplate deformations) .....	223
--	-----

### *M.P. Antipov, Yu.A. Volozh, N.P. Chamov*

Four-dimensional models of oil-gas basins .....	251
---	-----

### *V.G. Nikolaev*

To the problem of inheritance of intracontinental rifts (aulacogens) .....	271
--	-----

<b><i>M.G. Lomize</i></b>	
Subduction in a collisional context: evolution and extinction of island arcs in the Mediterranean Sea .....	291
<b><i>K.E. Degtyarev, S.V. Ruzhentsev</i></b>	
South Urals collisional structure .....	316
<b><i>M.L. Kopp</i></b>	
Recent South Uralian-Mougodzhary intraplate orogen: dynamics and kinematics of formation .....	333
<b><i>N.V. Koronovsky, L.I. Demina</i></b>	
Magmatic petrogenesis of the collisional stage in the Caucasus development .....	370
<b><i>D.I. Panov</i></b>	
Problems of the Early Alpine geology of the Caucasus .....	392

### BIOSPHERE DEVELOPMENT, THE SEDIMENTARY SHELL OF THE EARTH

<b><i>N.P. Yushkin</i></b>	
Mineralogical channels to vitasynthesis .....	415
<b><i>M.A. Fedonkin</i></b>	
Metals' availability change and eukaryotization of biosphere throughout the Precambrian .....	426
<b><i>A.Yu. Rozanov</i></b>	
Bacterial paleontology, sedimentogenesis, and early stages of the biosphere evolution .....	448
<b><i>M.A. Akhmetiev</i></b>	
Causes, consequences, and factors of the global Phanerozoic biosphere reorganization .....	463
<b><i>Yu.O. Gavrilov, E.A. Shcherbinina</i></b>	
Global biosphere event at the Paleocene-Eocene boundary .....	493
<b><i>N.M. Chumakov</i></b>	
Significant climatic fluctuations and tectonic processes .....	532
<b><i>V.N. Kholodov</i></b>	
Epigenetic ore formation and the physical-chemical inheritance law .....	546
<b><i>G.Yu. Butuzova</i></b>	
Controversial problems of the hydrothermal-sedimentary orogenesis .....	575
<b><i>Yu.A. Lavrushin</i></b>	
Basic conception of the Quaternary subaerial and shelf sedimentation of different density flows .....	606

**Хаин В.Е.** Об истоках представлений о крупномасштабной тектонической и геодинамической цикличности и их роли в тектонической картографии

Проблема крупномасштабной цикличности тектонических и эндогенных процессов в целом разрабатывается в геологической науке с конца XIX в. и соответствующие представления за это время претерпели неоднократные трансформации, особенно в период смены господства фиксистских взглядов мобилистскими. В последние два десятилетия особое внимание привлекли наиболее крупные циклы, выражающиеся в истории Земли сменой периодов распада таких суперконтинентов. Эти циклы Вилсона осложняются циклами второго порядка, выделенными впервые Бертраном, а последние – циклами третьего порядка, которые предложено именовать циклами Штилле. Излагается эволюция представлений об этих циклах и роль отдельных ученых в их становлении.

**Пуцаровский Ю.М.** Некоторые современные проблемы тектоники Земли

Имеющиеся данные о глубине зарождения мантийных плюмов свидетельствуют об их образовании на разных глубинных уровнях. Это согласуется с представлением автора о возникновении внутримантийных энергетических очагов вследствие латерального движения по тектоническим срывам мантийных масс в обстановке сильнейших стрессов и трения. Такое движение есть одна из форм тектонического течения горных пород, проявляющегося в геосферах как в небольших, так и в планетарных масштабах. Обсуждается влияние на тектогенез падения на Землю или близкого прохождения от нее крупных космических тел. Подчеркивается отсутствие данных о таком явлении в отношении океанов (установлен единичный факт падения астероида) при огромной площади последних, по сравнению с площадью континентов. Вообще сведения о тектоническом развитии океанского дна еще весьма ограничены. Особенно ясно это видно в отношении неотектонического этапа развития земной коры океанов, до сих пор никем не обособленного. Исследования в этой области могут привести к совершенно неожиданным глобальным тектоническим выводам.

**Книппер А.Л., Шараськин А.Я.** Строение и происхождение раздела кора/мантия в некоторых офиолитовых разрезах складчатых зон

Формирование пород офиолитовой последовательности в складчатых зонах фанерозоя связано с двумя этапами. Во время первого из них происходит тектоническое отслоение (деламинация) коровой оболочки от докембрийской мантийной части, которая представлена деплетированными тектонит-лерцолитами и тектонит-гарцбургитами. Во время второго этапа, связанного с началом спрединга (?), происходит формирование коровой, преимущественно магматогенной части офиолитового разреза (различные габбро, комплекс параллельных даек, вулканы основного состава) и чехла глубоководных осадков. На примере нескольких разновозрастных офиолитовых разрезов (Ньюфаундленд, Альпы, Гималаи, Оман) показано, что этот этап сопровождался тектоническим течением вещества вдоль границы раздела пластической и вязкой сред (раздел "М"). Предполагается, что образование мантийных неоднородностей (гарцбургиты и лерцолиты) не связано с различием скоростей спрединга.

### **Соколов С.Д.** Корреляция тектонических событий

Корреляция тектонических событий всегда оставалась одним из важных направлений теоретической геологии и была ориентирована на выяснение общих закономерностей развития Земли, формирования основных типов структур и порождающих их процессов. В XX в. сложились два концептуальных подхода: глобальный (Г. Штилле и его последователи) и региональный (противники идей Г. Штилле). Вместе с тем, в работах Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина были показаны возможности сближения этих альтернативных подходов. К ним относятся представления о неравномерности и цикличности тектонических процессов и др. По мере роста знаний о строении и истории развития структур континентов произошла трансформация в понимании орогенических событий. Канон орогенических фаз сменился представлениями о большей их продолжительности и взаимосвязи деформаций, магматизма, метаморфизма, изменения условий осадконакопления, что привело к необходимости выделения фаз и эпох тектогенеза. С позиций современного естествознания представления об эволюции тектонических процессов следует дополнить введением понятия тектонических бифуркаций, представляющих собой кардинальные, нередко катастрофические, события в истории Земли.

### **Леонов М.Г.** Вертикальная аккреция как фактор формирования консолидированной земной коры

Сформулировано представление о вертикальной аккреции как совокупности процессов и явлений, связанных с взаимодействием различных оболочек Земли. Показано, что на границах различных слоев и оболочек (разделы: М; нижнекоровый/верхнекоровый слой; фундамент/чехол; верхняя кора/гидроатмосферная оболочка) в результате физико-химического (структурно-вещественного) взаимодействия вещества происходят процессы гомогенизации и относительной сиализации и гранитизации горных масс. Описаны некоторые факторы и механизмы, ответственные за процесс сиализации горных пород и формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя. Сделан фундаментальный вывод о существенной роли взаимодействия оболочек Земли в процессе становления консолидированной коры континентов.

### **Савельева Г.Н.** Остаточные деформации в комплексах пород переходной зоны кора–мантия

Рассмотрены деформационные структуры мантийных и коровых пород, развитых в области перехода кора–мантия (петрологической границы Мохо) в офиолитовых комплексах и современных зонах спрединга океанической коры. По обе стороны границы Мохо резко возрастает плотность деформаций, проходивших при снижении общего давления в резко переменном поле напряжений и снижении температур от субсолидусных до 500–300 °С; локальный резкий рост температур связан с миграцией расплавов сквозь ранее сформированные породы. Магматическая граница Мохо трансформировалась в тектоническую в ходе горячих твердопластических сдвиговых деформаций до внедрения долеритовых даек. Намечена зависимость типа и условий деформаций от скорости спрединга: максимальные величины дифференциального стресса типичны в лерцолитовых разрезах, соотносимых с медленно-спрединговыми зонами в океанических хребтах и рифтах, тогда как в разрезах с преобладанием гарцбургитов, соотносимых с высокоскоростными или надсубдукционными центрами спрединга, развиты хрупкопластические и хрупкие деформации, синхронные с образованием структур субсолидусного течения, проходящего при очень низких величинах дифференциального стресса. Роль воды возросла в ходе деформаций мантийных и габброидных комплексов во времени и вверх по разрезу.

**Глебовицкий В.А., Козаков И.К., Котов А.Б.** Длительность геологических процессов по изотопно-геохронологическим данным

На основании новых геологических и изотопно-геохронологических данных по Свекофеннскому и Беломорскому поясам Балтийского щита и ранним каледонидам Центрально-Азиатского пояса прослежена длительность полного тектонического цикла, тектонометаморфического цикла и цикла корообразования. Длительность названных циклов в неархейском Беломорском орогене превышает таковые в палеопротерозойском Свекофеннском поясе примерно в два раза. Длительность внутриплитных тектонических процессов, проявляющихся в обстановке общего латерального растяжения литосферы под действием плюмов, всегда значительна и составляет 300–500 млн лет независимо от времени. Тектонометаморфические циклы всегда относительно кратковременны (25–60 млн лет), что связано с быстрым отмиранием положительных термических аномалий, обусловленным подъемом магматических масс.

**Ярошевский А.А.** Граничные условия происхождения гранитного вещества континентальной коры – проблема геохимического баланса процесса гранитообразования

Оценки среднего химического состава основных типов вещества верхней части континентальной коры (средний состав верхней части коры – гранитно-метаморфического слоя, средний состав метаморфической компоненты коры, средний состав магматического вещества верхней части коры – гранитоидов) в сопоставлении с модельным составом континентальной коры в целом показывают, что можно построить модель состава верхней части континентальной коры как некоторой смеси первичного вещества, соответствующего среднему составу короформирующих островужных вулканических пород, и вещества гранитоидов. В рамках этой схемы вещество гранитоидов является фракцией вещества коры, обогащающей верхнюю ее часть (гранитно-метаморфический слой) и обедняющей, соответственно, нижнюю часть коры (гранулит-базитовый слой). Главный смысл статьи – показать, что такая схема согласуется с независимыми эмпирическими данными, характеризующими средний состав основных компонентов вещества континентальной коры, и не требует введения произвольных предположений.

**Хуторской М.Д., Поляк Б.Г., Кононов В.И.** Современные проблемы геотермии

Рассмотрены основные проблемы теоретической и экспериментальной геотермии, которые активно исследовались в последнее десятилетие XX в. и продолжают разрабатываться в наступившем веке. К этим проблемам относятся: происхождение, механизмы переноса, региональное распределение глубинного теплового потока и его связь с тектоническим развитием континентов и океанов; геоэнергетический баланс; геотермическая асимметрия срединно-океанических хребтов; термическая эволюция складчатых поясов и осадочных бассейнов; применение термотомографического моделирования для оценки глубинных температур; природа и состав гидротерм. Дан прогноз главных направлений геотермии в XXI в.

***Соболев Г.А., Пономарев А.В.*** Исследования по физике очага и прогнозу землетрясений

В результате лабораторных экспериментов выявлены три стадии подготовки макроразрыва, проявляющиеся в свойствах акустической эмиссии: затишье, форшковая активизация и увеличение доли кластеризованных событий. Затишье проявляется в боковых по отношению к формирующемуся макроразрыву областях образца; активизация и кластеры приурочены к поверхности будущего макроразрыва. Аналогичные стадии обнаружены с применением прогностического параметра  $RTL$  при подготовке землетрясений. На основе опыта ретроспективного и проводящегося в реальном времени анализа прогнозируется место и в среднесрочном аспекте время будущего землетрясения на Камчатке с магнитудой более 7,5.

***Сорохтин О.Г.*** Глобальная эволюция Земли

В статье изложена современная теория глобального развития Земли. Рассмотрены строение и состав Земли, процесс выделения земного ядра, энергетика Земли и природа ее тектонической активности. Также рассмотрены происхождение Луны и ее влияние на развитие нашей планеты в катархее и архее. С единых позиций теории развития Земли рассматривается происхождение гидросферы и атмосферы, их совместное влияние на климаты Земли и развитие жизни. Кроме того, описывается тектоника литосферных плит протерозоя и фанерозоя, приводятся реконструкции докембрийских суперконтинентов.

***Мазарович А.О., Соколов С.Ю.*** Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана

Анализ данных многолучевого эхолотирования, непрерывного сейсмического профилирования, спутниковой альтиметрии, а также геологических данных, позволяет утверждать, что океаническая кора Атлантического океана претерпела интенсивную структурную неотектоническую эволюцию после ее образования.

***Антипов М.П., Волож Ю.А., Чамов Н.П.*** Четырехмерные модели нефтегазоносных бассейнов

В статье обсуждается современный подход к четырехмерному моделированию нефтегазоносных бассейнов. Базовые модели объединяют элементы, формирующие две – вертикальную и латеральную – последовательности генетически сопряженных геологических тел. Эти тела являются продуктами геодинамических процессов различных масштабов, которые варьируют от локальных до глобальных. В статье обсуждаются принципы распознавания границ и глубинного картирования этих тел. Главным методологическим подходом к пониманию взаимоотношений геологических тел в пространстве и времени является сейсмостратиграфический анализ высокоразрешающих сейсмических данных.



**Николаев В.Г.** К проблеме унаследованности внутриконтинентальных рифтов (авлакогенов)

В статье рассматривается проблема унаследованности рифтов (авлакогенов), исходя из классического понимания явления унаследованности. В качестве примеров выбраны кайнозойская Байкальская рифтовая впадина, кайнозойские рифты Восточной Африки (Танганьика, Малави, Руква) и протерозойский Среднерусский авлакоген. Сделан вывод о том, что рифт и авлакогены являются наложенными структурами и не наследуют строение подстилающих тектонических элементов. Вместе с тем, существует унаследованность более мелких мульд, поднятий, седловин, осложняющих строение осадочного заполнения рифтов и авлакогенов, от структур фундамента. Вся предыдущая история развития территории предопределяет место заложения крупных структур (рифтов и авлакогенов), но это нельзя назвать унаследованностью, исходя из классического определения этого понятия.

**Ломизе М.Г.** Субдукция в коллизии: развитие и отмирание островных дуг Средиземного моря

Данные по Средиземноморскому региону позволяют судить о коренных изменениях субдукции, которые происходят с началом межконтинентальной коллизии, в условиях замкнутых, реликтовых бассейнов. Главные причины – торможение конвергенции литосферных плит и воздействие коллизионных деформаций. Специфику субдукции выражают: 1. Гравитационный откат слэбов, поддерживающий субдукцию в замкнутом пространстве: обособление и миграция островных дуг с быстрым раскрытием задуговых бассейнов. В своем чистом виде (с задуговым океаническим спредингом) этот процесс проявился только в Западном Средиземноморье. 2. Ороклинальный изгиб тех островных дуг, которые испытывали коллизионное боковое сжатие. Такие соотношения были в Восточном Средиземноморье, в условиях движения горных масс с востока, от Аравийского индентора. Начиная с олигоцена сближение крыльев Эгейской дуги сокращало задуговое пространство по мере его субдукционного раскрытия, а с позднего миоцена в задуговую область перемещалась консолидировавшаяся к этому времени Анатолийская плита. Это сделало возможным откат более чем на 500 км без задугового океанического спрединга. 3. Тектонометаморфическая переработка континентальной коры перед фронтом вулканических дуг миоцена (Аттико-Кикладская область, массивы Мендерес и Нидэ). Метаморфизм типа Барроу, образование мигматитов и S-гранитоидов проявились в обстановке преддугового растяжения (пологие вязкие сбросы, эксгумация метаморфических ядер) и выражали термальное событие, связанное, по-видимому, с подъемом астеносферы над отступающим слэбом. 4. Сложная конфигурация островных дуг, которая формировалась при их гравитационным откате в ограниченном пространстве; дополнительная деформация происходила в случае коллизионного сжатия. 5. Специфический состав вулканических продуктов. Обогащенность лав компонентами сиалической коры могла контролироваться прогревом при подъеме астеносферного выступа. 6. Сравнительно малая глубинность сейсмофокальных зон, далее слэбы погружаются асейсмично или с небольшим количеством очагов. Вероятная причина – низкая скорость субдукции, продолжающейся за счет гравитационного отката слэбов. 7. Неизбежность скорого отмирания субдукции по мере поглощения реликтов океанической литосферы и столкновения островных дуг с континентальными окраинами. Большая часть Западно-Средиземноморской дуги (на Магрибском и Апеннинском отрезках) отмерла еще в миоцене–плиоцене, Кипрская и Калабрийская дуги теряют свою активность, центральная часть Эгейской дуги достигла выступа африканской окраины и только Гибралтарская вышла в пределы Атлантики.

**Дегтярев К.Е., Руженцев С.В.** Коллизионная структура Южного Урала

В статье дана характеристика дивергентной коллизионной структуры Южного Урала с использованием сейсмических данных, полученных в результате работ по профилю УРСЕЙС-95. Рассмотрено глубинное строение всех пересекаемых профилем наиболее крупных зон Южного Урала: края Восточно-Европейской платформы, Западно-Уральского, Восточно-Уральского, Зауральского и Казахстанского доменов.

На основании информации о пространственно-временных соотношениях различных формационных комплексов Южного Урала, разработана модель формирования коллизионной структуры этого региона на протяжении середины девона–конца палеозоя.

Предполагается, что образование коллизионной структуры Южного Урала начинается с конца среднего – начала позднего девона и связано с закрытием Сакмарского окраинного бассейна, сопровождающимся коллизией Восточно-Европейской платформы и Губерлинской островной дуги. В конце позднего девона – начале карбона процессы тектонического скупивания привели к ликвидации Присакмаро-Вознесенского бассейна и столкновению платформы с Магнитогорской дугой, а в дальнейшем – и с Восточно-Уральским микроконтинентом. Конец среднего карбона отмечен коллизией сложнопостроенной окраины платформы с Казахстанским континентом и окончательным закрытием Уральского палеоокеана. Продолжающееся в пермское время интенсивное сжатие привело к значительному усложнению ранее сформированной структуры Южного Урала.

**Копп М.Л.** Новейший внутриплитный ороген Южного Урала и Мугоджар: динамика и кинематика формирования

Исследование морфологии складок и разрывов в позднемезозойско-кайнозойских отложениях, кинематики трещиноватости и морфоструктуры современного рельефа Южного Урала и Мугоджарской гряды показали, что их новейшая структура образовалась при приблизительно поперечном (субширотном) сжатии и ассоциирующем продольном (субмеридиональном) растяжении. Поперечное сжатие реализовалось в короблении фундамента, в смятии чехла впадин и в формировании сдвигов. По всем этим признакам новейшая структура Южного Урала и Мугоджар принципиально не отличается от таковой Тянь-Шаня и других возрожденных гор коллизионного происхождения. Анализ кинематики региональных сдвигов и вергентности Южно-Уральского и Мугоджарского сегментов новейшего орогена показывает, что их сжатие было вызвано встречным поддвигом и коллизией соседних платформенных блоков: Прикаспийского и Центрально-Казахстанского, принадлежащих, соответственно, зонам динамического влияния Аравийского и Индостанского инденторов. Существенно большие высота и расчлененность рельефа Южного Урала по сравнению с Мугоджарами обусловлены разной мощностью коры сталкивающихся блоков: в Мугоджарах конвергенция имела возможность частично реализоваться поддвигом утоненной и тяжелой субокеанической коры Прикаспийской синеклизы, что должно было ослабить силу ее столкновения с Центрально-Казахстанским блоком – тогда как в районе Южного Урала давлению последнего противостояла мощная кора Волго-Уральской антеклизы.

**Короновский Н.В., Демина Л.И.** Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа

В статье обсуждаются модели, связывающие геодинамические процессы и магматизм на коллизионном этапе развития Кавказа. Детальный анализ химического состава вулканитов и минералов из них показал, что трансмагматические глубинные флюиды играли ведущую роль в магматическом петрогенезисе региона. Выплавление первичных магм при континентальной коллизии происходит при сжатии. Это определяет специфику флюидного режима, а также процессы кислотно-основного взаимодействия флюида и вмещающих толщ.

**Панов Д.И.** Проблемы раннеальпийской геологии Кавказа

Раннеальпийский этап развития на территории Кавказа соответствует по времени лейаса–аалену и характеризуется развитием пассивной окраины океана Тетис. Позднеальпийский этап начинается с байоса после крупной перестройки структуры и характеризуется развитием активной окраины. В лейаса–аалене на пассивной окраине формировались бассейн Большого Кавказа и система грабенообразных прогибов; в байосе–бате на активной окраине – Понтийско-Кавказский вулканический пояс, система задуговых бассейнов и эпиконтинентальные бассейны Северного Кавказа и Предкавказья. Для лейаса–аалена разработана единая региональная схема на историко-геологической основе; для байоса–бата выделяются три различных типа разреза, между которыми прослеживание единых горизонтов невозможно. Тектоническая структура юрского терригенного комплекса имеет главным образом чешуйчато-надвиговой характер; очень важную роль в ее формировании сыграла предбайосская фаза деформаций.

**Юшкин Н.П.** Минералогические пути к витасинтезу

Обсуждаются проблемы происхождения жизни, возникновения живого биологического вещества и выявления признаков, позволяющих отличить биологические и небιологические системы. Особое внимание уделяется разнообразию абиоморфных структур природных твердых углеводородов и делается вывод о том, что существует морфологическое и композиционное сходство между структурами биогенных и абиогенных объектов. Высказывается предположение о возможности поиска рациональной технологии жизни не только по биологическому, но и по минеральному пути, при этом имеется в виду не оживление углеводородных кристаллов в прямом смысле слова, а поиск условий их кристаллизации, соответствующих оптимальным условиям абиогенеза и механизмов трансформации процессов кристаллизационной репликации в биологическую. Предлагается ряд новых терминов, связанных с латинскими и греческими понятиями “vita” (жизнь), synthesis (синтез) и другие, в частности – “витаминералогия”. Синтез живого вещества прогнозируется на текущее столетие.

### **Федонкин М.А.** Изменение доступности металлов и эвкариотизация биосферы в докембрии

Металлы играют ключевую роль в процессах жизнедеятельности ввиду их высокой каталитической активности: более 70% известных ныне природных ферментов содержат в качестве компонента их активного центра ионы металлов. Относительно недавние открытия этой биологической роли никеля и вольфрама дают основание предполагать, что древние ферменты могли оперировать на основании более широкого набора тяжелых металлов. Высокая концентрация многих из этих металлов в водной среде ранней Земли была определяющим фактором возникновения и эволюции жизни. Однако несколько трендов геологической истории привели к геохимическому истощению гидросферы. В их числе: 1) убывание радиогенного тепла и сокращение вулканического источника ряда металлов; 2) изменение химического состава продуктов вулканизма во времени; 3) рост стабильных континентов в качестве минеральных ловушек, способствовавший выведению огромной массы химических элементов из активного круговорота в биосфере; 4) изменение состава объектов выветривания и эрозии (от ультраосновных вулканогенных пород к кислым и далее к осадочным породам); 5) снижение концентрации углекислого газа и кислотности метеорных вод как агента выветривания; 6) снижение скорости химического выветривания по причине остывания биосферы; 7) оксигенизация биосферы, сделавшая многие металлы (в частности, W, V, Ni, Fe) малоподвижными или недоступными для обменных процессов, но способствовавшая доступности других металлов (например, Mo, Cu, Zn). Уменьшение доступности многих металлов стало главным стимулом к эволюции ферментативных систем и механизмов извлечения, накопления и удержания металлов в клетке и в экосистеме. Не исключено, что метаболические каскады в живой клетке отражают (рекапитулируют) коэволюцию геохимических и биохимических процессов в ранней биосфере. Рост биологической сложности, возникновение эвкариот, возрастание роли гетеротрофии, увеличение биоразнообразия, усложнение трофических отношений и другие особенности эвкариотизации биосферы являются ответом на геохимическое обеднение сред обитания.

### **Розанов А.Ю.** Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы

Исследования ископаемых бактерий приводят к заключению, что характер седиментации в эпиконтинентальных бассейнах прошлого существенно зависел от обилия микроорганизмов в их водной толще. В настоящее время выясняется значительно более раннее, чем обычно считается, появление эвкариот, целомат и т.д., и гораздо более ранняя оксигенизация атмосферы.

### **Ахметьев М.А.** Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое

Рассмотрены причинно-следственные связи и факторы четырех глобальных биосферных перестроек фанерозоя (ордовик–силур, пермь–триас, мел–палеоген, эоцен–олигоцен). Подчеркивается индивидуальность каждого из кризисов, как в плане их продолжительности, различных причин их вызывающих (“тепловая машина Земли”, космические, в том числе импактные события и пр.), так и в связи с особенностями изменений биоты на рубежах ее перестроек. Отличительной особенностью биосферных кризисов является их “ступенчатый” характер, сопровождающийся последовательной серией биотических и абиотических событий (регрессии, вулканизм, климатические скачки и пр.), воздействующий прежде всего на те группы биоты, которые оказывались наиболее адаптированными к предкризисным состояниям. При “великих” биосферных перестройках происходило наложение на последовательно развивающиеся кризисные ситуации новых катастрофических событий (импактных, формирования мощных мантийных плюмов и пр.), значительно усугубляющих кризисы и придающие им новые импульсы

### **Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.** Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена

Рассмотрено развитие глобального биосферного события на рубеже палеоцена и эоцена, сопровождавшегося очень быстрым и значительным по величине потеплением, которому не было аналогов в фанерозойской истории Земли. Это событие происходило на фоне вначале резкого падения уровня океана, а затем стремительного его подъема. Характерной чертой события стало появление в накопившихся в это время отложениях (как морских, так и континентальных) отрицательной изотопной аномалии  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , по основанию которой в настоящее время проводится граница палеоцена и эоцена. Биосферное событие сопровождалось изменениями океанической и атмосферной циркуляции, процессов седиментации, органической и неорганической геохимии и минерального состава осадков, значительными преобразованиями в морской и наземной экосистемах; черты биотического кризиса выразились в вымирании почти 50% бентосных фораминифер и перестройке других групп организмов. Сравнение с более древними биотическими кризисами показывает существование как общих, так и специфических проявлений этих событий. Предложена обобщающая модель развития биосферного события, объединяющая различные его проявления в существенно разных обстановках.

### **Чумаков Н.М.** Крупные климатические колебания и тектонические процессы

К настоящему моменту опубликовано около сотни гипотез относительно причин ледниковых периодов и длительных климатических осцилляций на Земле. Обсуждается, насколько наиболее популярные из них согласуются с фактами геологической истории. Показано что максимумы оледенений и крупных похолоданий имели периодичность около 150 млн лет и предшествовали главным тектоническим фазам.

Максимумы оледенений коррелируются с интервалами усиления надсубдукционного вулканизма, а дегляциации – с максимальными завершающими тектоническими фазами, максимумами гранитообразования, метаморфизма, орогенеза и, иногда, усилением мантийно-плюмового вулканизма. Это позволяет полагать, что начало оледенений обуславливалось усилением эксплозивного вулканизма и “вулканическими зимами”. Дегляциации были связаны с увеличением прозрачности атмосферы, окислением углерода и разложением карбонатов в осадочных толщах орогенов и относительным усилением мантийно-плюмового вулканизма. Аналогичное объяснение может быть дано климатическим осцилляциям, имеющим в среднем длительность около 30 млн лет.

### ***Холодов В.Н.* Эпигенетическое рудообразование и закон физико-химической наследственности**

В работе показано, что каждая стадия осадочного породообразования (седиментогенез, диагенез, катагенез) способна формировать свои физико-химические обстановки, отличающиеся от обстановок предшествующих стадий. В связи с этим закон физико-химической наследственности, впервые предложенный Л.В. Пустоваловым, должен быть дополнен законом физико-химической изменчивости.

### ***Бутузова Г.Ю.* Дискуссионные проблемы гидротермально-осадочного рудогенеза**

В статье рассмотрены некоторые дискуссионные аспекты гидротермально-осадочного процесса в Мировом океане. Проанализирован фактический материал, свидетельствующий за или против существующих, зачастую взаимоисключающих, точек зрения на происхождение высокотемпературных глубинных гидротерм, высокоминерализованных вод (рассолов) и на роль гидротермальной деятельности в океанском осадко- и рудообразовании. Показано, что в настоящее время не существует строгих геолого-геохимических и экспериментальных доказательств определяющей роли процессов выщелачивания океанических пород в формировании химического состава гидротерм, тогда как целый ряд фактов свидетельствует в пользу магматогенного источника рудообразующих металлов. Развитие в некоторых гидротермально активных районах высокоминерализованные воды (рассолы) имеют экзогенную природу и не связаны с разгрузкой глубинных растворов.

На большом фактическом материале с использованием метода абсолютных масс рассчитана доля основных гидротермальных рудообразующих металлов (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb) в отложениях рифтовой зоны Красного моря, суммарное содержание которых в их общем балансе не превышает 3%. Полученные на примере Красного моря оценки согласуются с выводом Н.М. Страхова и некоторых других ученых о локальном характере гидротермальной активности и слабом ее влиянии на осадочный процесс в Мировом океане.

### ***Лаврушин Ю.А.* Основы концепции четвертичного субаэрального и шельфового осадконакопления потоков разной плотности**

Установлены значительная роль и цикличность проявления в квартере на суше и гляциальных шельфах гравитационных потоков вещества различной плотности. Это позволило выяснить новые особенности осадконакопления и строения ряда генетических типов континентальных и морских отложений; изложенные основы концепций важны для дальнейшей разработки общей теории седиментации.

***Khain V.E.*** Origin of the conceptions on large-scale tectonic and geodynamic cycles and their role in the tectonic cartography

The problem of large-scale tectonic and endogenic cycles has been investigated in geology since the end of the XIX century and relative conceptions underwent repeated transformations, particularly, in the period when the dominating fixist theory gave way to mobilist conceptions. In the two last decades the attention was focussed on larger cycles, which were expressed in the Earth history by alternation of periods of continents merging into one supercontinent and their disintegration. These Wilson cycles were complicated by cycles of the second order identified by Bertran, and the later – by cycles of the third order, which are to be referred to as Stille cycles. The article describes the evolution of these cycles and the role of some scientists in their formation

***Pushcharovsky Yu.M.*** Some recent problems of the Earth tectonics

Available data about the mantle plum origin depth is the evidence of their origin at different depth levels. It coincides with my idea about the origin of intramafic energetic centers due to the lateral movement of the mantle masses along tectonic surfaces in high stress conditions and friction. Such motion is a mode of tectonic flow the rocks that show itself in geospheres on small and planetary scales. Influence on the tectogenesis of big cosmic bodies that pass near or fall on the Earth is discussed. Absence of data about such phenomenon in the oceans (only one case of the asteroid fall is known) in a view of big area that they occupy in comparison to continental areas is stressed. It is clearly seen in respect to neotectonic stage of the oceanic crust that nobody segregated up to now. Research in this area could bring to absolutely unexpected global tectonic conclusions.

***Knipper A.L., Sharaskin A.Ya.*** Structure and origin of crust-mantle formations in some ophiolitic sections of fold zones

Ophiolite suites of Phanerozoic foldbelts originated in two stages. During the first stage, continental crust was tectonically delaminated from mantle substratum composed of depleted and tectonized lherzolites and harzburgites. In the second stage connected with commencement of sea-floor spreading, there was formed crustal sequence of ophiolites predominantly composed of magmatic rocks (diverse gabbro, sheeted dike complex and basic volcanics) and capped by blanket of oceanic sediments. The considered examples of different-age ophiolites (Newfoundland, Alps, Himalayas, Oman) suggest that this stage was associated with tectonic flow in rocks along the interface of plastic and viscous medium (Mohorovicic discontinuity). It is suggested that mantle rocks of different composition (lherzolites and harzburgites) do not originate in response to difference in spreading rates during Phanerozoic and characterize inhomogeneous domains of upper mantle, which originated in the Precambrian.

***Sokolov S.D.*** Correlation of tectonic events

Correlation of tectonic events has invariably been among top priorities in theoretical geological research aimed at unraveling the general trends in the development of the Earth, formation of the main types of structural features and their causative processes. In the 20<sup>th</sup> century, two conceptual approaches took shape: global (promoted by H. Stille and his followers) and regional (advocated by H. Stille's opponents). At the same time Yu.G. Leonov and V.E. Khain demonstrated the possibility of convergence between these two alternative approaches. Among other things, their ideas include the concept of non-linearity and cyclicity of tectonic processes, etc. The increasing knowledge of the structure and history of continents brought about a transformation in the understanding of orogenic events. The paradigm of orogenic phases gave way to the notion of protracted duration of these phases and interconnection of deformation, magmatism, metamorphism, and changes in depositional environments, making necessary identification of tectonic phases and epochs. From the modern science standpoint, the concepts of evolution of tectonic processes should be complemented by introducing the idea of tectonic bifurcations represented by cardinal, often catastrophic, events in the Earth history.

***Leonov M.G.*** Vertical accretion as a factor of consolidated earth crust formation

Vertical accretion is formulated as a set of processes and phenomena connected with the interaction of various shells of the Earth. It was shown that on the borders of various layers and shells (such as mantle/lower crust, lower/upper crust, basement/cover; upper crust/hydrosphere and atmosphere), physical-chemical (structural-material) interaction of substance led to processes of homogenization and relative sialization and granitization of rocks. Certain factors and mechanisms responsible for these processes as well as for the formation of new volumes of the sialic layer are described. Considerable role of the Earth shells interaction in the process of formation of consolidated continental crust was proved.

***Savelieva G.N.*** Residual deformations of the rocks of mantle-crust transition zone

The deformation of the mantle and crust rocks from the transitional zone "crust-mantle" (petrological Moho) of the ophiolites and recent spreading center of the oceanic crust have been discussed. The concentration of deformation within mantle and crust sequences increases towards Moho boundary. The deformation process took place under decreasing lithostatic pressure, the variable strain field and under the decreasing temperature from subsolidus-T to 500–300 °C; the sharp increasing of the temperature is related locally to melt migration through previously formed rocks. Magmatic Moho boundary was transformed onto tectonic boundary during high-temperature solid-state plastic deformation before the intrusion of the dolerite dikes. The style and conditions of deformation are related to the spreading rate: the highest stress and high rate of deformation are typical for the lherzolite type sequences which are related to slow spreading center environment, whereas the harzburgite type sequences, related to fast spreading center or supra-subduction environment, are characterized by solid-state flow structures which developed under very low strain rate. The role of the water increases in course of the deformation in time, up to the sequence.



**Glebovitsky V.A., Kozakov I.K., Kotov A.B.** Length of geological processes as indicated by isotopic-geochronological evidence

Duration of the complete tectonic cycle, tectono-metamorphic cycle, and that of crust formation was traced on the basis of latest geological and isotopic-geochronological data on the Svecofennian and Belomorian belts of the Baltic shield and early caledonides of the Central Asian beld. The duration of the mentioned cycles in the neo-Archean Belomorian orogene is approximately two times longer than in the paleo-Proterozoic Svecofennian belt. The duration of intraplate tectonic processes in the conditions of lateral lithosphere extension under the effect of plumes is always notable and amounts to 300–500 mln years irrespective of the time. Tectono-metamorphic cycles are always rather short (25–60 mln years) because of rapid extinction of positive thermal anomalies due to ascending magmatic masses.

**Yaroshevsky A.A.** Constraints on origin of the continental crust granitic matter – a problem of geochemical balance of granite matter formation

Estimates of average chemical compositions of main types of upper continental crust matter (average composition of the upper continental crust, of its granite-metamorphohic layer, average composition of its metamorphic fraction, and that of its magmatic fraction – granitoid rocks) show that a model of upper crust chemical composition can be constructed as some mixture of primary matter (average composition of crust-forming island-arc volcanics) and granitoid matter. Based on this scheme, granitoid matter is a fraction of primary crust matter, enriching upper crust (granite-metamorphic layer) and depleting lower crust (granulite-basic layer). The main point of the paper is to show that such a consequence is in accordance with empirical geochemical data and needs no additional suggestions.

**Khutorskoy M.D., Polyak B.G., Kononov V.I.** Modern problems of geothermy

The basic problems theoretical and experimental geothermics actively investigated last decade of the XX century and continue to develop in the XXI century are considered. These problems consist of: an origin, a transfer mechanisms, regional heat flow distribution and its relationship with continents and oceans tectonic development; geoenergetic balance; mid-oceanic ridges geothermal asymmetry; fold belts and and sedimentary basins thermal evolution; thermal tomography modelling application for the deep temperatures estimation, the nature and structure of hydrothermal discharges. The forecast of main direction of the geothermal investigations in the XXI century is given.

**Sobolev G.A., Ponomarev A.V.** Research on physics of earthquake center and earthquake prediction

Laboratory research enabled us to distinguish three stages that commonly precede the appearance of a macrofracture and that are manifested in the properties of acoustic emission: stillness, foreshock activization, and an increasing portion of cataclastic events. Stillness characterizes the portions of a specimen, that are lateral with respect to the forming macrofracture; the activation stage and clusters are associated with the surface of the future macrofracture. Analogous stages were revealed using the RTL prognostic parameter during the preparation for an earthquake. The site and time of a future earthquake in Kamchatka with a magnitude of more than 7,5 is predicted based on the experience on retrospective analysis and that carried out in real time.

***Sorokhtin O.G.*** Global evolution of the Earth

The article describes the modern theory of global development of the Earth. The structure and composition of the Earth, the process of formation of the Earth nucleus, power of the Earth, and the nature of its tectonic activity are considered. The origin of the Moon, its influence on the development of our planet in the Katarchean and Archean are also considered. On the basis of the theory of the Earth development, the origin of hydrosphere and atmosphere were described and their influence on climates of the Earth and on development of life. Besides the attention was paid to Proterozoic and Phanerozoic tectonics and reconstruction of Precambrian supercontinents.

***Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu.*** Anisotropy of the Atlantic Ocean (intraplate deformations)

Multibeam single-channel altimetry and geological data analysis suggested that the lithosphere of the postspreading Atlantic Ocean has intensive structural neotectonic evolution.

***Antipov M.P., Volozh Yu.A., Chamov N.P.*** Four-dimensional models of oil-gas basins

The paper gives an account of modern approach to 4-dimensional modeling of hydrocarbon-bearing basins. The basic models combine elements that form two, vertical and lateral, chains of genetically related geological bodies. These bodies result from geodynamic processes of various scales, from local to global ones. The paper discusses the principles for distinguishing boundaries and deep mapping of these bodies. The main methodological approach to understanding the interrelation of geological bodies in time and space is the seismostratigraphic analysis of high resolution seismic data.

***Nikolaev V.G.*** To the problem of inheritance of intracontinental rifts (aulacogens)

The article considers the problem of inheritance of rifts (aulacogens) based on the classical understanding of inheritance phenomenon. It is illustrated by the Cenozoic Baiklian rift valley, Cenozoic rifts of Eastern Africa (Tanganyika, Malawi, Rukwa) and by the Middle Russia aulacogen. The conclusion was made that rifts and aulacogens are superimposed structures and do not inherit the structure of the underlying tectonic elements. However, smaller troughs, rises, saddlebacks, which complicate the structure of the sedimentary filling of rifts and aulacogens, may be inherited from the basement structures. All the previous history of the area development predetermines the site of emplacement of large structures (rifts and aulacogens), though following the traditional definition of this notion it can not be called inheritance.

***Lomize M.G.*** Subduction in a collisional context: evolution and extinction of island arcs in the Mediterranean Sea

The data on the Mediterranean region allow to judge the radical changes of subduction which took place after the beginning of intercontinental collision, under the conditions of isolated relic basins. The slowing down of plate convergence and the effect of collisional deformations are considered to be the main reasons. The peculiarity of such subduction was evidenced by: 1. Gravitational roll-back of the slabs which maintained the subduction within isolated basins; detachment and migration of the island arcs followed by back-arc opening. These processes were well developed (including back-arc oceanic spreading) only in the western Mediterranean. 2. Oroclinal bending of those island arcs, which experienced the collisional stress. Such relationships existed in the eastern Mediterranean and were determined by the westward tectonic escape from the Arabian indenter. Since the Oligocene, the limbs of Aegean arc converged, causing the back-arc domain to be shortened as it was opening by subduction. Since the Late Miocene the Anatolian plate (already consolidated by that time) was moving towards the back-arc. It made possible more than 500 km retreat to be realized without any back-arc oceanic spreading. 3. Tectonic and metamorphic transformation of fore-arc continental crust in front of the Miocene volcanic arcs (Attic-Cycladic area, Menderes and Nigde massifs). Barrovian metamorphism, migmatization and intrusion of S-type granitoids took place in conditions of extension (shallow-dipping shear zones, exhumation of metamorphic cores), and manifested a thermal event, which may be attributed to the asthenosphere upwelling above the retreating lithospheric slab. 4. Complicated configuration of the island arcs, which one originated during their gravitational roll-back within a restricted area; some additional deformation there occurred in the case of collisional stress. 5. The specific composition of volcanic rocks. Their enrichment in components of the sialic crust might be controlled by heating from the asthenosphere upwelling. 6. Comparatively little depth of Benioff zones. Farther the slabs are dipping in aseismic way or with only a few foci. The probable reason is the low rate of subduction when it is going on due to gravitational roll-back. 7. Inevitability of a soon dying out of subduction, due to consumption of the oceanic lithosphere relics and to arc/continent collision. The main part of the West-Mediterranean arc (its Maghreb and Apennines segments) died out as early as in the Miocene-Pliocene, the Cyprus and the Calabrian arcs are losing their activity, the central part of the Aegean arc has already reached the prominence of the African margin, and only the Gibraltar arc has faced the Atlantic ocean.

***Degtyarev K.E., Ruzhentsev S.V.*** South Urals collisional structure

This article presents a description of South Urals collision structure. The authors utilize seismic data obtained along URSEIS-95 profile. Deep structure of all tectonic units crossed by the profile (East European platform, West Urals, East Urals, and Trans-Urals domains) is characterized.

The data on spatial and time relationship between different South Urals geological complexes suggest a model of formation of the collision structure during the Middle Devonian-Late Paleozoic.

We suggest that the formation of the South Urals collision structure started at the end of the Middle Devonian – the beginning of the Late Devonian. The process was associated with the closure of the Sakmar marginal basin during the collision between the East European platform and Guberlinskaya volcanic arc. At the end of the Late Devonian – the beginning of the Carboniferous, the Prisakmar-Voznesensk basin was closed and the collision with the Marnitogorsk volcanic arc started. Later the platform collided with the East Urals microcontinent. As a result, a young complex margin of the platform was formed. At the end of the Carboniferous, the platform got into contact with the Kazakhstan continent and finally the Urals paleo-ocean closed. During the Permian the compression continued and the overall structure of South Urals became more complex.

***Kopp M.L.*** Recent South Uralian – Mougodzhary intraplate orogen: dynamics and kinematics of formation

Research of morphology of folds and faults in the Late Mesozoic-Cenozoic sediments, meso-scale fracture kinematics and morphotectonic features of a modern relief of Southern Urals and Mougodzhary have shown that their recent structure was formed at approximately transverse (sublatitudinal) compression and associated longitudinal (submeridional) extension. The transverse compression was realized in gentle crumbling of the basement, folding of the cover and shearing. To all these attributes, the recent structure of Southern Urals and Mougodzhary does not differ in essence from those of Tien-Shan and other renewed mountains of a collision origin. The analysis of regional strike-slip kinematics and vergence of the South Uralian and Mougodzharian segments of the intraplate orogen shows that their compression was caused by a contrary underthrust and collision of adjacent platform blocks: the Peri-Caspian and Central-Kazakhstan ones, belonging to zones of dynamic action of the Arabian and Indostanian indenters accordingly. Especially large altitude and dissection of a relief of Southern Urals in comparison with Mougodzhary are caused by both more powerful pressure of Indostan and different crust thickness of the colliding blocks: in Mougodzhary, the convergence could be partially realized by underthrust of heavy and thinned suboceanic crust of the Peri-Caspian syncline that must weaken an effect of its collision with the Central-Kazakhstan block whereas in the South Uralian area impact of the collision was additionally increased due to a thick crust of the Volga-Uralian anteklise.

***Koronovsky N.V., Demina L.I.*** Magmatic petrogenesis of the collisional stage in the Caucasus development

The article deals with models connecting geodynamic processes and magmatism at the collisional stage of the Caucasus development. Detailed analysis of the chemical composition of volcanites and minerals contained in them indicated that transmagmatic deep fluids play the leading role in the magmatic petrogenesis of the region. Melting of primary magmas during the continental collision occurs during compression. This determines specific features of the fluid regime and processes of acid-basic interaction of the fluid and host sequences.

**Panov D.I.** Problems of the Early Alpine geology of the Caucasus

The Early Alpine stage of the Caucasus development corresponds in time to the Lias-Aalenian and is characterized by growing passive margin of the Tethys Ocean. The Late Alpine stage starts with the Bajocian following a significant reconstruction of the structure and is marked by developing active margin. The Greater Caucasian basin and a system of graben-like troughs were formed in the Lias-Aalenian on the passive margin; the Pontian-Trans-Caucasian volcanic belt, a system of backarc basins, and epicontinental basins of the North Caucasus and Cis-Caucasus were formed in the Bajocian-Bathonian on the active margin. A common regional stratigraphic scheme was elaborated for the Lias-Aalenian on the historical-geological basis. Three different section types are identified in the Bajocian-Bathonian. It is impossible to trace any unified horizons between them. The Jurassic terrigenous complex has chiefly the imbricate-thrust tectonic structure. The Cis-Baikalian deformation phase played an important role in its development.

**Yushkin N.P.** Mineralogical channels to vitasynthesis

The article deals with problems of life origin, appearance of living biological substance, and the revealing of features allowing to distinguish biological and non-biological systems. Particular attention is paid to various abiomorphic structures of natural solid hydrocarbon. A similarity in the morphology and composition of the structures of biogenic and abiogenic objects was discovered. Possibility of revealing a rational technology for life synthesis is assumed, not only through biological, but through mineral as well. In so doing, we do not imply direct reviving of hydrocarbon crystals, but securing proper conditions for their crystallization, which correspond to the optimal conditions of abiogenesis and mechanisms of transformation of the crystallized replicas into biological. Some new terms, related to the Latin and Greek notions "vita" (life), "synthesis" etc., are offered – "vitamineralogy" among them. Living substances synthesis is planned for the current century.

**Fedonkin M.A.** Metals' availability change and eukaryotization of biosphere throughout the Precambrian

Metals play a crucial role in life processes, particularly, because of their high catalytic properties: over 70% of known enzymes contain metal ions as a cofactor of an active site. The recently discovered important biological role of nickel and tungsten as cofactors of enzymes shows that the list of heavy-metal cofactors at active sites of enzymes may expand as studies proceed. Ancient enzymes might have operated employing a greater range of heavy metals than at present. Abundance of metals in aquatic environments of the early Earth was a major factor in the origin and early evolution of life. However, several trends throughout the geological history led to chemical impoverishment of the hydrosphere. A decrease of radiogenic heat reduced volcanic sources of metals in general. The lava composition lost heavy metal content through time. Growing contents became mineral traps, which locked up metals, thus preventing active recycling. Declining CO<sub>2</sub> concentrations in the atmosphere through time reduced the effectiveness of meteoric waters as agents of weathering. Reducing of chemical weathering rate because of biosphere cooling. Oxigenation of the biosphere dramatically reduced availability of some metals (such as W, V, Ni, Fe), while others (such as Mo, Cu, Zn) became easier available. Such trends were obviously the driving force in the evolution of enzymes and the rise the biological complexity. Chemical impoverishment of aquatic environments was accompanied by the development of biological mechanisms to accumulate and retain metals inside the cell and ecosystems in general. Replacement of unavailable metals by those available as cofactors of enzymes seems to be the driving force in the metabolic evolution. Some metabolic cascades (succession of biochemical reactions in living cells) may reflect the co-evolution of life and its environment. The eukaryotization of the biosphere, increasing heterotrophy and complexity of trophic structure should be considered as evolutionary responses to the geochemical impoverishment of the biosphere through time.

***Roazanov A.Yu.*** Bacterial paleontology, sedimentogenesis, and early stages of the biosphere evolution

The study of fossil bacteria suggests that the character of sedimentation in ancient epicontinental basins strongly depended on the abundance of microorganisms. At present, the appearance of eukaryotes, coelomates, etc., as well as the oxygenation of the atmosphere, took place much earlier than was formerly believed.

***Akhmetiev M.A.*** Causes, consequences, and factors of the global Phanerozoic biospheric reorganization

The paper considers causes, consequences and factors of the four global biospheric reorganizations during the Phanerozoic (Ordovician/Silurian, Permian/Triassic, Cretaceous/Paleogene, and Eocene/Oligocene). Every biospheric crisis was characterized with regard to their duration and numerous causes ("warm machine of the earth", cosmic events including impact and others). The biotic reorganizations had individual features. Biospheric crises were of "step by step" types and were accompanied by successive series of biotic and abiotic events (regressions, volcanism, climatic fluctuations etc.). They were influenced by biota groups, that were better adapted to the pre-crisis conditions. The "great" biospheric reorganizations accompanied by new catastrophic events (impact, forming new mantle plumes, etc.) laid on long-development crisis situations. In consequence crises were aggravated.

***Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A.*** Global biosphere event at the Paleocene-Eocene boundary

The global biosphere event at the Paleocene-Eocene boundary was an episode of extremely rapid and significant warming unparalleled in Phanerozoic record. This event occurred during vigorous sea-level fall followed by very rapid regression. The marine and terrestrial sediments of this interval are characterized by significant negative  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  excursions. The base of  $\delta^{13}\text{C}$  excursion is taken to be the Paleocene-Eocene boundary. The critical events was accompanied by changes in oceanic and atmospheric circulation, significant turnover in marine and terrestrial ecosystems, sedimentation, organic and inorganic geochemistry and mineral composition of sediments. A comparison of earlier biotic crises shows many common as well as specific features. The general scenario of development of this event, which combines its manifestations in different environment, is suggested.

***Chumakov N.M.*** Significant climatic fluctuations and tectonic processes

Almost a hundred hypotheses have been published up today about the cause of glacial periods and long-term oscillations of the Earth's climate. A number of most popular hypotheses are discussed from the point of view of their accordance with facts of the geological history. Glaciation and cooling maxima had periodicity close to 150 Ma and preceded the major tectonic phases. They are clearly correlative to pulses of suprasubduction volcanism, whereas the periods of degradation or cessation of glaciation coincide with pulses of tectonism, granitization, metamorphism, orogeny and, occasionally, mantle plume volcanism. This suggests that onsets of glaciation were triggered by explosive volcanism and by the ensuing "volcanic winters". Deglaciations must have been due to increases in atmospheric transparency, to carbon oxidation and partial decarbonatization in sedimentary sequences of orogens, and to pulses of mantle plume volcanism. A similar explanation applies to long-term climatic oscillations that lasted 30 m.y. on the average.

***Kholodov V.N.*** Epigenetic ore formation and the physical-chemical inheritance law

It is stated in the article that every stage of sedimentary rocks (sedimentation, diagenesis, katagenesis) may form new physico-chemical environments, essentially differing from preceding environments. Therefore, the law of physico-chemical inheritance proposed by L.V. Pustovalov, should be supplemented by physico-chemical alteration law.

***Butuzova G.Yu.*** Controversial problems of the hydrothermal-sedimentary orogenesis

The article deals with some controversial aspects of the hydrothermal-sedimentary process in the World Ocean. The evidence in favor of and against the existing points of view, often incompatible, about the origin of high-temperature deep hydrotherms, highly mineralized waters (brines) and the role of hydrothermal activity in the ocean sedimentary and ore formation are discussed. It is stated that so far no geological-geochemical data are available indicating the decisive role of processes of ocean rocks leaching in the formation of the chemical composition of hydrotherms, while there are facts testifying in favor of the magmatogenic source of ore forming metals. Highly mineralized waters (brines) occurring in certain hydrothermally active regions are of exogenic nature and are not related to release of deep brines.

Using extensive evidence and applying the method of absolute mass, we calculated the share of major hydrothermal ore-forming metals (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb) in the sediments of the Red Sea rift zone; their content in the general balance do not exceed 3%. The assessment made in the Red Sea area agrees with the conclusion by N.M. Strakhov and several other experts who considered that hydrothermal activity is of local character and its influence on the sedimentary process in the World Ocean is insignificant.

***Lavrushin Yu.A.*** Basic conception of the Quaternary subaerial and shelf sedimentation of different density flows

Considerable role of gravitation flow with different density in the Quaternary was on land and on glacial shelves. This allowed reveal new distinctive features of sedimentation and of the structure of several genetic types of continental and marine sediments. The presented conceptions are very important for further development of the general theory of sedimentation.

Научное издание

**СОВРЕМЕННЫЕ  
ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ**

Труды Геологического института РАН  
Вып. 565

*Утверждено к печати  
Редакционной коллегией  
Геологического института  
Российской академии наук*

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*  
Редактор *И.М. Ерофеева*  
Художник *Ю.И. Духовская*  
Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*  
Технический редактор *Т.А. Резникова*  
Корректоры *З.Д. Алексева, Г.В. Дубовицкая,*  
*Т.И. Шеповалова*



Подписано к печати 26.10.2004  
Формат 70 × 100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Гарнитура Таймс  
Печать офсетная  
Усл.печ.л. 52,7+1,4 вкл. Усл.кр.-отг. 59,3  
Уч.-изд.л. 58,4. Тип. зак. № 11084

Издательство “Наука”  
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

E-mail: [secret@naukaran.ru](mailto:secret@naukaran.ru)  
Internet: [www.naukaran.ru](http://www.naukaran.ru)

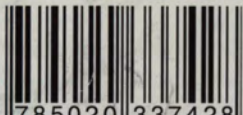
ППП “Типография “Наука”  
121099, Москва, Шубинский пер., 6

# ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



НАУКА

ISBN 5-02-033742-0



9 785020 337428