

ISSN 0016-853X

Номер 3

Май - Июнь 2001



# ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор  
Ю.М. Пущаровский



<http://www.maik.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.  
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 2001 Май–Июнь

Основан в 1965 г.  
Выходит 6 раз в год  
ISSN: 0016-853X

*Главный редактор*  
Ю.М. Пуцаровский

*Заместитель главного редактора*  
А.А. Моссаковский

*Ответственный секретарь*  
В.С. Буртман

## Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), А.Л. Книппер,  
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,  
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*  
A.A. Mossakovsky – *Coeditor*  
V.S. Burtman – *Secretary*

## Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), R.G. Coleman (USA),  
K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko,  
N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev,  
A.S. Perfileyev, V.N. Sholpo

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism, and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.  
*Postmaster:* "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

*Научные редакторы* Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков

*Адрес редакции:* 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН

Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

*Адрес издателя:* 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва  
Издательство "Наука"  
Международная академическая  
издательская компания "Наука/Интерпериодика"

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 3, 2001

---

---

Неопротерозойская история развития Байкало-Виллюйской ветви Палеоазиатского океана <i>В. В. Хоментовский, А. А. Постников</i>	3
Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива <i>И. К. Козаков, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, В. П. Ковач, А. Натман, Е. В. Бибилова, Т. И. Кирнозова, В. Тодт, А. Кренер, С. З. Яковлева, В. И. Лебедев, А. М. Сугоракова</i>	22
Раннебайкальские тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и микроконтинента <i>А. Б. Кузьмичев</i>	44
Офиолитокластовые брекции Малого Кавказа: строение и происхождение <i>А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин, А. И. Вознесенский</i>	60
Грязевой вулканизм – источник геологической информации <i>Б. В. Григорьянц</i>	69
Строение и геодинамика южного поперечного хребта зоны разлома Вима в Центральной Атлантике <i>Ю. Н. Разницын</i>	80
Тектоно-геофизическая модель Каскадной субдукционной зоны Северной Америки <i>Т. В. Романюк, В. Д. Муни, Р. Дж. Блэкли</i>	88

---

## Хроника

К 90-летию Льва Исааковича Красного 111

---

---

# Contents

---

---

## No. 3, 2001

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

Neoproterozoic Evolution of the Baikal-Vilyui Branch of the Paleoasian Ocean <i>V. V. Khomentovskii and A. A. Postnikov</i>	3
Timing of the Structural Evolution of Metamorphic Rocks in the Tuva-Mongolian Massif <i>I. K. Kozakov, A. B. Kotov, E. B. Salnikova, V. P. Kovach, A. Natman, E. V. Bibikova, T. I. Kirnozova, W. Todt, A. Kröner, S. Z. Yakovleva, V. I. Lebedev, and A. M. Sugorakova</i>	22
Early Baikalian Tectonic Events in the Tuva-Mongolian Massif: Arc-Microcontinent Collision <i>A. B. Kuz'michev</i>	44
Ophiolite-Clastic Breccias of the Lesser Caucasus: Structural Features and Origin <i>A. L. Knipper, A. Ya. Sharaskin, and A. I. Voznesenskii</i>	60
Mud Volcanism as a Source of Geological Information <i>B. V. Grigor'yants</i>	69
Structure and Geodynamics of the Vema Fracture-Zone Transverse Ridge, Central Atlantic <i>Yu. N. Raznitsin</i>	80
Cascade Subduction Zone: A Tectono-Geophysical Model <i>T. V. Romanyuk, W. D. Mooney, and R. J. Blakely</i>	88

---

---

## Chronicle

In Commemoration of the 90th Birthday of Lev Isaakovich Krasnyi	111
---	-----

---

---

УДК 551.24(571.5)

## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАЙКАЛО-ВИЛЮЙСКОЙ ВЕТВИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

© 2001 г. В. В. Хоментовский, А. А. Постников

*Институт геологии нефти и газа СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3*

Поступила в редакцию 17.12.99 г.

По комплексу стратиграфических и историко-геологических данных пересмотрена модель неопротерозойской истории развития Байкало-Виллюйского палеобассейна, который сформировался как рифтогенный прогиб еще в мезопротерозое. В ней обособлены три этапа, разделенные принципиальными событийными рубежами: 1) 1100–850 млн. лет (маяний) – вовлечение региона в состав обширной пассивной континентальной окраины, ограничивавшей Сибирский кратон с юга (баллаганакская и сюльбанская серии), и начало раскрытия Байкало-Витимского океанического бассейна (нюрундуканская свита и муйский комплекс); 2) 850–650 млн. лет (байкалий) – заложение и эволюция островной дуги и задугового бассейна (келянско-падринская и дальнетайгинско-жуинская серии); 3) 650–550 млн. лет (венд) – коллизия, связанная с причленением островной дуги и Баргузинского микроконтинента к Ангаро-Оленекскому кратону.

Предложена более совершенная схема структурно-фациального районирования рассмотренной территории в неопротерозое. Основными ее элементами являются Байкало-Патомский и Байкало-Витимский структурно-фациальные районы, разделенные зоной Абчадско-Витимских разломов. В позднем рифее этим районам соответствовали участки с континентальной и океанической корой. Более дробное расчленение на зоны определялось спецификой их развития.

Характер и масштабы перемещений по основным тектоническим нарушениям, разделявшим структурно-фациальные районы и зоны, определяли сущность геодинамических процессов, происходивших в Байкало-Виллюйской ветви Палеоазиатского океана в позднем докембрии. По зонам разломов (Байкало-Ленская с северо-запада и Жуинская с востока), ограничивавшим Байкало-Виллюйскую область, происходило ее сужение за счет смещения к западу Алданского кратона. В байкалий в результате движения на север Байкало-Муйской островодужной системы и Баргузинского микроконтинента вдоль Киренгско-Чайского и Жуинского разломов значительно сократился и трансформировался Байкало-Патомский задуговой бассейн. Южная его часть “поглодилась” в зоне Абчадско-Витимских разломов. Вендская коллизия привела к закрытию задугового бассейна и его превращению во внутрикратонный прогиб. В это же время к югу от Баргузинского микроконтинента закладывается новый Джидо-Витимский океанический бассейн. Субмеридианальные Киренгско-Чайская и Жуинская тектонические зоны, активно проявлявшиеся в течение всего неопротерозоя, сопоставляются с трансформными разломами. Позднее вдоль субширотных тектонических зон происходят значительные сдвиговые перемещения, в результате которых Алданский кратон и Становой микроконтинент оказываются вдавленными в Байкало-Виллюйскую систему.

### ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка истории развития Байкало-Патомского нагорья в позднем докембрии имеет значение, далеко выходящее за региональные рамки. Выделенные здесь байкалиды, завершающая байкальская складчатость, байкальский комплекс [28, 54] и, наконец, байкалий [42] в тектонике и стратиграфии соизмеримы с такими общими понятиями, как каледониды, – событийная основа эратем рифея и венда Сибири. Располагаясь на стыке континентального и океанического типов коры, этот регион содержит информацию об их взаимоотношениях и эволюции.

В современных работах по геодинамике перечисленные понятия используются сравнительно

редко и, как правило, в региональном плане. Причиной в определенной мере является то, что описание тектонического строения Байкало-Патомского нагорья и его эволюции в позднем докембрии, а также формационный анализ целенаправленно согласовывались с господствовавшими в свое время геотектоническими концепциями. Смена представлений очень резко выявляла несостоятельность подобного изложения фактического материала. Дискредитации его способствовало непрерывное изменение парадигмы стратиграфии позднего докембрия и противоречивость геохронологических данных. Крайне осложняло реконструкцию докембрийской палеоструктуры переработка ее каледонскими и более поздними тектоническими движениями. Все это радикаль-

но меняло представления о докембрийской истории развития региона от публикации к публикации, стирая преемственность выводов и ослабляя интерес к тому, что дает Байкало-Патомское нагорье в понимании тектоники и геодинамики южной окраины Сибирского континента в неопротерозе.

Ниже мы попытаемся в свете имеющихся данных синтезировать эволюцию позднедокембрийской палеоструктуры региона по временным срезам, за границы которых приняты выявленные ранее событийные рубежи в основаниях верхнего рифея, байкалия и венда [44, 47]. В заключение попытаемся связать эту эволюцию с современной геодинамической концепцией, вложив в нее весь комплекс данных по стратиграфии, литологии, магматизму, фациальному и структурному анализу рассмотренного региона.

### История изучения

История изучения позднего докембрия Байкало-Патомского нагорья была достаточно освещена в ряде монографий [3, 20, 34, 35 и др.]. Здесь мы ограничимся лишь краткими комментариями к публикациям, в которых изложены сведения, радикально менявшие представления о морфологии и развитии позднедокембрийской структуры Байкало-Патомского нагорья в докембрии.

Всестороннюю реставрацию позднедокембрийской структуры Байкало-Патомского нагорья (рис. 1) и обоснование связи ее с формированием Сибирской платформы сделал Н.С. Шатский [55]. Было показано, что Сибирская платформа с юга обрамлялась поясом позднедокембрийской байкальской складчатости, который в пределах Байкало-Патомского нагорья вдавался в пределы Сибирской платформы, разделяя ее на Северо-Сибирский и Алданский кратоны. Завершающая байкальская складчатость в конце позднего докембрия – начале кембрия консолидировала Байкало-Патомскую геосинклинали и спаяла воедино Сибирскую платформу.

В 40–50-х гг. стало ясно, что по северо-западной и северной периферии Байкало-Патомского нагорья палеонтологически охарактеризованный кембрий смят в складки, подобные позднедокембрийским, и, следовательно, завершающая складчатость была каледонской [29]. Однако большая дислоцированность докембрийских отложений подтверждала вывод Н.С. Шатского о важной роли байкальских событий в формировании структуры южного края Сибирской платформы.

По Л.И. Салопу [34, 35] мио- и эвгеосинклинальные пояса в Байкало-Патомском нагорье существовали уже в раннем протерозе. Блоки же Сибирской платформы разделялись лишь Уринской побочной ветвью миогеосинклинали. В сред-

нем протерозе миогеосинклинали была трансформирована в краевую прогиб, осложненный продольным Чуйско-Нечерским поднятием. В позднем протерозе оно стало геоантиклиналью, отделившей Байкало-Патомский краевую прогиб от Бодайбинской миогеосинклинали. С юга в структуру вписывалось узкое Байкало-Витимское геоантиклинальное поднятие, разделявшее мио- и эвгеосинклинали. Докембрийский этап развития Байкало-Патомской структуры завершился байкальской складчатостью, с которой связаны главные проявления магматизма и метаморфизма [35]. В кембрии краевую прогиб трансформировался в предгорный, а на территории Байкало-Витимского поднятия осадконакопление происходило в межгорных впадинах. Остаточная геосинклинали сохранилась лишь в верховьях рек Витима и Баргузина. Все эти структуры на юго-востоке срезаются Забайкальским геосинклинальным поясом.

К.А. Клитин и соавторы [20] в рифейской истории развития Байкало-Патомского нагорья также выделяют мио- и эвгеосинклинальные зоны, но границу между ними проводят по Чуйско-Нечерскому геоантиклинальному поднятию. Допускается продолжение Байкало-Патомского прогиба под Вилюйской синеклизой до Верхоянского хребта. Если Л.И. Салоп практически отрицает наличие позднедокембрийской молассовой формации, то названные исследователи, фиксируя в пределах миогеосинклинальной зоны байкалид отсутствие несогласия и даже крупного размыва в основании венд-кембрийского комплекса отложений, завершающую байкальскую складчатость обосновывают исключительно широким развитием вендской молассы. Складчатость же, по их мнению, проявилась лишь в пределах Байкало-Витимского геоантиклинального поднятия и примыкающего к нему с юга Баргузино-Витимского синклинория. Здесь она сопровождалась внедрением громадных гранитных интрузий и метаморфизмом. С этим катаклизмом и связано образование орогенной молассовой формации.

Принципиально отличны выводы о развитии Байкало-Патомского нагорья в позднем докембрии и кембрии у другой группы исследователей, суммированные в монографии В.Г. Беличенко [2]. Их основой являются многочисленные находки кембрийских окаменелостей в отложениях, считавшихся ранее протерозойскими, и обоснование палеозойского возраста большинства интрузивных комплексов, с которыми предшественники связывали завершение геосинклинального этапа развития байкалид. Байкало-Патомская структура в венде считается краевым прогибом Сибирской платформы. С юга этот прогиб ограничивался вендским геоантиклинальным поднятием. В расположенной южнее “известняковой геосин-

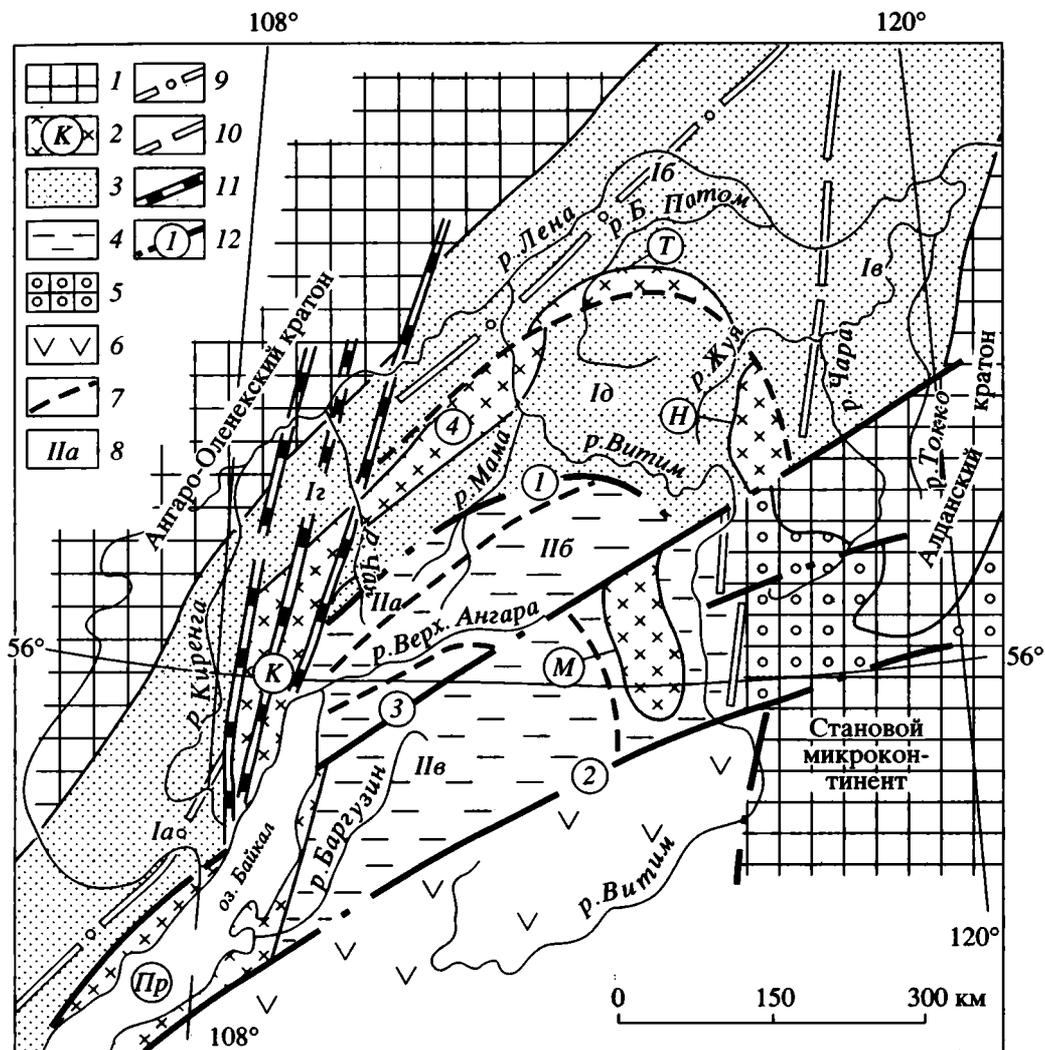


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования Байкало-Вилуйской области в неопротерозое.

1, 2 – нижнедокембрийские толщи: 1 – фундамент в обрамлении Байкало-Вилуйского прогиба, 2 – крупные массивы и глыбы (буквы в кружках): Пр – Прибайкальский, К – Кутимский, Ч – Чуйский, Т – Тонодский, Н – Нечерский, М – Муйский; 3–6 – структурно-фациальные районы: 3 – Байкало-Патомский, 4 – Байкало-Витимский, 5 – Кодаро-Удоданский, 6 – Джида-Витимский; 7 – границы структурно-фациальных зон; 8 – индексы структурно-фациальных зон: 1а – Прибайкальская, 1б – Жуинско-Патомская, 1в – Березовская, 1г – Ачитканская, 1д – Бодайбинская, 1а – Олоkitская, 1б – Средневитимская, 1в – Баргузинская; 9–11 – зоны главнейших раннепротерозойских тектонических нарушений: 9 – Байкало-Ленская, 10 – Жуинская, 11 – Кирентско-Чайская, 12 – зоны неопротерозойских разломов (цифры в кружках): 1 – Абчадско-Витимская, 2 – Селенгино-Витимская, 3 – Томпуда-Нерчинская.

клинали” накапливались отложения, по составу близкие сформировавшимся в краевом поднятии. Еще южнее отложения известняковой геосинклинали насыщались вулканогенными породами и она постепенно переходила в эвгеосинклираль. Байкальская складчатость фиксируется лишь в сравнительно узкой Байкало-Витимской геантиклинали. Базальные терригенные отложения венда, как и у предшественников, называются молассой, но поскольку они тесно связаны с вышележащими кембрийскими карбонатами, то ими правильнее начинать новый цикл осадконакопле-

ния, чем заканчивать докембрийский. Завершающей складчатостью, сопровождавшейся интенсивным магматизмом, эти исследователи считают каледонскую [2].

А.Н. Булгатов [3] в геосинклинальном поясе байкалид выделял раннерифейские эв- и миогеосинклинальные зоны и утверждал, что по периферии Байкало-Витимского пояса формировалась Патомская складчатая система, промежуточная между геосинклинальной и платформенной. Вопреки данным В.Г. Беличенко, считалось, что завершением развития Байкало-Витимской геосин-

клинали стали формирование баргузинского ба- толита, средне-позднерифейский орогенез и связанное с ним накопление молассового ком- плекса. Байкало-Патомское нагорье, стабилизи- ровавшееся в течение орогенного этапа, в начале венда подверглось повторному дейтероорогене- зу. Эта модель, являющаяся итогом построений физикостройской школы, практически не учитывала выводы, обоснованные палеонтологическими, геохронологическими и, в значительной мере, ис- торико-геологическими данными.

В последнее время принципиально изменилась интерпретация докембрийской геологии Байкало-Патомского нагорья. Она стала трактоваться с позиций теории литосферных плит [4, 12, 13, 17, 30]. Л.П. Зоненшайн и соавторы [17] считают, что 2200 млн. лет тому назад существовало 5 самостоя- тельных континентальных глыб: Ангаро-Ана- барская, Туруханская, Оленекская, Алданская и Становая, разделенные океаническими бассейна- ми восточной ветви крупного Палеоазиатского океана. В конце раннего докембрия (1700 млн. лет) объединились в 2 крупных кратона Алданский и Становой блоки, а также Ангаро-Анабарский и Оленекский. К началу же рифея разделяющий эти два кратона бассейн субдуцировал под Анга- ро-Анабарско-Оленекский и 1600 млн. лет тому назад сформировался единый Сибирский конти- нент. В баллаганаское время на продолжении шва, по которому объединились кратоны, сохра- нился залив, по форме соответствующий Байкало-Патомскому нагорью. Большая внутренняя часть его входила в состав пассивной окраины Сибирского континента, покрытой шельфовым морем. Отложения континентального склона сохранились лишь в районе Бодайбинского и При- байкальского прогибов. В венде наметилось сближение с Сибирской платформой Баргузин- ского микроконтинента. Между ними образова- лось поднятие, служившее источником обломоч- ного материала для ушаковской и карагасской свит. Лишь в девоне Баргузинский континент окончательно столкнулся с платформой, в резуль- тате чего сформировалась современная складча- тая структура.

### Принципы структурно-фациального районирования

Общеизвестной моделью позднедокембрий- ской палеоструктуры Байкало-Патомского реги- она является входящий угол в тело Сибирской платформы, образованный Байкало-Ленским и Жуинским глубинными разломами, в котором между Ангаро-Оленекским на западе и Алдан- ским на востоке кратонами в протерозое форми- ровался авлакоген (см. рис. 1). Эта структурно- фациальная область в рифее представляла собой громадный прогиб. По данным глубокого бур-

ния этот прогиб в венде уходил под контур совре- менной Вилюйской синеклизы. Поэтому в даль- нейшем мы будем называть его Байкало-Вилюй- ским или одноименной структурно-фациальной областью. Дугообразная его структура обуслов- лена приращением с юга террейнов Центрально- Азиатского складчатого пояса [12, 30]. Отсутст- вие же продолжения Байкало-Вилюйского про- гиба к северу и востоку объясняется перемещени- ем Алданско-Станового блока в палеозое по зоне Жуинского разлома [17].

Анализ опубликованных в последнее время ге- ологических карт и данных о морфологии струк- турно-фациальных зон региона свидетельствует о том, что охарактеризованная модель нуждается в некоторой детализации и уточнении.

Большое значение имеет зона разломов, раз- деляющая Байкало-Вилюйский прогиб на Байкало-Патомский и Байкало-Витимский структурно- фациальные районы. Эта зона состоит из южной части Абчадского разлома, которая на во- доразделе реклевой и Правой Мамы сочленяет- ся с Витимским разломом юго-восточного про- стирания [18]. Принципиальное значение Абчад- ско-Витимских разломов определяется тем, что они в позднем рифее разграничивали участки с конти- нентальной и океанической корой (см. ниже).

Первый из структурно-фациальных районов, Байкало-Патомский, включает внешние дуги Байкало-Патомского нагорья, протягивающиеся от Иркутского Присяянья и Прибайкалья до Бе- резовского прогиба включительно. В течение всего позднего докембрия в нем формировались осадочные породы, максимальная мощность ко- торых связана с его осевой частью. В составе это- го структурно-фациального района выделяется несколько структурно-фациальных зон, пред- ставляющих собой достаточно крупные палео- структуры. Продольным Чуйско-Нечерским палео- поднятием, в состав которого на юго-западе вхо- дят также Кутимская и Прибайкальская глыбы, Байкало-Патомский структурно-фациальный рай- он в добайкальском рифее разделяется на две само- стоятельные структуры. Первая из них, распо- ложенная к северу от Чуйско-Нечерского поднятия, распадается на четыре структурно-фациальные зо- ны: Прибайкальскую, Ачитканскую, Жуинско-Па- томскую и Березовскую (см. рис. 1), характери- зовавшиеся явной спецификой позднедокемб- рийского осадконакопления. К югу от Чуйско- Нечерского поднятия располагается Бодайбин- ская структурно-фациальная зона, юго-западное продолжение которой находится в пределах Мам- ского синклинали.

Второй структурно-фациальный район, слага- ющий ядро Байкало-Патомского нагорья, извест- ен как Байкало-Витимский. Поскольку вендские отложения здесь перекрывают более древние тол-

щи с явным несогласием, эту палеоструктуру обычно считают поднятием. Данный район принципиально отличается от Байкало-Патомского обилием магматических пород, более интенсивным метаморфизмом пород и сложностью геологического строения. В пределах него выделяются три структурно-фациальные зоны: Баргузинская, Средневитимская и Олоkitская (см. рис. 1).

В самой южной Баргузинской зоне докембрийские отложения сохранились лишь в провесах кровли палеозойских интрузий и представлены только самыми верхами неопротерозоя. Севернее расположена Средневитимская зона, в пределах которой развиты рифейские комплексы пород, типичные для системы юных и развитых островных дуг, а также офиолиты Байкало-Муйского пояса. Осложнением этой зоны является Муйская глыба древних кристаллических пород. С севера и северо-востока Средневитимская зона Витимскими разломами отделяется от Бодайбинской, а на северо-западе по разломам приведена в соприкосновение с Олоkitской структурно-фациальной зоной. Последняя, хотя и ограничена разломами, является связующей между Байкало-Патомским и Байкало-Витимским структурно-фациальными районами, поскольку позднедокембрийские отложения Олоkitской и Бодайбинской зон формируют единую складчатую структуру Мамского синклиория. По формационному составу вулканогенно-осадочные рифейские отложения Олоkitской зоны следует относить к Байкало-Витимскому структурно-фациальному району.

Если Абчадско-Витимская зона разломов как бы встраивается в дугообразную структуру Байкало-Вилуйского прогиба, то расположенная к юго-востоку от нее Томпуда-Нерчинская зона разломов уже явно срезает контуры большинства структурно-фациальных зон и далеко выходит за пределы Байкало-Патомской дуги. Еще южнее находится параллельный ей Селенгино-Витимский разлом, в общем совпадающий с границей между венд-кембрийскими "мио- и эвгеосинклиналями", выделенными В.Г. Беличенко [2]. На северо-востоке он входит в систему нарушений, разделяющую раннедокембрийские толщи кристаллических пород Алданского щита и Станового массива.

Особого внимания заслуживает близмеридианальный перегиб северо-западного борта Байкало-Вилуйского прогиба, начинающийся в районе верховьев р. Киренги. Изменения палеоструктуры, с ним связанные, столь существенны, что обусловившие его тектонические нарушения приходится обособить в близмеридианальную зону Киренгско-Чайского разлома. В нее упираются и обрываются большинство структурно-фациальных зон юго-западного простирания: Баргузинская, Олоkitская и Бодайбинская (см. рис. 1).

Вблизи северного видимого окончания рассматриваемого разлома (р. Чая) выклинивается акитканский фрагмент Байкало-Патомского структурно-фациального района и приходят в соприкосновение принципиально отличные разрезы венда Прибайкальской и Жуинско-Патомской структурно-фациальных зон (см. ниже). На геологических картах и на картах магнитных аномалий [16] Киренгско-Чайская зона разломов фиксируется только в докембрийских отложениях.

Зона Жуинских разломов наиболее отчетливо выражена от р. Лены до озера Ничатка. Южнее, в излучине верхнего течения р. Чары, она осложняется рядом поперечных сдвигов, по которым происходит срезание Нечерского поднятия, Жуинско-Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон (см. рис. 1).

С юго-востока Байкало-Витимский район по зоне Селенгино-Витимских разломов отделяется от Монголо-Охотского складчатого пояса.

### Основы стратиграфии

Рассматриваемая нами схема стратиграфии позднего докембрия Байкало-Вилуйской структурно-фациальной области синтезирует унифицированные схемы, утвержденные в решениях Всесоюзных совещаний [31, 32], и легенды геологических карт Иркутской области [8] и Бурятии [59]. В этом разделе будут внесены лишь некоторые изменения в эти схемы и их корреляцию на основе последних данных, суммированных в таблице. В большинстве перечисленных выше структурно-фациальных зон выделяются следующие основные стратиграфические подразделения (млн. лет): венд (550–650), байкалий (650–850), добайкальский верхний рифей или маяний (850–1100); нерасчлененный средний (1100–1350) и нижний (1350–1650) рифей и, наконец, нижний протерозой [44, 49].

Степень обоснованности и детальности расчленения на межрегионально коррелируемые таксоны значительно уменьшается как сверху вниз по разрезам, так и по мере перехода ко все более внутренним структурно-фациальным зонам Байкало-Вилуйского региона. Так, во внешней части Байкало-Патомского структурно-фациального района, особенно по его периферии, вскрытой глубокими скважинами, вендская система расчленяется на два отдела. Нижнему из них соответствует один – юкандинский горизонт, а в верхнем выделены два – бюкский и даниловский, одновозрастные, соответственно, эдиакарскому и немакит-далдынскому ярусам общесибирской шкалы. Свиты, слагающие эти стратиграфические подразделения, и их корреляция показаны в таблице, обоснование которой в основном сделано ранее [45, 48]. К нижнему венду были отнесены

Таблица

## СХЕМА СТРАТИГРАФИИ РИФЕЙ-ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛО-ВИЛЮЙСКОЙ ОБЛАСТИ



Примечание. Пояснения к таблице см. в тексте.

Индексы Ia–Iв соответствуют индексам структурно-фациальных зон на рис. 1.

нижняя часть ушаковской свиты, жербинская свита без пачки завершающих ее песчаников и их аналоги.

В Бодайбинской структурно-фациальной зоне вслед за Т.П. Жадновой [15], венд мы начинаем с анангрской свиты, формирование полимиктовых песчаников которой, как и отложений ушаковской свиты, связывается с превращением Байкало-Витимского структурно-фациального района в область размыва. В последнем вендские отложения залегают со структурным несогласием на подстилающих толщах, в состав которых входят метаморфизованные вулканогенные и магматические породы. Это событие привело также к выпадению из разреза нижней части вендских отложений, величина которой схематично показана в таблице, а также образованию экологитов с возрастом  $653 \pm 21$  млн. лет (Sm-Nd датировки [56]), соответствующим началу венда в других регионах [44].

Байкальский комплекс отложений, или байкалий [43], на большей части рассматриваемой территории может быть разделен (рис. 2, см. таблицу) лишь на две межрегионально коррелируемые субэратемы [46, 48]. Нижняя граница первой из них является крупнейшим событийным рубежом в большинстве сибирских регионов и за их пределами [44]. В большей части Прибайкалья с этим событием связано залегание байкальской серии с размывом на гораздо более древних толщах. Вместе с тем начинающая ее голоустенская свита сложена в значительной мере тонкообломочными породами и доломитами. Весьма вероятно, что в более внутренних районах региона этот перерыв в осадконакоплении заполнялся вулканогенно-обломочными породами нуганской свиты и груботерригенными – рассохинской, которые также с размывом залегают на подстилающих толщах, а нуганская свита, по данным В.К. Маслова, согласно подстилает голоустенскую свиту [24]. В Патомском нагорье байкалий начинается грубообломочными породами джемкуканской свиты [49], которые в его внешней части представлены тиллитами [54]. В наиболее погруженных частях Байкало-Вилуйского прогиба (Бодайбинская и Олоkitская структурно-фациальные зоны) байкалий уже тесно связан с более древними отложениями. Но и там он начинает новый крупный осадочный цикл (бужуихтинская свита) или характеризуется вспышкой вулканизма (итыкитская свита). Основные события, определившие резкость нижней границы байкалия в регионе, происходили в Средневитимской структурно-фациальной зоне, где он начинается вулканитами келянской серии и разновозрастными вулканогенно-осадочными породами с базальными конгломератами в основании [41, 48]. Верхний байкалий в Байкало-Патомском районе (см. рис. 2) начинается новым осадочным циклом (жуинская серия

и ее аналоги). В Олоkitской структурно-фациальной зоне начало этого цикла ознаменовала вспышка асsekтамурского вулканизма, последовавшая за накоплением карбонатных пород нижнего байкалия. В Средневитимской зоне верхнебайкальская падринская серия залегают на келянской и более древних толщах с глубоким размывом. Одновременно происходит новая вспышка вулканизма (якорная толща), состав которого принципиально отличен от келянского [38]. В Баргузинской структурно-фациальной зоне байкалию отвечает котерская и уакитская серии, отделенные несогласием от турикской и гольцовой свит венда и их аналогов.

Если вендский возраст отложений, особенно после определения обильных остатков эдиакарской фауны, не вызывает серьезных возражений, то дискуссия о положении байкалия в стратиграфической шкале не прекращается. По мнению Т.А. Дольник [14], дальнетайгинская серия и ее аналоги, на основании данных по фитолитам, имеют среднерифейский возраст, а жуинская сопоставляется с лахандинием Сибирской стратиграфической шкалы (1000–850 млн. лет). Но в последние годы для отложений многих опорных разрезов Мира, относившихся на основании строматолитов к среднему рифею, доказан позднерифейский возраст. Специфика байкальских строматолитов и возможность отнесения по ним байкалия к верхнему рифею рассмотрена нами ранее [48]. Гораздо более уверенно возраст байкалия региона как послелахандинского подразделения определяют микрофоссилии. В нем появляются таксоны, ранее известные только в венд-кембрийских отложениях. Это свидетельствует о том, что байкалий является подразделением, промежуточным между лахандинием и вендом [48]. Об этом же говорит обоснование ледникового происхождения базальных конгломератов байкалия в Жуинско-Патомской структурно-фациальной зоне [54], что сближает байкалий с криогением Международной шкалы докембрия – 850–650 млн. лет [60]. Наконец, в Байкало-Витимском структурно-фациальном районе для пород байкальского возраста получены датировки порядка 700–800 млн. лет (сыннырская свита –  $700 \pm 20$ , U-Pb метод [27, 28]; падринская серия –  $712 \pm 40$ ,  $765 \pm 5$ , K-Ar метод [25]; габбро-гранитные комплексы, тесно ассоциирующие с известково-щелочными вулканитами келянской (каралонской) серии: Ирокидинский массив –  $733 \pm 40$ , Rb-Sr метод, Сунуекитский массив –  $774 \pm 140$ , Rb-Sr метод [52], Маринкинский массив –  $825 \pm 12$ , Sm-Nd метод [19]).

Добайкальскому верхнему рифею [48] соответствуют баллаганахская и разновозрастная ей мамская серии Жуинско-Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон [8, 49, 57]. В восточной части Средневитимской зоны с бал-



лаганахской серией мы сравниваем скульбанскую, а также близкую ей по составу парамскую серию, которая с несогласием подстилает келянскую. При этом метаморфизованные высокомагнезиальные вулканиты, имеющие датировку 923 млн. лет [22], ранее сравнивавшиеся с келянскими, видимо, входят уже в состав рифейского офиолитового муйского комплекса. Характерной чертой этого комплекса является наличие коматиитов и бонинитов. Присутствие коматиитов считается спецификой древнейших протерозойских офиолитов, а бониниты являются индикаторными для внутриокеанических (юных) островных дуг и не характерны для более молодых комплексов [21, 36]. По этим данным муйский комплекс может быть возрастным аналогом баллаганахской и скульбанской серий. На юго-востоке этой зоны муйскому комплексу может быть одновозрастна нюрундуканская свита с датировками 1050–900 млн. лет – Sm-Nd и Pb-Pb методы [23, 27, 51]. О позднерифейском возрасте баллаганахской серии свидетельствует комплекс строматолитов, в котором, помимо проходящих и эндемичных форм, известны представители рода *Katavia*, типичного для верхнего рифея [48, 57]. Кроме того, базальные слои баллаганахской серии залегают на подстилающих отложениях тепторгинской серии, а иногда и более древних образованиях с размывом. Все это позволяет считать, что основание баллаганахской серии определяется событиями, аналогичными начинающим верхний рифей (керпылий) в других регионах [44, 49].

Надежная информация о расчленении добаллаганахских отложений рифея на среднюю и нижнюю эратемы отсутствует. Этот интервал разреза в Байкало-Патомском структурно-фациальном районе сложен отложениями тепторгинской серии и ее аналогов (см. таблицу, рис. 2), отделенными от неопротерозойских и раннедокембрийских толщ несогласиями [8]. В Байкало-Витимском районе аналоги тепторгинской серии уверенно не доказаны.

В пределах юго-западного блока Алданского кратона, примыкающего по зоне Жуинских разломов с востока к Средне-Витимской структурно-фациальной зоне Байкало-Виллюйского прогиба (Кодаро-Удоканская структурно-фациальная зона), развита мощная, до 13 км, удоканская серия. Слагающие ее терригенные с пачками известняков породы расчленяются, по крайней мере, на три разделенные значительными несогласиями подсерии (см. таблицу). Первая из них (кодарская) прорывается гранитоидами Чуйско-Кодарского комплекса с многочисленными датировками от 2.0 до 1.7 млрд. лет [10, 40]. Чарнокиты и анортозиты Каларского массива датированы Sm-Nd изохронным методом – 1.9–1.7 млрд. лет. Следовательно, кодарская подсерия имеет

раннедокембрийский возраст. Средняя, чинейская, подсерия охарактеризована рифейскими строматолитами: *Conophyton*, *Collenia*, *Kussiella*, что в самом общем виде позволяет сопоставлять ее с тепторгинской и баллаганахской сериями. Наконец, в верхней, кеменской, подсерии встречаются строматолиты (*Jurusania*, *Linnella*), обычные для верхов рифея [7, 58]. Эти данные, а также грубообломочный состав ее и двуритмичное строение [34] позволяют относить кеменскую серию к байкалию. В бассейне р. Токко аналог нижеудоканской подсерии (древнее 1.7 млрд. лет – [11]) с несогласием перекрывается терригенными породами, по составу близкими среднеудоканской подсерии, которые, в свою очередь, отделены несогласием от базальных конгломератов [34], начинающих здесь аналоги байкалия [31, 57].

### История развития

Принципиальнейший событийный рубеж в Байкало-Виллюйском прогибе и на Алданском кратоне ознаменовал завершение раннего докембрия. В это время произошло столкновение Алданского и Станового блоков, сопровождавшееся внедрением анортозитов [9, 17]. В Чуйско-Нечерском антиклинории Байкало-Патомского структурно-фациального района примерно в это же время зафиксировано внедрение гранитов с возрастом 1950–1850 млн. лет [18]. Там же нижесреднерифейские отложения перекрывают раннедокембрийские образования с несогласием и глубоким размывом. Конседиментационный рост поднятий-горстов продолжался в течение всего тепторгинского времени, о чем свидетельствуют угловые несогласия до 20° в основании различных свит этой серии и в подошве баллаганахской серии [18]. В баллаганахское время в результате завершения допозднерифейской активизации на всей площади распространения отложений этого возраста в пределах Байкало-Патомского структурно-фациального района прекращается вулканизм, широко проявлявшийся в раннем докембрии и начале рифея, и устанавливается режим пассивной окраины [12, 17, 30, 41 и др]. Морской бассейн этого времени обильно снабжался обломочным материалом за счет денудации смежной части Ангаро-Оленекского кратона, активизированной по зоне Байкало-Ленского разлома. Глубина морского бассейна увеличилась по мере удаления от кратона, с чем в Бодайбинской структурно-фациальной зоне и связано уменьшение грубости обломочного материала (см. рис. 2). В это время полностью прекратилось влияние на осадконакопление поднятий-горстов Чуйско-Нечерского антиклинория, они были полностью денудированы и Жуинско-Патомский прогиб объединился с Бодайбинским. Существенную роль в палеоструктуре Байкало-Виллюйского бассейна

играла Киренгско-Чайская зона разломов. Отложения акитканской серии не известны к востоку от нее, а баллаганахской – к западу. Это свидетельствует о значительных разнонаправленных движениях блоков по разные стороны от этого нарушения.

Восточное ограничение Байкало-Виллюйского прогиба менее определено. Весьма вероятно, что дугообразно изогнутые сейчас фациальные зоны баллаганахского бассейна тогда лишь слабо подгибались к Жуинскому разлому и продолжались далее к востоку между Алданским щитом и Становым микроконтинентом (см. рис. 1), которые к среднему рифею вновь были разобщены морским бассейном, выполнявшимся мелководно-морскими и дельтовыми отложениями чинейской подсерии удоканской серии. С началом этого процесса растяжения (рифтинга) связано становление расслоенного Чинейского габбро-норитового комплекса, имеющего определенную общность с тепторгинскими платобазальтами (медвежинская свита) и, возможно, одновозрастного им. Последние по геохимическим особенностям сравниваются с базальтами континентальной литосферной мантии начальных этапов эволюции пассивных окраин [33], в которую в баллаганахское время вошла большая внешняя часть Байкало-Патомского нагорья.

Прямых данных о характере взаимоотношений Бодайбинской и Средневитимской структурно-фациальных зон в раннем неопротерозое нет, поскольку они разделены широкими полями выходов Баргузинских гранитов палеозойского возраста. Однако в аналогах баллаганахской серии на юге (сюльбанская серия) продолжается тенденция дальнейшего углубления позднерифейского Байкало-Патомского бассейна, что, вероятно, свидетельствует о тесной связи названных структурно-фациальных зон в то время (см. рис. 2). Пространство между ними, по-видимому, заполняла продолжавшаяся туда Олоkitская структурно-фациальная зона, характеризующаяся общим структурным планом с Мамским синклиналием Бодайбинской зоны. Вероятность одновозрастности Муйского вулcano-плутонического комплекса (Байкало-Муйский офиолитовый пояс) баллаганахской и сюльбанской сериям в какой-то мере определяет местоположение совпадающей с ним границы пассивной окраины этого времени.

С байкалием связано начало резкой активизации тектонической деятельности, сопровождавшейся интенсивным вулканизмом, наиболее сильно проявившимся в пределах Байкало-Витимского структурно-фациального района. Петрохимическая специфика келянских вулканитов свидетельствует о том, что образование их связано с начальным этапом формирования островных дуг. Этот процесс, происходивший в условиях ин-

тенсивного сжатия, по всей вероятности, обусловлен началом субдукции байкало-муйской океанической коры и смещения Баргузинского микроконтинента в сторону Байкало-Патомского района, в котором в это время образовался задуговый бассейн.

Как уже отмечалось, в пределах юго-западного окончания Алданского кратона байкалию, скорее всего, отвечает кеменская подсерия. Для добайкальской составляющей удоканской серии характерно [34] увеличение мощности, глубоководности и полноты разреза в южном направлении, свидетельствующее о том, что удоканский бассейн в это время распространялся далеко к югу.

С накоплением кеменской подсерии связана резкая тектоническая активизация, одновозрастная проявившейся в Байкало-Патомском нагорье. Для нее характерны грубообломочные, преимущественно мелководные аллювиально-пролювиальные отложения, несогласно залегающие на породах чинейской и кодарской подсерий. В отличие от последних верхнеудоканские отложения развиты лишь в пределах южного края Алданского кратона. Они начинаются в ряде районов тектоническими и осадочными олистостромами [39]. Орогенная природа образований верхнеудоканской подсерии согласуется с данными о том, что накоплению ее предшествовал этап гранитизации и ремобилизации цоколя Алданского кратона [9]. Все это, по-видимому, свидетельствует о том, что Становой микроконтинент, подобно Баргузинскому, в байкалии начал вновь смещаться в сторону Сибирской платформы. В зоне сочленения этих блоков фиксируются крупноамплитудные покровно-надвиговые структуры (район Чинейского массива) и падение Станового сутурного шва под Алданский кратон [39]. Интенсивность байкальских дислокаций и метаморфизм удоканских отложений не сравнимы с теми, которые наблюдаются в мульдах венд-кембрийских отложений, приуроченных к рассматриваемой зоне. Это свидетельствует о довендском возрасте субдукции.

Весьма существенным байкальским событием в рассматриваемом регионе, очевидно, было вдавливание в Байкало-Виллюйский прогиб с востока кристаллических пород архейского фундамента и перекрывающих его отложений кодарской подсерии. По всей вероятности, смещение происходило по зонам Томпуда-Нечерского и Селенго-Витимского сдвигов (см. рис. 1). Значительное выдвигание Чарского блока Алданского кратона к западу привело в соприкосновение резко отличные комплексы байкальских отложений Кодаро-Удоканской и Средневитимской структурно-фациальных зон (аллювиально-пролювиальные – в первой и островодужные – во второй). О том, что перемещение происходило уже в бай-

калии, свидетельствует срезание мощной толщи байкальских отложений Бодайбинской структурно-фациальной зоны, которые к западу от зоны Жуинских разломов без каких бы то ни было признаков близости суши отделены от Чарской глыбы с севера Томпуда-Неченским разломом. К востоку от Жуинских разломов маломощный байкалий Березовского прогиба с несогласием залегает там на архейских и раннеудоканских толщах. Итак, в предбайкальское или, может быть, уже в раннебайкальское время Байкало-Виллюйский прогиб испытал интенсивное сжатие с востока, в результате чего кривизна внешней дуги Патомского нагорья резко увеличилась. На востоке она приблизилась к современному контуру зоны Жуинского разлома, который был деформирован близширотными сдвигами.

Как уже говорилось, байкалий разделяется на две субэратемы, граница между которыми была событийной. Наиболее определенно это проявилось опять же в пределах Средневитимской структурно-фациальной зоны, где верхнебайкальская падринская серия залегает на подстилающих породах келянской свиты и муйского комплекса с несогласием, а базальные слои ее в значительной мере сложены продуктами их разрушения. По своим особенностям субаквальные, мелководно-наземные и контрастные вулканогенно-терригенные породы падринской серии и ее аналоги характерны для стадии зрелых островных дуг [38]. Все это свидетельствует о продолжении процесса субдукции, начавшейся в предкелянское время. Весьма вероятно, что в наибольшей степени поддвижение шло по юго-западной составляющей Абчадско-Витимского разлома, с чем и связано сжатие и выклинивание здесь байкальских структурно-фациальных зон Байкало-Виллюйского структурно-фациального района.

В Байкало-Патомском районе границы основных подразделений байкалия также связаны с событиями, которые, однако, лишь отражали пертурбации, охарактеризованные в Байкало-Витимском районе. Начало байкалия ознаменовалось здесь трансгрессией бассейна за контур Жуинского и Байкало-Ленского разломов, которые перестали быть его рамповым ограничением. В восточной части Березовской структурно-фациальной зоны наблюдается последовательное уменьшение мощностей всех рифейских подразделений до полного их выклинивания на правобережье р. Олекмы. В пределах Уринского поднятия байкальские отложения ложатся прямо на фундамент, а севернее на водоразделе рек Лены и Виллюя, по данным бурения, байкалий отсутствует. Трансгрессии на запад, за зону Байкало-Ленского разлома, предшествовал длительный период эрозии, поскольку осадконакопление здесь начинается с голоустенских доломитов, а юго-восточнее этого разлома –

с более древних слоев, причем мощность байкалия значительно увеличивается (превышая в верховьях р. Лены 2000 м).

В районе оз. Байкал восточная часть Прибайкальской структурно-фациальной зоны, как уже отмечалось, срезана Киренгско-Чайским разломом, который осложняет взаимоотношения Прибайкальской зоны с Жуинско-Патомской и Бодайбинской. В зоне этого разлома (современные контуры Ачитканского антиклинория и Кутимской глыбы) картируются выходы байкальских отложений, которые по составу и незначительной мощности соответствуют разрезам внешней (северо-западной) части Прибайкалья, вскрытым скважинами Ангарская 130, Иркутская 1 [45]. Аналоги байкалия более внутренних районов этой зоны, которые могли быть в пределах Чуйско-Нечерского антиклинория, уничтожены современным размывом, а в Бодайбинской зоне в современном эрозионном срезе они упираются в нижнепротерозойские толщи Кутимской глыбы. Однако анализ фаций и мощностей не обнаруживает при этом признаков приближения к суше. Таким образом, названный антиклинорий, в состав которого входит эта глыба, в баллаганакское, как было показано выше, и в байкальское время не был поднятием в рельефе и осевая часть Прибайкальской структурно-фациальной зоны (прогиба), по всей вероятности, проходила через него в Мамскую часть Бодайбинской зоны.

Внутрибайкальская активизация области питания на западе Байкало-Патомского структурно-фациального района произошла гораздо интенсивнее, чем на востоке, что и обусловило резкое преобладание обломочного материала в качергатской свите Прибайкалья по сравнению с одновозрастной жуинской серией Патомского нагорья. Поскольку граница между двумя типами разрезов байкалия в общем совпадает с зоной Киренгско-Чайского разлома, то, по-видимому, по нему в это время происходили сдвиговые перемещения блока, ограниченного с востока Жуинским разломом, в северном направлении. Заслуживает внимание и то обстоятельство, что в позднебайкальское время впервые фиксируется привнос обломочного материала в Байкало-Патомский структурно-фациальный район с юга [18], что, по-видимому, связано с эволюцией Байкало-Муйской островной дуги в субэральную систему в результате перемещения Баргузинского микроконтинента к северу.

Предвендский событийный рубеж проявился в Байкало-Виллюйском прогибе даже более эффективно, чем пред- и внутрибайкальские. В Байкало-Витимском структурно-фациальном районе грубообломочные отложения венда: падроканская свита и ее аналоги (рис. 3, см. таблицу) – залегают с глубоким размывом и структурным не-

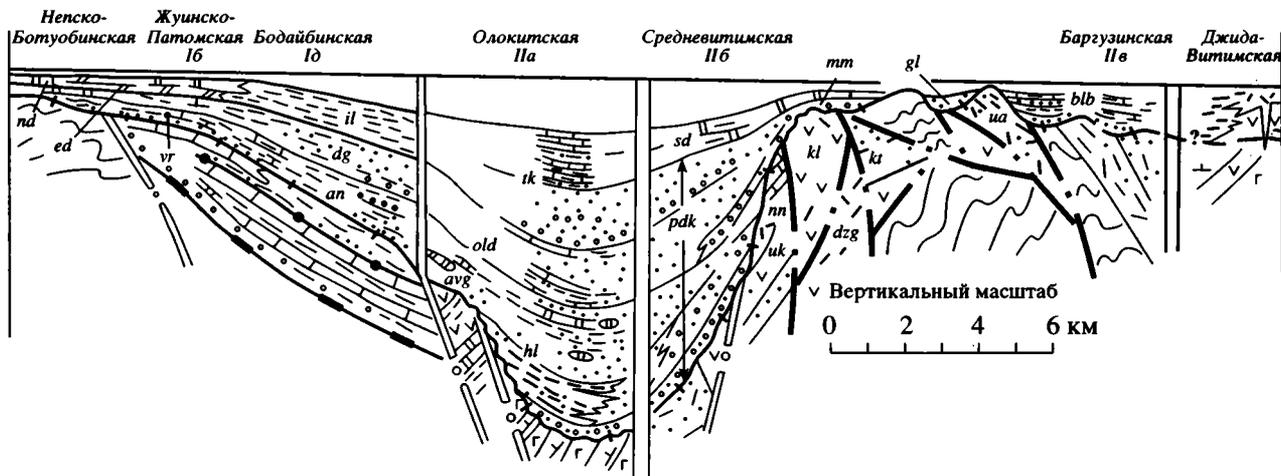


Рис. 3. Продольный палеогеологический профиль вендских отложений Байкало-Вилуийского бассейна.

Условные обозначения см. на рис. 2. Буквами обозначены индексы свит: *mn* – мамаканская, *am* – аматканская, *tlh* – талаканская, *svk* – сиваконская (расшифровку остальных см. в таблице).

согласием на толщах самого разного возраста от падринской до чуйской серии и их аналогах. Основание венда при этом фиксирует резкое сокращение ширины Байкало-Витимского структурно-фациального района в результате субдукции и столкновения островной дуги и микроконтинента, приведших к сучиванию структурно-фациальных зон и формированию аккреционной окраины, практически близкой современным контурам этих палеоструктур.

В Олоkitской зоне терригенная толща венда (холоднинская и олдакитская свиты) местами достигает максимальной мощности – более 10 км (см. рис. 3). Происходит это несмотря на то, что здесь венду предшествовали тектонические движения, сопровождавшиеся интенсивным разрывом и локальным выклиниванием нижнехолоднинской подсвиты. Глубина предвендского разрыва и мощности венда сокращаются к северо-западу и к юго-востоку. Возможно, максимальные мощности венда связаны с тем, что к байкальской аккреционной окраине здесь подошла максимально погруженная часть рифейского Байкало-Патомского бассейна, интенсивное погружение которой унаследованно продолжилось в венде. Восточнее, там где Абчадско-Витимский разлом огибает с севера Муйскую глыбу, с Бодайбинской структурно-фациальной зоной, в которой венд в полном объеме согласно залегает на байкалии, контактирует Средневитимская, где отложения венда запечатывают очень сложный довендский тектонический рельеф (см. рис. 3). Одноритмичная грубообломочная падроканская свита в последней, по всей вероятности, начала формироваться лишь в позднем венде. Байкальский рельеф к этому времени еще не был полностью денудирован, поскольку мощности вендских

отложений здесь резко меняются от места к месту с 40 до 7000 м [34]. На небольших расстояниях эти породы ложатся на толщи самого разного возраста (от архейских до позднепротерозойских) и генезиса (осадочные, магматические и метаморфические). В современном эрозионном срезе они выполняют сравнительно небольшие мульды, которые не имеют каких бы то ни было признаков структурной общности. Эти взаимоотношения, как было показано выше, объясняются аккрецией Байкало-Витимского структурно-фациального района к Байкало-Патомскому, в результате которой образовался довендский коллаж разнотипных структурных единиц.

На северо-восточном продолжении Селенгино-Витимского разлома, ограничивающего рассматриваемую территорию с юга (см. рис. 1), находится Становой, по которому контактируют Алданский и Становой массивы. Вендские отложения, перекрывающие первый из них, представлены сравнительно маломощной терригенно-карбонатной порохтахской свитой и резко выклиниваются к югу. В зоне Станового разлома отложения венда (бараканская и симункунская свиты) со структурным несогласием перекрывают (см. таблицу) образования чинейской и каменской подсерий, чуйско-кодарские граниты и секущие их габбро-диабазы доровского комплекса [7, 40]. Таким образом, общность строения и взаимоотношений рифей-вендских комплексов пород Байкало-Патомского и Кодаро-Удоканского регионов свидетельствует о том, что Байкало-Вилуийский бассейн в байкалии еще продолжался к востоку между Алданским и Становым массивами и лишь к венду эта ветвь его полностью перестала существовать. Случилось это, скорее всего,

в результате поддвигания Станового микроконтинента под Алданский массив [39].

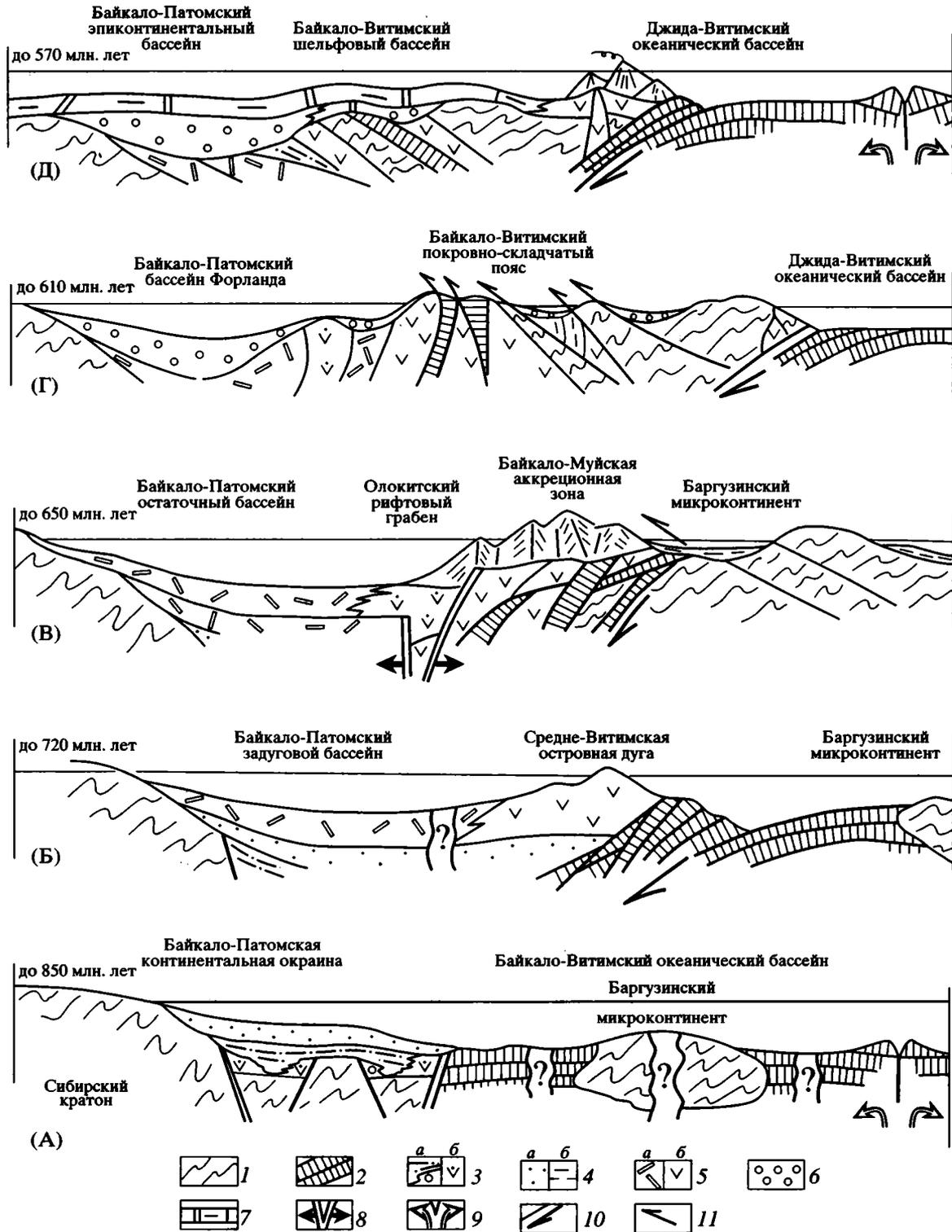
Байкало-Патомская, внешняя, часть Байкало-Вилуйского прогиба, в отличие от внутреннего Байкало-Витимского района, в венде первоначально унаследовала его байкальскую структуру. Отмечается последовательное сокращение мощности всех стратиграфических подразделений от центра прогиба к его периферии (см. рис. 3). Предвендская перестройка здесь привела лишь к резкому расширению контура прогиба и формированию нового крупного осадочного цикла. В нижней части его доминируют терригенные породы, а верхняя сложена карбонатными. Основная область питания для нижней части вендского разреза находилась в пределах горного сооружения, возникшего южнее в результате предвендской коллизии. Полимиктовый обломочный материал распространялся отсюда практически на всю территорию Прибайкальской структурно-фациальной зоны и выполнял центральную часть Жуинско-Патомской, которая протягивалась от Бодайбинской зоны к северу (Частинская, Паршинская, Нижнепеледуйская скважины) [45]. Максимальные мощности терригенного венда (до 3.5 км) в последней сближают ее с Олоkitской зоной, которая в это время ограничивала с юга Байкало-Патомский структурно-фациальный район и была тесно связана с Бодайбинской структурно-фациальной зоной. К западу и северу мощность терригенного клина и грубость слагающих его отложений уменьшаются, а по периферии района начинается последовательное, сверху вниз по разрезу, замещение терригенных отложений карбонатными (см. рис. 3). В восточной части Жуинско-Патомской зоны в составе нижней части вендских отложений преобладает кварцевый материал (жербинская свита), источник которого связан с восточным бортом прогиба. Отмечается даже увеличение грубости обломков до появления конгломератов на востоке (р. Оттах). Но еще восточнее, за зоной Жуинского разлома, в Березовском прогибе мощность венда резко сокращается и происходит замещение терригенных пород карбонатными (сералахская и бюкская свиты). Создается впечатление, что Жуинско-Патомский и Березовский прогибы разделялись обнаженным блоком фундамента. По-видимому, это поднятие существовало уже в байкалии, поскольку аналогичные фациальные изменения в зоне Жуинских разломов претерпевает и дальнетайгинская серия [53]. В современной структуре по зоне Жуинского разлома в соприкосновение приведены разрезы восточной части Жуинско-Патомской структурно-фациальной зоны и осевой Березовского прогиба. Наиболее вероятным объяснением этого является горизонтальное смещение Алданского кратона к западу с несколько меньшей амплитудой, чем Чарского блока. Причем это переме-

щение, по-видимому, началось в байкалии, а завершилось в венде.

Значительное влияние на вендское осадконакопление в Байкало-Патомском структурно-фациальном районе по-прежнему оказывает зона Киренгско-Чайского разлома. По ней на севере в соприкосновение приходят блоки с минимальными мощностями вендских отложений Прибайкалья (терригенная составляющая представлена маломощной, 150–200 м, миньской свитой [50]) и максимальными – Патомского нагорья (нижний венд и большая часть эдиакарского яруса здесь представлены мощной, 700 м, толщей сероцветных терригенных пород существенно полимиктового состава, Паршинская и др. скважины, [45]). Лишь в 400 км к югу в верховьях р. Киренги мощность венда в западном блоке увеличивается и к зоне разлома с юго-запада под углом 45° подходит осевая часть Прибайкальской структурно-фациальной зоны, терригенная составляющая которой представлена двуритмичной ушаковской свитой мощностью порядка 1000 м, соизмеримой с мощными разрезами венда внутренней части Патомского нагорья. Однако при приближении к Киренгско-Чайским разломом в составе вендских отложений отсутствуют какие-либо признаки того, что находящаяся здесь Кутимская глыба и в венде была поднятием. Таким образом, однотипные мощные разрезы венда подходят с обеих сторон к зоне Киренгско-Чайского разлома с разрывом в 400 км, фиксирующим сдвиговую составляющую этого нарушения. При этом, как и в байкалии, осевая часть Прибайкальской зоны, по крайней мере в ранневендское время, не прерывалась поднятием Чуйско-Нечерского антиклинория, а пересекала его и уходила в Бодайбинскую зону. В обоих сравниваемых структурно-фациальных зонах нижний венд сложен мощной толщей полимиктового состава.

Все, сказанное выше, свидетельствует о том, что зона Киренгско-Чайского разлома в рифей-вендское время играла существенную роль в истории развития Байкало-Вилуйского прогиба. Вдоль нее происходило трансформное смещение Патомской структуры по отношению к Прибайкальской. Отсутствие аналогов внутренних частей Бодайбинского бассейна и Байкало-Муйской островодужной системы к юго-востоку от Прибайкальской объясняется их “поглощением” в результате закрытия задугового бассейна, аккреции островной дуги и Баргузинского микроконтинента к Ангаро-Оленекскому кратону в венде, а также более молодыми (палеозойскими) сдвиговыми движениями по Томпуда-Нечерской, Селенгино-Витимской и Киренгско-Чайской тектоническим зонам.

Явную событийную нагрузку в Байкало-Патомском структурно-фациальном районе несет



**Рис. 4.** Схема эволюции палеогеодинамических обстановок Байкало-Вилуйского региона на конец баллаганыхского (А), дальнетайгинского (Б), жуинского (В), ранневендского (Г) и поздневендского (Д) времени.

1 – раннепротерозойский и архейский комплексы фундамента кратонов и микроконтинентов; 2 – образования океанической коры; 3 – рифтогенный комплекс терригенных (а) и вулканогенных (б) пород; 4 – карбонатно-терригенный комплекс пассивной континентальной окраины (а) и преддугового бассейна (б); 5 – образования системы задугового бассейна (а) – островная дуга (б); 6 – груботерригенные осадки межгорных и краевых прогибов; 7 – карбонатный комплекс отложений эпиконтинентальных и шельфовых обстановок; 8–11 – зоны: 8 – рифтинга, 9 – спрединга, 10 – субдукции, 11 – обдукции.

граница, разделяющая нижний и верхний венд. С нее начинается цикл осадконакопления второго порядка [45], которому в Байкало-Витимском районе предшествовало становление ряда габброидных комплексов с возрастом 630–585 млн. лет [19, 23, 26]. Однако более существенной особенностью этого рубежа здесь является последовавшее за ним общерегиональное усиление вендской трансгрессии. Затопленными оказались территории, ставшие сушей после предвендских событий, в пределах большей части Байкало-Витимского района и в зоне Киренгско-Чайского разлома. Произошло значительное расширение Байкало-Виллюйского бассейна и превращение его в эпиконтинентальный, занявшего в конце концов большую часть Сибирской платформы (рис. 4, Д, см. рис. 3). Процесс этот проходил прерывисто, сопровождался локальными размывами и появлением в карбонатной толще пластов и пачек кварцевых песчаников и даже кор выветривания (в подошве тинновской свиты). С концом венда связано полное отмирание Байкало-Виллюйского прогиба как палеоструктуры и трансформация его в платформенную синеклизу. Однако складчатость, дизъюнктивные нарушения и изменение деталей внутреннего строения фрагментарно продолжались в течение всего палеозоя и даже позднее [18].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные данные позволяют интерпретировать механизм формирования позднедокембрийской структуры и истории развития Байкало-Виллюйской ветви Палеоазиатского океана. В ранне-среднерифейское время реконструируются обстановки эпиконтинентальных рифтогенных структур: Жуинско-Патомской и Олоkitско-Бодайбинской. Северо-западным и восточным ограничением этих структур являются Байкало-Ленский и Жуинский разломы, активно влияющие на осадкообразование в течение всего неопротерозоя.

В начале позднего рифея, в условиях активизации процесса растяжения, происходит раскрытие Байкало-Витимского океанического бассейна и образование вдоль южного края Сибирской платформы обширной пассивной окраины (см. рис. 4, А).

Предбайкальский этап характеризуется прекращением режима пассивной окраины. В основе предбайкальских изменений лежит субдукция Байкало-Витимского океанического блока, в состав которого входил Баргузинский микроконтинент, под Байкало-Патомский фрагмент Сибирской платформы. С ней связано становление между ними Средневитимской (Байкало-Муйской) островной дуги и формирование Байкало-Патомского задугового бассейна (см. рис. 4, Б).

Продолжающаяся в течение всего байкальского времени субдукция привела к последовательной эволюции Средневитимской дуги от юной стадии к развитой островодужной системе и аккреции ее частей. Стало гораздо менее резким добайкальское рифтовое ограничение Байкало-Виллюйского прогиба, что привело к значительному распространению байкальских отложений за пределы добайкальского контура бассейна. Во второй половине байкалия во фронте аккреционного пояса, в Олоkitской структурно-фациальной зоне, начался процесс растяжения – рифтогенеза (см. рис. 4, В), который фиксируется комплексом контрастных субаэральных вулканитов сыннырской и асектамурской свит.

Тектоническая активизация вендского этапа привела к зарождению на юго-востоке новой венд-кембрийской островодужно-океанической системы (Джида-Витимской). Это способствовало вдавлению Баргузинского микроконтинента в Байкало-Виллюйский прогиб (см. рис. 1, 4, Г, Д). Продолжающаяся аккреция Байкало-Витимского структурно-фациального района к Сибирскому континенту и покровно-надвиговые процессы в его фронте привели к соприкосновению на западе Баргузинской структурно-фациальной зоны с Олоkitской и, в конечном итоге, – с Прибайкальской (?). На востоке Становой массив окончательно спаялся с Алданским. Наиболее интенсивные ранневендские события в зоне сопряжения континентальной и океанической коры произошли в области Байкало-Муйского пояса, о чем свидетельствует образование эколлитов (Северо-Муйский район) и эндербитов (Северное Прибайкалье), датированных соответственно Sm-Nd методом –  $653 \pm 21$  и U-Pb –  $617 \pm 5$  млн. лет [1, 51], и формировании тектонического коллажа. Пертурбации, связанные со смещением в северо-западном направлении Средневитимского и более южного Баргузинского фрагментов Байкало-Витимского региона фиксированы несогласным залеганием нижнего и верхнего венда на подстилающих образованиях. Интенсивный размыв возникшего здесь горного сооружения привел к выполнению некомпенсированного прогиба Бодайбинской структурно-фациальной зоны массой полимиктового обломочного материала анангской свиты. Таковую же природу имеет и ушаконская свита Прибайкалья и терригенные отложения в осевой части Жуинско-Патомской зоны. Вторая половина венда характеризуется значительным расширением Байкало-Виллюйского бассейна в сторону Сибирской платформы и формированием преимущественно карбонатных отложений (см. рис. 4, Д).

Таким образом, Прибайкалье и внешняя часть Патомского нагорья лишь в вендское время могут рассматриваться в качестве бассейна форлан-

да, отделенного от океанического бассейна покровно-складчатым поясом.

Продолжение Байкало-Виллюйского бассейна в восточном направлении до сих пор было неясным. Это связывалось с субдукцией Алдано-Станового кратона под Ангаро-Оленекский и смещениями по зоне Жуинских разломов [17]. Однако, как показывает анализ карты, весьма вероятно, что в добайкальское время Байкало-Ленский разлом, ограничивавший Байкало-Виллюйский прогиб с северо-запада по дуге очень большого радиуса, подходил к зоне Жуинского разлома и продолжался Становым разломом, ограничивавшим и тогда с юга Алданский щит. Об этом говорит строение Чуйско-Нечерского поднятия (см. рис. 1), разделявшего Байкало-Патомский бассейн на Жуинско-Патомский и Бодайбино-Олоkitский рифтогенные прогибы. Трудно представить себе, чтобы фрагменты слагающих его вытянутых раннедокембрийских глыб могли быть исходно ориентированы под прямым углом один к другому. Видимо, этот изгиб контура обусловлен смещением Алданского кратона в западном направлении.

Данное предположение, ранее высказанное Л.П. Зоненшайном с соавторами [17], полностью подтверждают рассмотренные выше новые данные по геологии Кодаро-Удоканского района, строение и состав удоканской серии. При этом наблюдается полное соответствие обстановок пассивной окраины тепторгинско-баллаганахского времени Байкало-Патомского бассейна обстановкам чинейского времени Кодаро-Удоканского бассейна, а также мелководно-морских и аллювиальных байкальского времени – обстановкам кембрийского. Аналогом океаническо-островодужных комплексов могут являться, в частности, образования ононской серии Агинской зоны. В самой Кодаро-Удоканской зоне эти образования, возможно, “поглотились” при субдукции Станового блока под Алданский либо еще не обнаружены.

В западном направлении продолжение Байкало-Виллюйского бассейна достаточно четко устанавливается в Восточном Саяне. Здесь океаническо-островодужные обстановки позднерифейского времени представлены комплексом Денжугурско-Оспинских офиолитов – 1010–1020 млн. лет [42], метабазитами хазалхинской (хугейнской) свиты – 829 ± 23 млн. лет, Rb-Sr метод [37], островодужными вулканидами сархойской (дархатской) серии – 718 ± 30 млн. лет, Rb-Sr метод [6].

Как в Кодаро-Удоканском, так и в Восточном Саяне сложная покровно-надвиговая структура позднедокембрийских отложений запечатана венд-кембрийскими терригенно-карбонатными отложениями.

Таким образом, основной рисунок неопротерозойской структуры Байкало-Виллюйского реги-

она (см. рис. 1) определялся субдукцией Байкало-Витимского блока океанической коры с его островными дугами и микроконтинентами под окраину Сибирской платформы. Существенное значение в этом процессе принадлежит смещениям вдоль Киренгско-Чайской и Жуинской зон разломов, сопоставимых с трансформными сдвигами. Причем отмеченные выше сдвиговые перемещения Чаро-Олекминского блока Алданского кратона отражают, видимо, механизм косой субдукции в запад – северо-западном направлении [5]. При этом давление с юга и востока привело к сужению Байкало-Виллюйского прогиба и резкому сокращению радиуса Патомской дуги. Началось общее смещение к северу по отношению к Алданскому щиту блока Байкало-Витимского структурно-фациального района, заключенного между Жуинским и Киренгско-Чайским разломами.

Дальнейшая эволюция плана-узора складчатой структуры Байкало-Виллюйского прогиба и формирование покровно-сдвиговых систем, в том числе и Чуйско-Нечерского поднятия, в значительной мере определялось продолжающимся до середины [17] или даже до конца палеозоя [18]–мезозоя [12] последовательным приращением с юга все более молодых островных дуг и микроконтинентов.

Авторы благодарят М.М. Буслова, Н.В. Попова, а также рецензентов В.Е. Хаина и В.М. Моралева, ознакомившихся с рукописью и сделавших ценные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64442).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г. Вендский возраст эндревитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652–654.
2. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
3. Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 192 с.
4. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.
5. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 44 с.
6. Буякайте М.И., Кузьмичев А.Б., Соколов Д.Д. 718 млн. лет – Rb-Sr изохрона сархойской серии

- Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 150–154.
7. *Вильмова Е.С.* Докембрий и нижний палеозой Кударо-Удоканского прогиба северного Забайкалья (проблемы биостратиграфии): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1995. № 1. 15 с.
  8. Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 500000 / Ред. В.Г. Кузнецов, П.М. Хренов. М.: Мингео СССР, 1989.
  9. *Глуховский М.З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 215 с.
  10. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К.* Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.
  11. *Горохов И.М., Тимофеев В.Ф., Визунок М.Б. и др.* Rb-Sr системы в метаосадочных породах Ханинского грабена (Олекминская гранит-зеленокаменная область) // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 110–126.
  12. *Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
  13. *Добрецов Н.Л., Булгатов А.Н.* Геодинамическая карта Забайкалья (принципы составления и легенда). Новосибирск: Изд-ие КТИ монокристаллов СО АН СССР, 1991. 51 с.
  14. *Дольник Т.А.* Строматолиты опорных разрезов докембрия Саяно-Байкальской горной области. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1982. 183 с.
  15. *Жаднова Т.П.* Верхний докембрий северо-востока Ленского золотоносного района: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1968. 31 с.
  16. *Замараев С.М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
  17. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1, 327 с.; кн. 2, 334 с.
  18. *Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В., Грайзер М.И., Ильинская Х.Г., Головенко В.К.* Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.
  19. *Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.
  20. *Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С.* Байкалиды Юго-Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 144 с.
  21. *Конников Э.Г., Верниковский В.А., Цыганков А.А., Пономарчук В.А., Посохов В.Ф.* Этапы эволюции байкалид в складчатом обрамлении Сибирской платформы: новые геохронологические данные // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. Тез. докл. С.-П.: Изд-во ИГГД РАН, 1995. С. 64–65.
  22. *Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Склярков Е.В., Хаин В.Е.* Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 152–168.
  23. *Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А., Пахольченко Ю.А., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Томиленко А.А., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.* О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486–490.
  24. *Маслов В.К.* О перерывах в осадконакоплении и корреляция разрезов среднего-верхнего рифея в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 1983. № 7. С. 30–41.
  25. *Митрофанов Г.Л.* Поздний докембрий и ранний палеозой центральной части Байкальской складчатой области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск.: ВостСиб НИИГГ и МС, 1978. 27 с.
  26. *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Гусева В.Ф., Яковлева С.З.* О возрасте "муйских" гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса (U-Pb и Sm-Nd – изотопные свидетельства) // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 5. С. 673–676.
  27. *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д.* Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 33–49.
  28. *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченко О.А. и др.* О раннепротерозойском–верхнерифейском возрасте пород олоkitского комплекса (Северное Прибайкалье) по данным U-Pb цирконового геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 206–222.
  29. *Павловский Е.В.* Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1948. № 31. 176 с.
  30. *Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3–15.
  31. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: ВСЕГЕИ, 1983. 216 с.
  32. Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СНИИГГ и МС, 1989. 62 с.
  33. *Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С.* Платобазальты Байкало-Патомского складчатого пояса: геологическая по-

- зиция и петрогеохимические особенности // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 1. С. 83–89.
34. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т.1. М.: Недра, 1964. 515 с.
  35. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
  36. Скляров Е.В. Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (северо-восточный сегмент): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1994. 52 с.
  37. Скляров Е.В., Постников А.А., Посохов В.Ф. Структурное положение, метаморфизм и петрология хугейнской серии (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 6. С. 69–78.
  38. Станевич А.М., Перелаяев В.И. К стратиграфии позднего докембрия Среднеивитимской горной страны (Делюн-Уранский хребет) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 10. С. 1642–1652.
  39. Татаринцов А.В., Яловик Л.И., Четкин В.С. Динамометаморфическая модель формирования расчлененных массивов основных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 120 с.
  40. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
  41. Хабаров Е.М. Обстановки накопления нефтематеринских черносланцевых отложений в тектонически разнотипных рифейских осадочных бассейнах (на примере юга Восточной Сибири) // Сб. докл. на китайско-русском симпозиуме по нефтегазоносности палеозоя и протерозоя. Китайская Нефтяная Корпорация, 1995. С. 158–182.
  42. Хаин Е.В., Бибикина Е.В., Дегтярев К.Е. и др. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. С.-Пб: Тема, 1999. С. 175–181.
  43. Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
  44. Хоментовский В.В. Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика. 1996. № 8. С. 43–56.
  45. Хоментовский В.В., Кочнев Б.Б. Венд Байкало-Патомского прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 807–823.
  46. Хоментовский В.В., Постников А.А. О двучленном строении байкалия (850–650 млн. лет) Сибири // Геодинамика и эволюция Земли: материалы к научной конференции РФФИ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. С. 184–186.
  47. Хоментовский В.В., Постников А.А., Кочнев Б.Б. Эволюция Байкало-Патомского бассейна в неопротерозое // Осадочные формации докембрия и их рудоносность (тезисы докладов). С.-Петербург: ИГГД РАН, 1998. С. 72–73.
  48. Хоментовский В.В., Постников А.А., Файзуллин М.Ш. Байкалий стратотипической местности // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1505–1517.
  49. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.
  50. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия южной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
  51. Цыганков А.А. Метавулканы Байкало-Муйского офиолитового пояса: геохимия и корреляция // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 9. С. 1309–1323.
  52. Цыганков Л.А., Врублевская Т.Т., Конников Э.Г., Посохов В.Ф. Геохимия и петрогенезис гранитоидов Муйского интрузивного комплекса (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 361–374.
  53. Чумаков Н.М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины // Тектоника СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 345–462.
  54. Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21–31.
  55. Шатский Н.С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости // Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 621 с.
  56. Шатский В.С., Ягоуц Э., Рыбошльков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 5. С. 677–680.
  57. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
  58. Шишкова С.А. Строматолиты докембрия и нижнего палеозоя Восточного Забайкалья // Студент и научно-технический прогресс. Геология: Материалы XXXVIII конференции. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2000. С. 50–52.
  59. Шобогоров П.Ч. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1 : 500000. Улан-Удэ: Бурятское ТГУ, 1981. 148 с.
  60. Plumb K.A. New Precambrian time scale // Episodes. 1991. Vol. 14. № 2. P. 139–140.

Рецензенты: В.М. Моралев, В.Е. Хаин

## Neoproterozoic Evolution of the Baikal-Vilyui Branch of the Paleoasian Ocean

V. V. Khomentovskii and A. A. Postnikov

*Institute of Petroleum Geology, Joint Institute of Geology, Geophysics, and Mineralogy (OIGGM), Siberian Division,  
Russian Academy of Science, pr. Akademika Koptuyga 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

**Abstract**—The analysis of stratigraphic and historico-geologic data led to a revision of the Neoproterozoic evolution of the Baikal-Vilyui paleobasin, which was initially formed as a rift in the Mesoproterozoic. Three phases separated by global events are accentuated, (1) 1100–850 Ma (Mayanian): the region became a part of the vast southern passive continental margin of the Siberian craton (Ballaganakh and Syul'ba groups) along with the initial opening of the Baikal-Vitim Ocean (Nyrundukan Formation and Muya complex); (2) 850–650 Ma (Baikalian): inception and development of an island arc and a back-arc basin (Kelyana-Padra and Dal'nyaya Taiga-Zhuya groups); (3) 650–550 Ma (Vendian): collision and accretion of the island arc and the Barguzin microcontinent to the Angara-Olenek craton. A refined scheme of the Neoproterozoic structural framework of the study area is proposed. It encompassed two structural-facies regions, Baikal-Patom and Baikal-Vitim, separated by the Abchada-Vitim fault zone. During the Late Riphean, these domains were zones of continental and oceanic crust. Minor structural-facies zones within them are recognized depending on specific evolution features. The sense and magnitude of movements on major faults separating the structural-facies regions and structural-facies zones largely guided the Late Precambrian geodynamic evolution of the Baikal-Vilyui branch of the Paleoasian Ocean. The Baikal-Vilyui province narrowed along the boundary fault zones (Baikal-Lena to the northwest and Shuya to the east) as a result of the westward movement of the Aldan craton. During the Baikalian, the northward motion of the Baikal-Muya island-arc system and the Barguzin microcontinent along the Kirenga-Chaya and Zhuya faults led to a considerable shrinking and transformation of the Baikal-Patom back-arc basin. Its southern part was consumed in the Abchada-Vitim fault zone. The Vendian collision led to the closure of the back-arc basin and its transformation into an intracratonic trough. At the same time, a new Dzhida-Vitim Ocean started to open to the south of the Barguzin microcontinent. The N–S trending Kirenga-Chaya and Zhuya faults, which remained active over the whole Neoproterozoic, are interpreted as transform faults. Later, major wrenching along E–W trending fault zones occurred and the Aldan craton and Stanovoi microcontinent were indented into the Baikal-Vilyui system.

УДК 550.93:552.3(571.52)

## ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ СТРУКТУРНОГО РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

© 2001 г. И. К. Козаков<sup>1</sup>, А. Б. Котов<sup>1</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>1</sup>, В. П. Ковач<sup>1</sup>, А. Натман<sup>3</sup>,  
Е. В. Бибилова<sup>2</sup>, Т. И. Кириозова<sup>2</sup>, В. Тодт<sup>4</sup>, А. Кренер<sup>5</sup>, С. З. Яковлева<sup>1</sup>,  
В. И. Лебедев<sup>6</sup>, А. М. Сугоракова<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН,  
117975, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

<sup>3</sup>Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia

<sup>4</sup>Max-Planck-Institut für Chemie, Postfach 3060, 55020 Mainz, Germany

<sup>5</sup>Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz, Postfach 3980, 55099, Mainz, Germany

<sup>6</sup>Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,  
667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Россия

Поступила в редакцию 27.11.99 г.

Геологическое строение южного обрамления Сибирской платформы определяется сочетанием складчатых областей мозаичного строения и линейных подвижных поясов. Особое место в складчатых областях мозаичного строения занимают массивы (микроконтиненты), наиболее крупными из которых являются Тувино-Монгольский и Дзабханский. Кристаллические комплексы, сформированные в ходе архейского и раннепротерозойского тектогенеза, установлены только в основании Дзабханского микроконтинента. Исследования последних лет показали принципиальное отличие в развитии эндогенных процессов в Тувино-Монгольском массиве. В данной статье обсуждаются особенности геологического положения интрузивных образований, локализованных в пределах Тувино-Монгольского массива и тоналитов таннуольского интрузивного комплекса Восточно-Таннуольской и Каахемской зон его обрамления. Геолого-геохронологические исследования этих объектов позволяют определить этапы становления Тувино-Монгольского массива и установить природу этой структуры, определяющей главные черты строения ранних каледонид Центральной Азии. Тувино-Монгольский массив не может рассматриваться как фрагмент кратона, его формирование происходило в результате тектонического сочленения низкоградиентных метаморфит и неметаморфизованных шельфовых толщ пород в интервале  $496.6 \pm 3.5$ – $521 \pm 12$  млн. лет. Дана оценка возраста становления главных картируемых структур –  $496.6 \pm 3.5$  млн. лет. Определен интервал формирования надвигов, с которыми связано выведение гранулитов в верхние структурные этажи, –  $489.4 \pm 2.6$ – $480 \pm 5.4$  млн. лет. Последнее значение фиксирует завершение высокоградиентного метаморфизма и складчатости. К рубежу  $464.6 \pm 5.7$  млн. лет Тувино-Монгольский массив был обособлен как жесткая стабилизированная структура. Проявление интенсивных деформаций в его обрамлении фиксируется внедрением тоналитов таннуольского комплекса в Каахемской и Восточно-Таннуольской зонах с возрастом  $451 \pm 5.7$  и  $457 \pm 2.9$  млн. лет. В целом, формирование Тувино-Монгольского массива связано с аккреционными процессами в ходе закрытия Палеоазиатского океана. При этом изначально разрозненные фрагменты толщ были тектонически сочленены, а затем “спаяны” в ходе высокоградиентного регионального метаморфизма, проявленного в глубинных сечениях этой гетерогенной структуры.

### ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение Центральной Азии определяется сочетанием двух типов структур: аккреционных и коллизионных [3, 12, 31]. Аккреционные области характеризуются невыдержанностью простираения толщ, торцевыми сочленениями блоков (мозаичный структурный стиль). В пределах этих областей представлены массивы с кристаллическим основанием, венд-нижнепалеозойские отложения океанических бассейнов и

островных дуг. Массивы с кристаллическим основанием рассматриваются как микроконтиненты – фрагменты входивших в суперконтинент Родения континентальных массивов, причлененные к структурам обрамления Сибирского кратона в ходе развития Палеоазиатского океана [15].

Наиболее крупные массивы, для которых предполагается дорифейское основание, это Тувино-Монгольский и Дзабханский (рис. 1). Однако единственной структурой, для которой полу-

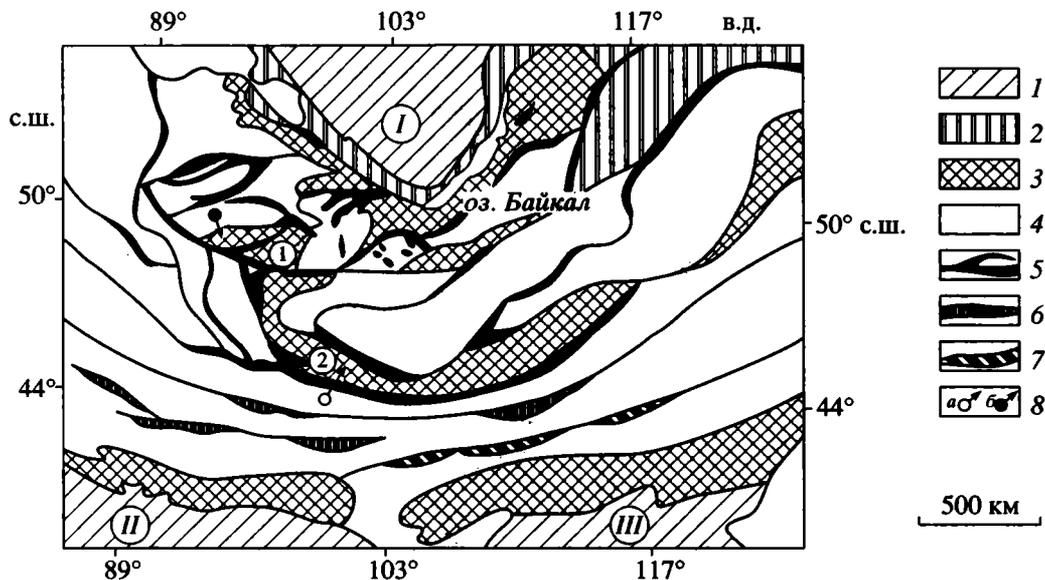


Рис. 1. Тектоническая схема Центральной Азии, по [16].

1 – платформы (I – Сибирская, II – Таримская, III – Северо-Китайская); 2 – краевые выступы Сибирской платформы; 3 – блоки с докембрийским основанием – микроконтиненты (цифры в кружках): 1 – Тувино-Монгольский, 2 – Дзэбханский; 4 – палеозойды; 5–7 – офиолитовые зоны: 5 – позднего рифея, 6 – раннего и 7 – позднего палеозоя; 8 – положение участков: а – выходов раннедокембрийских комплексов Байдарикского блока, б – рисунка 2.

чены данные, подтверждающие присутствие до-рифейских комплексов в основании, является Байдарикский блок Дзэбханского микроконтинента [19, 20, 24, 26, 35]. Проведенные геохронологические исследования показали, что становление главных картируемых структур в основании Байдарикского блока Дзэбханского микроконтинента произошло в интервале  $1854 \pm 5$ – $1825 \pm 5$  млн. лет, более ранние структурно-метаморфические преобразования протекали в интервале  $2364 \pm 6$ – $2308 \pm 4$  млн. лет; тоналитовые гнейсы этого блока имеют возраст  $2646 \pm 45$  млн. лет.

Тувино-Монгольский массив традиционно рассматривался как структура с докембрийским основанием в палеозойдах южного обрамления Сибирской платформы [39]. Рядом авторов Тувино-Монгольский массив и Дзэбханский микроконтинент рассматриваются в составе единого геоблока с раннедокембрийским кристаллическим основанием, в строении которого выделяются три структурно-формационных комплекса: допоздне-рифейский кристаллический фундамент, поздне-рифейский рифтогенный комплекс и вендско-кембрийский карбонатный шельфовый комплекс [2, 4, 11, 14]. В состав допоздне-рифейского комплекса включались практически все глубоко метаморфизованные породы южного обрамления Сибирской платформы, которые коррелировались с комплексами ее фундамента [1, 13]. Для оценки возраста метаморфизма были проведены геохронологические исследования U-Pb методом по цирконам [29]. Однако значения возраста для

высоко- и низкоградиентного метаморфизма ( $442 \pm 21$  и  $1130 \pm 16$  млн. лет) получены по дискордии, построенной для цирконов, выделенных из пород различного возраста и происхождения, что делает невозможной их геологическую и петрологическую интерпретацию. Позднее U-Pb методом по цирконам была получена оценка возраста высоко- и низкоградиентного регионального метаморфизма –  $507 \pm 14$  и  $536 \pm 5.7$  млн. лет соответственно [23].

В статье обсуждаются новые результаты геологических и геохронологических (U-Pb метод по циркону) исследований, которые позволяют оценить возраст проявления деформационных и метаморфических процессов, определяющих внутреннее строение Тувино-Монгольского массива и характеризующих главные этапы его развития в ходе становления аккреционной структуры раннекаледонского обрамления Сибирской платформы.

### СТРУКТУРНОЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

Кристаллические комплексы Тувино-Монгольского массива наиболее полно представлены в его западной части – в Западном Сангиле (рис. 2) и на северном склоне хребта Хан-Хухэй в Северной Монголии. Основной структурный план этой части массива расширяруется как система раз-

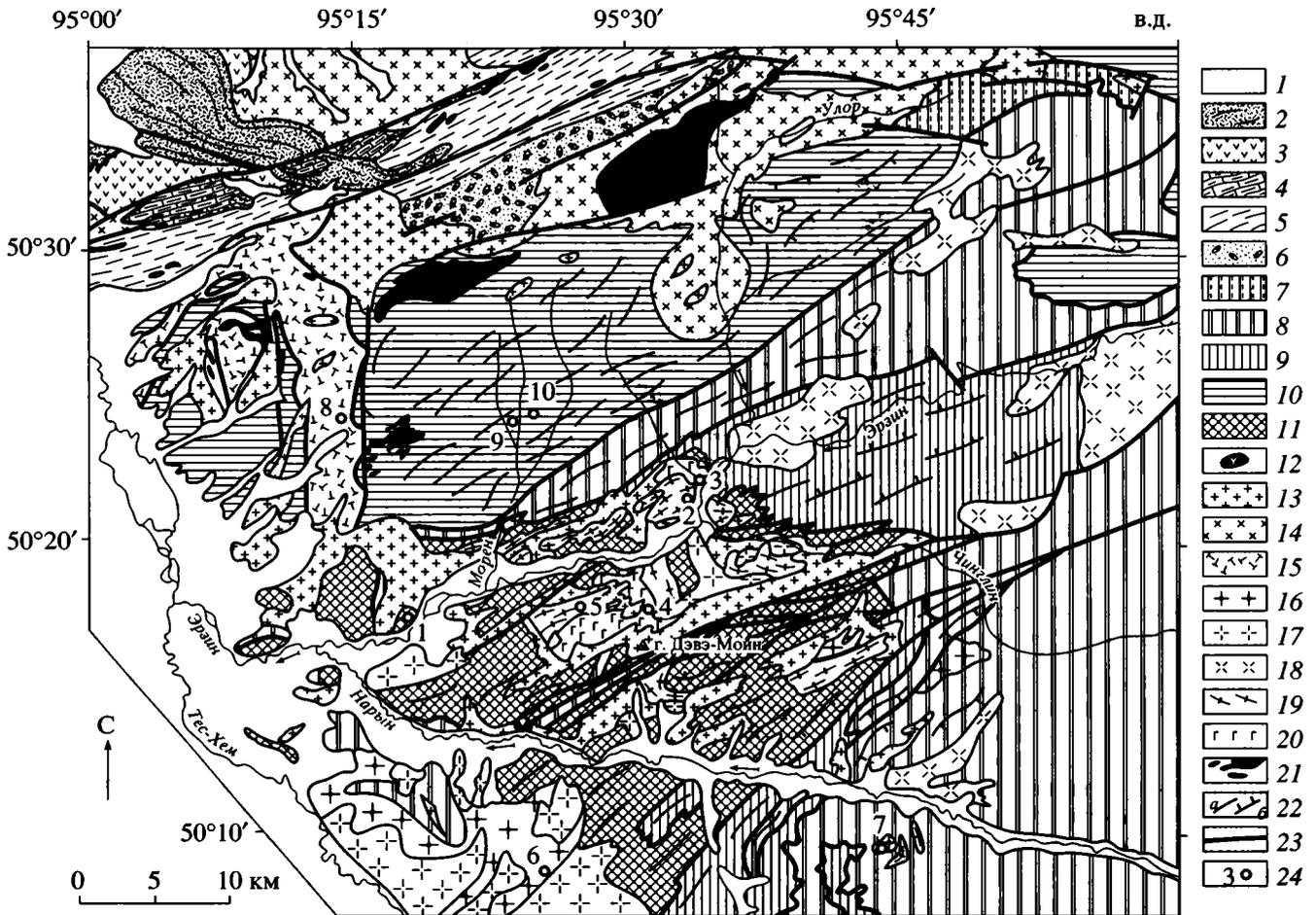


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Западного Сангилена (см. рис. 1).

1 – четвертичные отложения; 2 – толщи наложенных прогибов (силур–девон); 3–6 – толщи раннекаледонского обрамления Тувино-Монгольского массива (нижний кембрий), свиты: 3 – хольежинская и таннуольская нерасчлененные (порфиры, порфиры и их туфы); 4 – карахольская (белые мраморизованные известняки), 5 – кусунугская (хлоритовые и серицитовые метазфусивы, туфопесчаники, конгломераты, линзы известняков), 6 – шурмакская (конгломераты, туфопесчаники, линзы известняков); 7–9 – монометаморфический нарынский комплекс (средний–верхний рифей?): 7 – метатерригенные толщи (сланцы, песчаники, кварциты), 8 – карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, 9 – хлоритовые, серицитовые и амфиболовые сланцы; 10, 11 – полиметаморфические комплексы: 10 – моренский, 11 – эрзинский; 12–21 – магматические породы: 12 – нефелиновые сиениты, 13 – нерасчлененные гранодиориты, граниты, граносиениты и 14 – гранодиориты, тоналиты, 15 – габбро-диориты, мангериты, кварцевые диориты Башкымугурского массива, 16 – сиениты, щелочные граниты, 17 – порфировидные граниты, граносиениты, 18 – массивные и 19 – трахитоидные гранодиориты, 20 – нориты, двупироксеновые диориты и кварцевые диориты, гранодиориты, 21 – гипербазиты; 22 – ориентировка главных картируемых структур: вертикальная (а) и наклонная (б); 23 – тектонические контакты, разломы, надвиги; 24 – положение точек опробования и их номера: 1 – гранат-гиперстеновые трондьемиты Нижнеэрзинской тектонической пластины (проба 5522), 2 – гранодиориты Баянкольского массива –  $507 \pm 14$  млн. лет, по [22], 3 – гиперстеновые диориты (проба 5737), 4, 5 – гиперстеновые диориты и лейкократовые граниты Эрзинской магматической ассоциации, по [24], 6 – лейкократовые граносиениты Тесхемского массива (проба 5541), 7 – щелочные граниты Чжаргалантского массива (проба 5551), 8 – гиперстеновые мангериты Башкымугурского массива по [24], 9 – тоналиты Ортоадырского массива –  $521 \pm 12$  млн. лет, по [22], 10 – лейкократовые тоналиты –  $536 \pm 5.7$  млн. лет, по [22].

новозрастных тектонических пластин различной мощности, сложенных породами моренского, эрзинского и нарынского комплексов. При этом внутри каждой тектонической пластины устанавливаются породные ассоциации, которые можно рассматривать только как фрагменты разрезов. Данные об их петрохимическом составе [18, 35] и имеющиеся к настоящему времени изотопно-гео-

химические данные об источниках метатерригенных пород [15, 23] были опубликованы ранее. В данном разделе целесообразно остановиться только на особенностях состава породных ассоциаций, что позволяет определить возможные тектонические обстановки их формирования.

В состав нарынского комплекса включены существенно карбонатные, терригенно-карбонат-

ные и терригенные толщи балыктыгхемской и чартисской свит, нарынской и нижненарынской свит, а также терригенные толщи чинчилигской серии водораздельного хребта рек Эрзин и Чинчилиг (см. рис. 2), степень метаморфизма которых изменяется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В настоящее время объемы и соотношения этих толщ трактуются по-разному [6, 9, 14, 35]. Однако несмотря на разнообразие состава слагающих их метаосадочных пород все они относятся к отложениям мелководных эпиконтинентальных морских бассейнов [32, 35].

К моренскому комплексу отнесены метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации вулканические и осадочные породы, которые можно условно объединить в две толщи. Первая из них представлена преимущественно биотитовыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами, а вторая – ассоциацией гнейсов (аналогичного минерального состава), мраморов, кварцитов и амфиболитов. В результате изучения особенностей химического состава этих пород показано, что формирование их протолитов протекало в обстановке рифтогенных структур пассивных континентальных окраин [18, 35].

Эрзинский комплекс сложен интенсивно мигматизированными биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, отличительной чертой которых является присутствие реликтовых минеральных парагенезисов гранулитовой фации метаморфизма. Протолитами гнейсов эрзинского комплекса послужили разнообразные по составу осадочные породы (от глиноземистых пелитов до карбонатных алевролитов умеренной щелочности калиево-натрового ряда), характерные для бассейнов пассивных континентальных окраин [18, 35]. Кроме того, к эрзинскому комплексу отнесены гиперстенные и двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, слагающие Нижнеэрзинскую тектоническую пластину, закартированную в береговых террасах правого берега реки Эрзин (см. рис. 2). Эти образования протяженностью около 400 м приурочены к северной ветви Чинчилигской системы надвигов. По химическому составу кристаллические сланцы этой тектонической пластины изменяются от толеитовых базальтов до тоналитов. Ортопороды в различной степени преобразованы в условиях амфиболитовой фации, вплоть до полного исчезновения парагенезисов с пироксеном. В целом кристаллические сланцы Нижнеэрзинской тектонической пластины могут рассматриваться как фрагменты палеоостроводужных или палеоокеанических образований раннекаледонского обрамления Тувино-Монгольского массива.

Выполненные на сегодняшний день структурные исследования [18, 35] показывают, что породы нарынского, моренского и эрзинского комплексов неоднократно вовлекались в процессы структурно-

метаморфических преобразований, последовательность проявления которых отражена в табл. 1. Главными картируемыми структурными элементами западной части Тувино-Монгольского массива являются кристаллизационная сланцеватость  $S_3$ , северо-восточные прямые складки с пологими шарнирами  $F_4$  и надвиги Чинчилигской системы.

К наиболее ранним структурным элементам, выявленным в породах нарынского комплекса, относятся пакеты лежащих изоклиналильных складок  $F_3$ , изгибающих слоистость  $S_0$ , и сопряженные с ними мощные субгоризонтальные зоны интенсивного расланцевания (shear zones)  $S_3$ . В некоторых случаях размах крыльев лежащих изоклиналей  $F_3$  достигает нескольких сотен метров, а видимая мощность зон расланцевания  $S_3$  – 30–40 м. В свою очередь структурные элементы этапа  $D_3$  деформированы северо-восточными прямыми в различной степени сжатыми (от изоклиналильных до открытых) складками с пологими шарнирами  $F_4$ , многие из которых прослежены по простиранию осевых плоскостей на 15–20 км. Параллельно осевым поверхностям изоклиналильных складок  $F_4$  развиваются кристаллизационная сланцеватость и системы вязких разрывов  $S_4$ . Шарниры складок  $F_4$ , а также параллельная им линейность (по слюдам, амфиболам) и бороздчатость погружаются на ЮЗ под углами 10–40°, в то время как шарниры изоклиналильных складок  $F_3$  в зависимости от их положения на крыльях этих складок погружаются на СЗ или ЮВ [18, 22].

Морфологические особенности лежащих изоклиналильных складок  $F_3$  и зон интенсивного расланцевания  $S_3$  свидетельствуют о том, что их образование связано с формированием глубинных пластических надвигов. Судя по ориентировке шарниров прямых складок  $F_4$ , первоначально осевые плоскости складок  $F_3$ , кристаллизационная сланцеватость  $S_3$  и соответственно сместители этих надвигов были наклонены на ЮЗ под пологими и средними углами. Принимая во внимание, что к моменту образования складок  $F_4$  шарниры лежащих складок  $F_3$ , скорее всего, имели субмеридиональное простирание, а также первоначальное положение сместителей, есть все основания полагать, что перемещение тектонических пластин в ходе образования надвигов этапа  $D_3$  осуществлялось в направлении ЮЗ → СВ.

Формирование структурных элементов этапов  $D_3$  и  $D_4$  происходило в условиях высокоградиентного метаморфизма, который является прогрессивным по отношению к отложениям нарынского комплекса. В метатерригенных толщах чинчилигской серии, рассматриваемой нами в составе этого комплекса, Б.А. Блюманом [6] закартирована прогрессивная метаморфическая зональность, которая характеризуется повышением степени метаморфизма с востока на запад от зеле-

**Таблица 1.** Последовательность проявления эндогенных процессов в кристаллических комплексах западной части Тувино-Монгольского массива

Главные структурные элементы	Метаморфизм	Магматические комплексы
		Массивы граносиенитов и гранитов
Этап D <sub>6</sub> . Субмеридиональные разрывные нарушения		Башкымугурский массив (464.6 ± 5.7 млн. лет) габбро-диоритов, мангеритов, диоритов и гранодиоритов. Тесхемский массив (480 ± ± 5.4 млн. лет) порфиroidных гранитов, граносиенитов и лейкократовых гранитов
Этап D <sub>5</sub> . Формирование надвигов Чинчилигской системы – N <sub>2</sub>	Зеленосланцевая фация	Дайки основных пород Чжаргалантский массив (489.9 ± 3.1 млн. лет) сиенитов и щелочных гранитов Дайковые и жильные тела лейкократовых гранитов (489.4 ± 2.6 млн. лет) Нижнеулорский массив гранодиоритов
Этап D <sub>4</sub> . Северо-восточные прямые складки с пологими шарнирами F <sub>4</sub> , субвертикальные зоны расщепления и вязких разрывов S <sub>4</sub>	Региональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии (A <sub>2</sub> )*	Массивы трахитоидных и гнейсовидных гранодиоритов Эрзинской и Баянкольской (507 ± 14 млн. лет) магматических ассоциаций
Этап D <sub>3</sub> . Лежачие изоклинальные складки F <sub>3</sub> , субгоризонтальные зоны интенсивного расщепления S <sub>3</sub> , формирование глубинных пластических надвигов – N <sub>1</sub>		Массивы габбро-диоритов и диоритов Эрзинской (491.6 ± 9.5 млн. лет) и Баянкольской (496.5 ± 3.6 млн. лет) магматических ассоциаций
Тектоническое совмещение толщ эрзинского и моренского комплексов с неметаморфизованными карбонатными и терригенно-карбонатными толщами "чехла" (нарынский комплекс), островодужными и океаническими комплексами раннекаледонского обрамления		

Дайки основных пород
Метаморфизм амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии (B <sub>2</sub> )*, образование субмеридиональных прямых изоклинальных складок с пологими шарнирами F <sub>2</sub> (этап D <sub>2</sub> ) и кристаллизационной сланцеватости S <sub>1</sub> (этап D <sub>1</sub> ). Формирование анатектических гранитоидов (D <sub>2</sub> ; 536 ± 5.7 млн. лет), становление интрузий тоналитов Ортоадырского комплекса (D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub> ; 521 ± 12 млн. лет)
Накопление толщ моренского комплекса

Накопление толщ нарынского комплекса

Дайки основных пород
Метаморфизм гранулитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии (A <sub>2</sub> -A <sub>3</sub> )*. Кристаллизационная сланцеватость Sn (этап D <sub>n</sub> ). Интрузивные тела трондъемитов (494 ± 11 млн. лет)
Накопление толщ эрзинского комплекса

Примечание. \* Фациальные серии метаморфизма по [40].

носланцевой до амфиболитовой фации. В зоне контакта метапесчаников чинчи́лигской свиты и гнейсов эрзинского комплекса уровень регионального метаморфизма отвечает условиям биотит-ставролит-мусковит-андалузитовой субфации амфиболитовой фации [17–18, 22]. При этом в метапесчаниках чинчи́лигской серии наблюдаются равновесные парагенезисы, в то время как эти же парагенезисы в породах эрзинского комплекса являются наложенными. В прослоях метапесчаников в карбонатных породах нарынского комплекса (балыктыгхемская и чартисская свиты) также установлены парагенезисы амфиболитовой фации только андалузит-силлиманитовой фациальной серии [17].

Геохронологические данные, полученные к настоящему времени U-Pb методом по циркону [24] для гиперстеновых диоритов Эрзинской магматической ассоциации ( $491.6 \pm 9.5$  млн. лет), становление которых произошло на рубеже этапов  $D_3$  и  $D_4$ , трахитоидных биотитовых гранодиоритов Баянкольской магматической ассоциации ( $507 \pm 14$  млн. лет), внедрение которых коррелируется с заключительными стадиями формирования складок  $F_4$ , и, наконец, лейкократовых гранитов ( $489.4 \pm 2.6$  млн. лет), дайки и жильные тела которых пересекают гранодиориты указанных магматических ассоциаций, позволили дать оценку возрастного интервала проявления высокоградIENTного метаморфизма (см. табл. 1).

В моренском комплексе образованию лежащих складок  $F_3$  и кристаллизационной сланцеватости  $S_3$  предшествовало формирование прямых изоклинальных складок  $F_2$  и более ранней по отношению к этим складкам кристаллизационной сланцеватости  $S_1$ , которые обычно сохраняются только в реликтовой форме [18]. В пределах участков, где относительно слабо проявлены наложенные структурно-метаморфические преобразования (этапы  $D_3$ ,  $D_4$ ) в условиях амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, отчетливо устанавливается, что формирование указанных структурных элементов протекало в условиях амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии. Характерной особенностью этого метаморфического события является развитие процессов анатексиса в поле устойчивости кианита [17, 18], что отвечает кианит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации [40].

О возрасте структурно-метаморфических преобразований в условиях амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии, проявленных в породах моренского комплекса, можно судить на основании геохронологических данных, полученных для жильных субавтохтонных лейкократовых тоналитов ( $536 \pm 5.7$  млн. лет) и гнейсовидных биотитовых тоналитов ортоадырского магматического комплекса ( $521 \pm 12$  млн.

лет), становление которых предшествовало пологим структурам этапа  $D_3$  и происходило одновременно с образованием складок  $F_2$  и на рубеже этапов  $D_1$  и  $D_2$  (см. табл. 1).

В эрзинском комплексе структурно-метаморфические преобразования, полностью идентичные проявленным в нарынском комплексе, наложены на породы, ранее метаморфизованные в условиях гранулитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии [17, 18]. При оценке геологической позиции пород гранулитовой фации важно учитывать, что на всей территории Тувино-Монгольского массива гранулиты установлены только в виде реликтов среди гнейсов и мигматитов амфиболитовой фации. Как правило, они встречаются в виде будин, линз и “пропластков”, во внутренних зонах которых устанавливаются парагенезисы гранулитовой, а во внешних (и вмещающих их гнейсах) – амфиболитовой фации. Длинные оси будин и линз гранулитов, а также проявленная в них минеральная линейность по гиперстену обычно ориентированы в субмеридиональном направлении, поперечном к главным картируемым складкам  $F_4$ . В интервале между проявлением гранулитового и амфиболитового метаморфизма установлено внедрение даек базитов, что послужило основанием относить эти процессы к различным эпизодам метаморфизма [17, 18] или двум тектоно-метаморфическим циклам в понимании Ю.В.Миллера [30]. Однако вопрос о том, насколько они разделены во времени, остается открытым.

Заложение Чинчи́лигской системы надвигов  $N_2$ , к северной ветви которой относится собственно Чинчи́лигский надвиг [8], по которому сланцевые толщи чинчи́лигской серии нарынского комплекса надвинуты на карбонатные толщи балыктыгхемской свиты (см. рис. 2), произошло после формирования главных картируемых северо-восточных складок  $F_4$ . В пределах западной части Тувино-Монгольского массива надвиги этой системы прослежены вдоль долины р. Эрзин и водораздельного хребта рек Эрзин и Нарын. Они трассируются зонами бластомилонитов, тектонического разлинзования и трещиноватости, которые падают на ССЗ под углами  $0-35^\circ$ . В этом же направлении погружаются бороздчатость и длинные оси будин. Кроме того, вблизи надвигов осевые плоскости складок  $F_4$  и кристаллизационная сланцеватость  $S_4$  запрокинуты на ЮЮВ. Все это свидетельствует о том, что перемещения по этим надвигам осуществлялись в направлении ССЗ → ЮЮВ. Метаморфические преобразования, связанные с формированием Чинчи́лигской системы надвигов, проявлены локально и протекали в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Самыми поздними структурными элементами западной части Тувино-Монгольского массива являются субмеридиональные разрывные нару-

шения, которые представляют собой взбросы, падающие на запад под углами 50–60°. Образование этих разломов предшествовало становление Башкымугурского массива (см. рис. 2), возраст которого составляет  $464.6 \pm 5.7$  млн. лет [24].

Границы между нарынским, моренским и эрзинским комплексами и часто между слагающими их толщами, как отмечалось, тектонические. В большинстве случаев это вязкие разрывы, параллельные кристаллизационной сланцеватости  $S_4$ , что создает видимость согласного залегания.

Более ранние геологические границы по отношению к  $S_4$  были сформированы в интервале между установленными рубежами проявления низко- и высокоградиентного метаморфизма (см. табл. 1). Природа формирования ранних геологических границ реконструируется в зоне контакта метатерригенных пород чинчилигской серии и гнейсов эрзинского комплекса (см. рис. 2). В чинчилигской серии степень метаморфизма возрастает в западном направлении [6]. При этом шарниры главных картируемых складок  $F_4$  погружаются на ЮЗ под углами 10–40°. Иными словами, зонально метаморфизованные терригенные толщи чинчилигской серии падают под гнейсы эрзинского комплекса с реликтами гранулитов. Установленная здесь обращенная метаморфическая зональность показывает, что формирование пород гранулитовой фации не может быть связано со становлением одноактной метаморфической зональности, охватывающей толщи нарынского комплекса. Шарниры складок  $F_4$ , изгибающих слоистость  $S_0$  и сланцеватость  $S_3$ , параллельные им бороздчатость и минеральная линейность (по биотиту и мусковиту) имеют сходную ориентировку в метапесчаниках нарынского комплекса и в гнейсах эрзинского и моренского комплексов – погружаются на ЮЗ под углом от 10 до 40°. Это направление, в целом согласное со сланцеватостью  $S_3$ , по-видимому, фиксирует направление погружения поверхности сместителя надвига  $N_1$ , по которому были приведены в контакт тектонические пластины, сложенные породами гранулитовой фации, с неметаморфизованными терригенными толщами (рис. 3).

## ОБЪЕКТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Главные задачи выполненных геохронологических исследований состояли в том, чтобы определить возрастные границы формирования главных картируемых структурных элементов западной части Тувино-Монгольского массива. Для решения этой задачи использован подход [18, 21, 26], который включает: 1) реконструкцию последовательности проявления эндогенных процессов на основе независимых структурно-возрастных шкал; 2) выделение реперных интрузивных гранитоидных

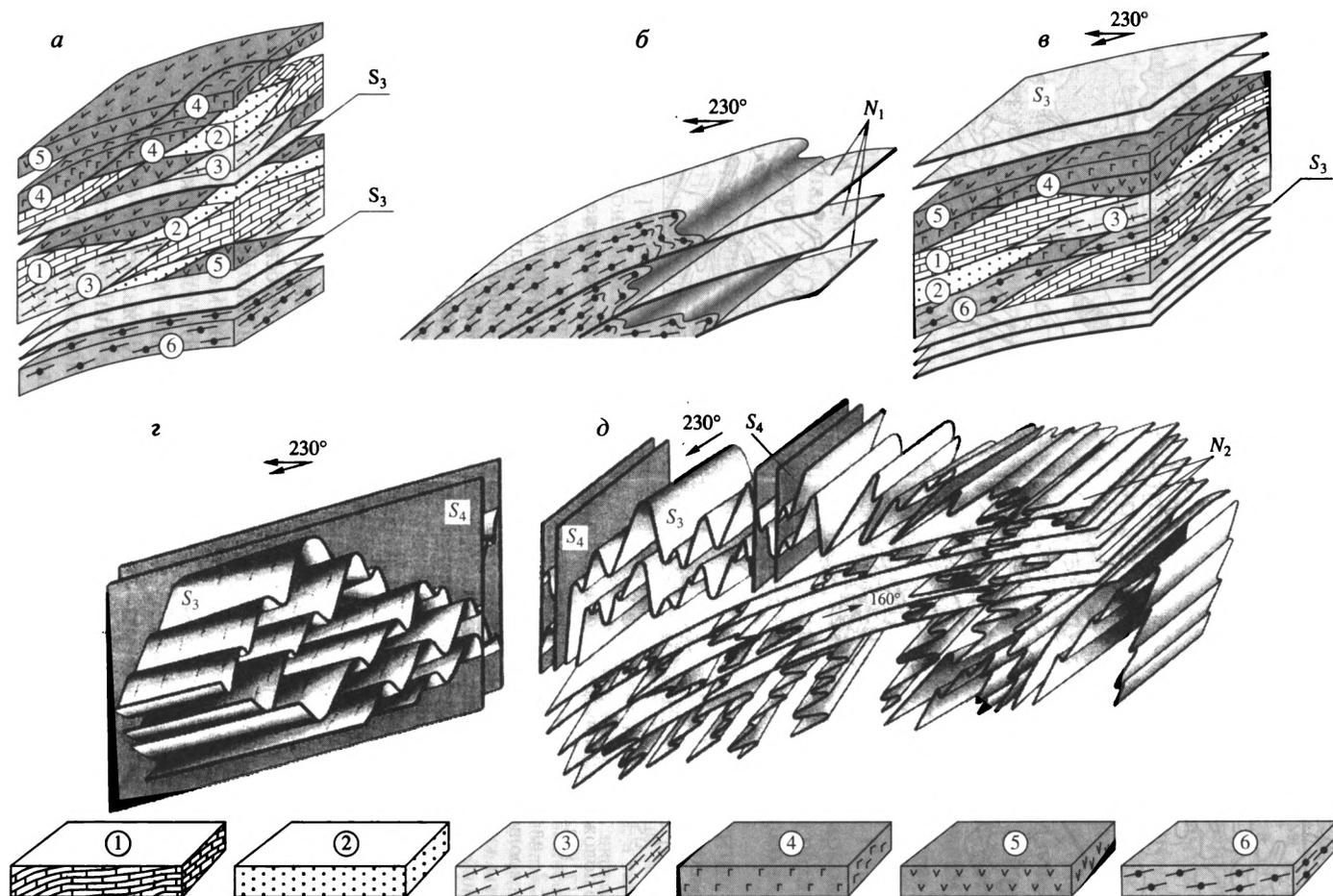
комплексов, для которых надежно установлено их положение в структурно-возрастной шкале; 3) датирование реперных гранитоидных комплексов U-Pb методом по циркону.

Учитывая полученные к настоящему времени геохронологические данные [22, 24], в качестве объектов для изотопного датирования были выбраны гранат-гиперстеновые трондьемиты Нижнеэрзинской тектонической пластины, гиперстеновые и двупироксеновые габбро-диориты и диориты Баянкольской магматической ассоциации, а также гранитоиды Чжаргалантского, Тесхемского массивов (см. рис. 2) и Таннуольского интрузивного комплекса Восточно-Таннуольской зоны (см. рис. 4).

**Гранат-гиперстеновые трондьемиты Нижнеэрзинской тектонической пластины.** В результате структурно-метаморфических преобразований в условиях амфиболитовой ( $S_3$ ) и гранулитовой ( $S_n$ ) фаций метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии гранитоиды этой структурно-возрастной группы превращены в лейкократовые гранат-гиперстеновые плагигнейсы. Они образуют полностью согласные со складчатыми структурами рамы пластинообразные и линзовидные тела мощностью до 40 м, залегающие среди гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев Нижнеэрзинской тектонической пластины. Довольно часто в них встречаются включения (ксенолиты) вмещающих пород.

Приведенные данные показывают, что становление гранат-гиперстеновых трондьемитов произошло до или одновременно с проявлением метаморфизма гранулитовой фации. Другими словами, изотопное датирование гранат-гиперстеновых трондьемитов позволяет оценить возраст этого метаморфического события и уточнить нижнюю возрастную границу формирования глубинных пластических надвигов этапа  $D_3$ .

**Баянкольская магматическая ассоциация.** К Баянкольской магматической ассоциации относятся гиперстеновые и двупироксеновые диориты и габбро-диориты, которые образуют небольшой массив (около 6 км<sup>2</sup>), закартированный в районе нижнего течения р. Баян-Кол, и собственно Баянкольский массив, сложенный трахитоидными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранодиоритами. Поверхность контакта массива гиперстеновых и двупироксеновых диоритов и габбро-диоритов пересекает кристаллизационную сланцеватость  $S_3$  в окружающих его породах нарынского и эрзинского комплексов [22]. В свою очередь гиперстеновые и двупироксеновые диориты и габбро-диориты подвергаются рассланцеванию ( $S_4$ ), связанному с формированием главных картируемых северо-восточных складок  $F_4$  западной части Тувино-Монгольского массива. Таким образом, есть все основания полагать, что



**Рис. 3.** Принципиальная схема становления главных структурных элементов Тувино-Монгольского массива в ходе высокоградиентного метаморфизма – этапы  $D_{3-5}$ .

1–2 – толщи нарынского комплекса; 2 – терригенные; 3 – низкоградиентные метаморфиты моренского комплекса; 4 – островодужные комплексы; 5 – комплексы океанического бассейна; 6 – породы гранулитовой фации.

*а* – тектоническое совмещение неметаморфизованных толщ нарынского комплекса, низкоградиентных метаморфит моренского комплекса с островодужными и комплексами океанического бассейна; формирование в глубинных сечениях вертикальной структурно-метаморфической зональности; *б* – выведение гранулитов в зону амфиболитовой фации по надвигам  $N_1$ ; *в* – формирование структур этапа  $D_3$  в зоне амфиболитовой фации; *г* – становление главных картируемых северо-восточных структур этапа  $D_4$ ; *д* – становление надвигов Чинчилигской системы ( $N_2$ ).

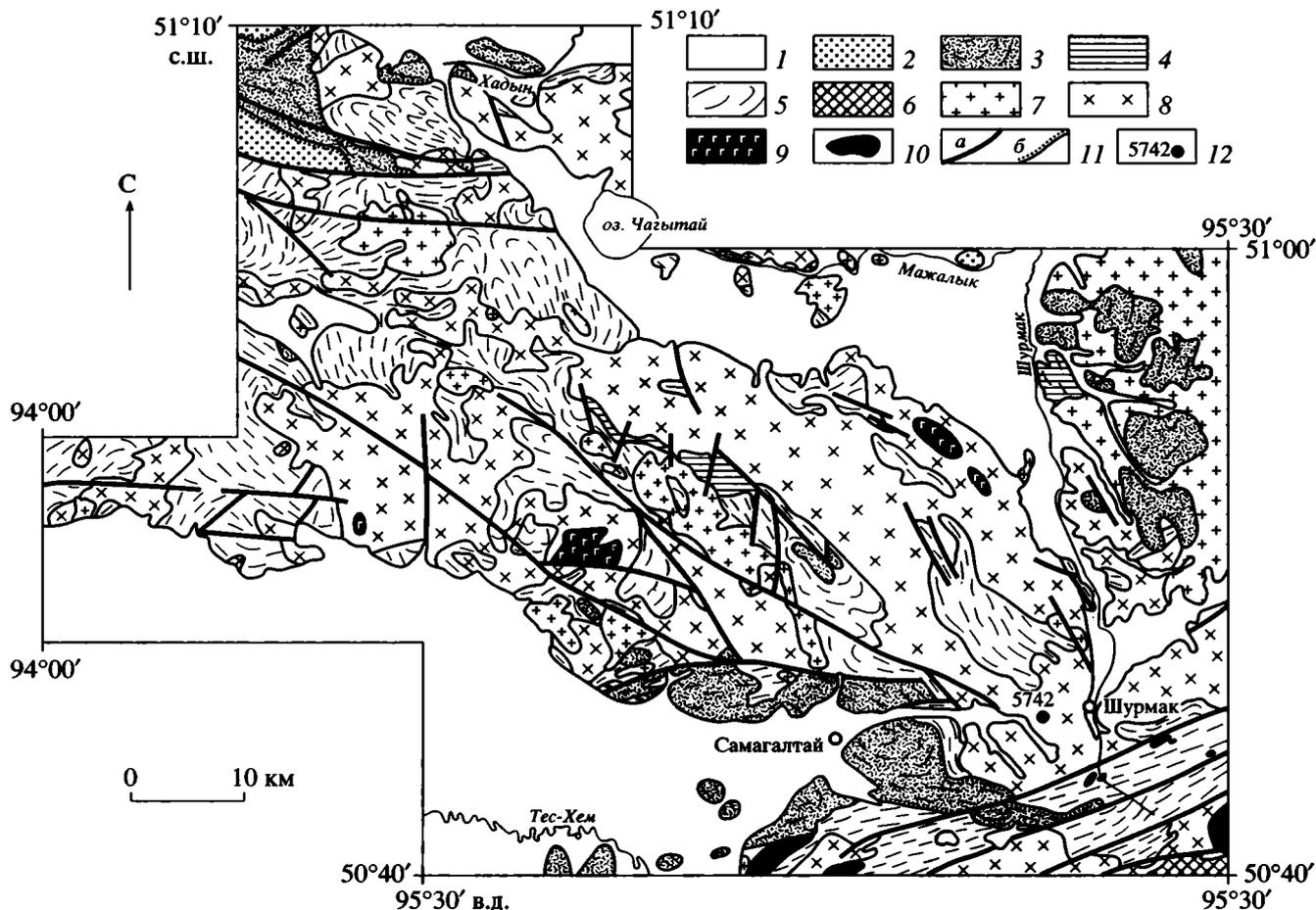


Рис. 4. Схема геологического положения таннуольского интрузивного комплекса в зоне сочленения Восточного и Остроконечного Танну-ола, по [7, 8, 34].

1 – четвертичные отложения; 2 – алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки (средний–верхний девон); 3 – кислые вулканиды и их туфы, алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки, мергели (силур–девон); 4 – известняки, глинистые сланцы, алевролиты, кислые эффузивы и их туфы (средний кембрий); 5 – порфириты, порфиры и их туфы, туфолавы и известняки (нижний кембрий); 6 – нерасчлененные метаморфические породы Тувино-Монгольского массива; 7–10 – магматические комплексы: 7 – брэнский: граниты, граносиениты (средний–поздний палеозой?), 8 – таннуольский: диориты, кварцевые диориты, тоналиты, трондьемиты, 9 – мажалькский: габбро-диориты, габбро, пироксениты (ранний палеозой?); 10 – гипербазиты; 11 – разломы (а), границы несогласного залегания отложений (б); 12 – положение пробы 5742.

внедрение рассматриваемого массива произошло в интервале времени, ограниченном формированием кристаллизационной сланцеватости  $S_3$  и складок  $F_4$ . По сути дела, этот массив является единственным на сегодняшний день объектом для геохронологических исследований; датирование которого дает возможность уточнить верхнюю возрастную границу формирования глубоких пластических надвигов этапа  $D_3$  и нижнюю возрастную границу образования главных картируемых складок  $F_4$ .

**Чжаргалантский массив**, сложенный крупнозернистыми амфиболовыми сиенитами, граносиенитами и щелочными гранитами, занимает площадь около 5 км<sup>2</sup>. Он прорывает метаморфизованные в амфиболитовой фации карбонатные породы нарынского комплекса, в которых прояв-

лены деформации этапа  $D_4$  (см. табл. 1). После становления этого массива породы нарынского комплекса не вовлекались в регионально проявленные структурно-метаморфические преобразования. Однако отдельные жильные тела в северном обрамлении массива смяты в складки, что, по-видимому, является отражением движений по надвигам Чинчилигской системы, проявленным в нарынском комплексе [10]. Так же, как и лейкократовые граниты, для которых уже получена оценка возраста  $489.4 \pm 2.6$  млн. лет [24], Чжаргалантский массив является реперным объектом, датирование которого позволяет оценить нижнюю возрастную границу образования Чинчилигской системы надвигов  $N_2$  и фиксирует завершение высокоградиентного метаморфизма в карбонатных толщах нарынского комплекса.

**Тесхемский массив**, расположенный в юго-западной части изученного района, имеет двухфазное строение. Ранняя фаза массива представлена крупнозернистыми порфиридовидными биотитовыми гранодиоритами, гранитами и граносиенитами, а поздняя – мелкозернистыми лейкократовыми граносиенитами и гранитами. Поверхность контакта Тесхемского массива пересекает зоны милонитизации, трассирующие надвиги Чинчилигской системы. Следовательно, датирование этого массива позволяет оценить верхнюю возрастную границу их формирования.

**Таннуольский интрузивный комплекс.** Интрузивные образования таннуольского комплекса исследовались в раннекаледонском обрамлении Тувино-Монгольского массива: в Каахемской [25] и Восточно-Таннуольской зонах (рис. 4). В состав таннуольского комплекса включены породы пестрого состава, от габбро до гранитов, однако наиболее типичными и преобладающими являются гнейсовидные диориты, кварцевые диориты и тоналиты, слагающие крупные (десятки и сотни квадратных километров) массивы. Для них отмечаются элементы конкордантности по отношению к главным складчатым структурам, что выражается в изменении ориентировки длинных осей массивов в соответствии с изменением направления простирающихся толщ. Это позволяло рассматривать их как синорогенные образования, формировавшиеся в период главной фазы складчатости раннекаледонского тектогенеза в позднем кембрии или на рубеже кембрия и ордовика [8]. В то же время поверхности контактов массивов пересекают смятые в складки нижнекембрийские толщи [34]. Для гнейсовидных кварцевых диоритов таннуольского комплекса Каахемской зоны U-Pb методом по циркону установлен возраст  $451 \pm 5.7$  млн. лет [25]. Эти данные показывают, что деформации, синхронные с внедрением этих пород, не связаны со становлением главных складчатых структур раннекаледонского обрамления Тувино-Монгольского массива. В данной работе в качестве объекта исследования выступают гнейсовидные кварцевые диориты (проба 5742) таннуольского комплекса Восточно-Таннуольской зоны, представляющие собой типичные синкинематические интрузивные образования (см. рис. 4). Геохронологические исследования этих диоритов позволяют оценить время формирования зон интенсивных сдвиговых деформаций непосредственно в обрамлении Тувино-Монгольского массива.

### РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ<sup>1</sup>

Места отбора проб для геохронологических исследований показаны на рис. 2.

**Гранат-гиперстеновые трондьемиты Нижнеэрзинской тектонической пластины.** Характерной особенностью гранат-гиперстеновых трондьемитов Нижнеэрзинской тектонической пластины является очень низкое содержание циркона. Так, из пробы 5522 весом около 20 кг, которая использована для изотопного датирования, удалось выделить всего 1 мг циркона, размер зерен которого не превышает 50 мкм.

Акцессорный циркон из пробы 5522 представлен двумя основными морфологическими типами кристаллов. К I типу относятся прозрачные и полупрозрачные идиоморфные и субидиоморфные бесцветные кристаллы призматической и коротко-призматической формы цирконового габитуса;  $K_{удл.} = 2.0-3.0$ . Изучение внутреннего строения кристаллов циркона из пробы 5522 методом катодолюминесценции, которое предшествовало изотопным исследованиям, позволило выявить частично сохранившуюся “тонкую” магматическую зональность, развитую параллельно основным граням кристалла I типа. Кроме того, в отдельных кристаллах циркона этого типа обнаружены ядра с оболочками различной мощности. Количество этого циркона не превышает 20%.

#### <sup>1</sup> АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Для изотопного датирования рассмотренных выше магматических комплексов наряду с традиционным U-Pb методом была использована методика U-Pb исследований единичных зерен циркона, а также выполнены U-Pb исследования отдельных зерен циркона на ион-ионном микрозонде (SHRIMP).

В первом случае химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [47, 53]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Точность определения U/Pb отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U.

U-Pb геохронологические исследования единичных зерен циркона выполнены в Лаборатории геохимии Макса-Планка Института химии (г. Майнц, Германия) по методике, изложенной в работах [45, 49–50]. Для изотопного анализа циркона использовался смешанный трасер  $^{233}\text{U}$ - $^{232}\text{Th}$ - $^{202}\text{Pb}$ . За период исследований холостое загрязнение составляло  $9.0 \pm 1.0$  пг. Измерения изотопного состава Pb и U выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261.

Изотопные исследования циркона из гранат-гиперстеновых трондьемитов проводились на ион-ионном микрозонде SHRIMP™ II (г. Хиросима, Япония) по методике [42, 43, 56]. Измеренные изотопные отношения приведены к значениям стандартного циркона SL13 (572 млн. лет;  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0928$ ) Австралийского Университета.

Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [52] и ISOPLOT [51]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [58]. Поправки на обычный свинец в большинстве случаев введены в соответствии с модельными величинами [44, 57]. Исключение составляют только цирконы фанерозойского и позднепротерозойского возраста, изотопные данные для которых получены на SHRIMP. В этом случае поправки на обычный свинец были введены методом коррекции по  $^{207}\text{Pb}$  [43]. Все ошибки приведены на 2-х  $\sigma$  уровне.

**Таблица 2.** Результаты U-Th-Pb изотопных исследований (SHRIMP) цирконов из гранат-гиперстеновых трондьемитов Нижнеэрзинской тектонической пластины

№ п/п	Характеристика циркона	Содержание, мкг/г		Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет		
		U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
<b>Цирконы магматического и метаморфического происхождения</b>											
1.1	призм.	429	80	0.19	10725	0.0565 ± 9	0.0775 ± 22	0.6044 ± 208	481 ± 13	480 ± 13	474 ± 36
2.1	призм.	88	42	0.47	2348	0.0544 ± 37	0.0785 ± 27	0.5883 ± 471	487 ± 16	470 ± 31	385 ± 161
3.1	призм.	277	31	0.11	3310	0.0546 ± 37	0.0766 ± 23	0.5761 ± 450	476 ± 14	462 ± 29	394 ± 162
4.1	призм.	179	2	0.01	14649	0.0579 ± 9	0.0769 ± 19	0.6136 ± 191	477 ± 12	486 ± 12	525 ± 34
5.1	призм.	199	2	0.01	2458	0.0524 ± 20	0.0764 ± 32	0.5519 ± 335	474 ± 19	446 ± 22	304 ± 90
6.1	призм.	157	117	0.75	13404	0.0595 ± 13	0.0820 ± 33	0.6725 ± 325	508 ± 20	522 ± 20	584 ± 49
7.1	призм.	114	2	0.02	2301	0.0548 ± 27	0.0802 ± 23	0.6055 ± 363	497 ± 14	481 ± 23	403 ± 114
8.1	дл.-призм.	368	123	0.33	1825	0.0545 ± 16	0.0851 ± 34	0.6390 ± 336	526 ± 20	502 ± 21	391 ± 67
9.1	призм.	134	31	0.23	2854	0.0569 ± 39	0.0798 ± 35	0.6259 ± 539	495 ± 21	494 ± 34	488 ± 160
10.1	призм.	270	61	0.22	1276	0.0551 ± 28	0.0853 ± 93	0.6477 ± 815	528 ± 55	507 ± 52	414 ± 120
11.1	призм.	162	2	0.01	5331	0.0571 ± 20	0.0833 ± 37	0.6559 ± 389	516 ± 22	512 ± 24	495 ± 78
12.1	призм.	209	16	0.08	3393	0.0569 ± 29	0.0846 ± 52	0.6645 ± 560	524 ± 31	517 ± 35	490 ± 117
13.1	призм.	4880	424	0.09	157	0.0794 ± 20	0.0749 ± 57	0.8200 ± 681	466 ± 34	608 ± 39	1182 ± 51
16.1	изом.	251	63	0.25	3768	0.0563 ± 19	0.0795 ± 42	0.6171 ± 403	493 ± 25	488 ± 26	465 ± 75
18.1	изом.	163	42	0.26	6146	0.0580 ± 24	0.0774 ± 27	0.6189 ± 354	481 ± 16	489 ± 22	529 ± 93
19.1	изом.	278	43	0.16	7119	0.0569 ± 12	0.0761 ± 37	0.5964 ± 323	473 ± 22	475 ± 21	486 ± 45
20.1	изом.	470	62	0.13	2214	0.0569 ± 19	0.0807 ± 68	0.6331 ± 593	500 ± 40	498 ± 38	487 ± 75
<b>Ксеногенные цирконы</b>											
14.1	призм.	211	104	0.49	5056	0.0639 ± 12	0.1307 ± 45	1.152 ± 47	792 ± 26	778 ± 22	740 ± 39
15.1	призм.	178	61	0.34	5015	0.1137 ± 16	0.313 ± 17	4.909 ± 284	1756 ± 84	1804 ± 50	1859 ± 26
15.2	призм.	582	158	0.27	7254	0.1127 ± 9	0.323 ± 38	5.018 ± 604	1804 ± 190	1822 ± 107	1843 ± 15
17.1	призм.	77	43	0.56	5045	0.1109 ± 23	0.346 ± 24	5.296 ± 399	1916 ± 117	1868 ± 66	1815 ± 39

Примечания: призм., дл.-призм – циркон I типа призматической и длинно-призматической формы; изом. – изометричный циркон II морфологического типа.

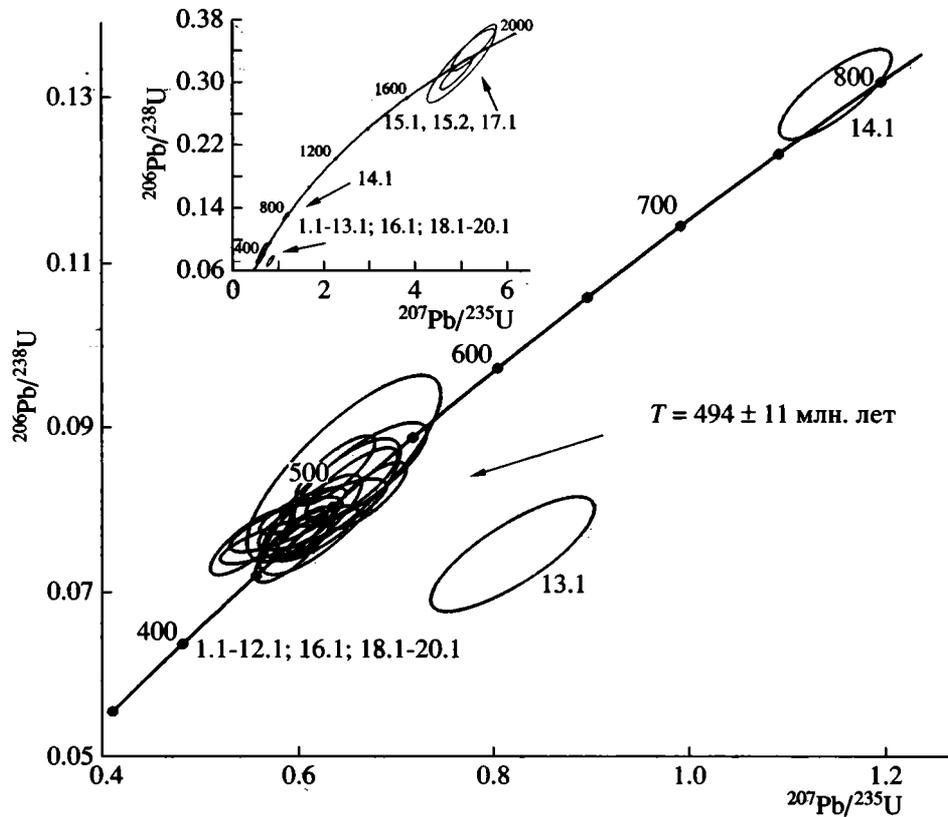


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для пробы 5522.

Циркон II типа образует прозрачные бесцветные субидiomорфные и идиоморфные изометричные кристаллы, а также неравномерно ограниченные кристаллы, имеющие форму, близкую к изометричной, но при этом сохраняющие грани дипирамиды. Циркон этого типа характеризуется высоким двупреломлением. В соответствии с существующими морфологическими критериями [5, 27, 54–55] он может быть отнесен к так называемым “гранулитовым” цирконам, кристаллизация которых происходила, по-видимому, в условиях гранулитовой фазии метаморфизма.

U-Pb изотопные исследования циркона из гранат-гиперстеновых трондьемитов выполнены на ион-ионном микрозонде SHRIMP™. В ходе этих исследований было изучено 16 кристаллов циркона I типа (№ 1.1–15.1, 2; 17.1; табл. 2, рис. 5) и 4 кристалла циркона II типа (№ 16.1, 18.1–20.1; см. табл. 2, рис. 5). Как видно из таблицы 2 и рис. 5, большая часть точек изотопного состава изученных кристаллов циркона располагается вблизи конкордии. При этом каких-либо значимых различий в оценках возраста цирконов I и II типов не установлено. Среднее значение возраста, рассчитанное по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для 17 изотопных анализов циркона, соответствует  $494 \pm 11$  млн. лет (СКВО = 3.2). Более древние оценки возраста (740, 1815–1859 млн. лет) были получены только

для ядер, выявленных в кристаллах циркона I типа (№ 14.1, 15.1, 15.2; см. табл. 2, рис. 5), а также для одного кристалла циркона призматического облика, не содержащего видимых ядер (№ 17.1, см. табл. 2, рис. 5). По всей вероятности, древние ядра и зерна циркона были унаследованы из магмообразующего субстрата при образовании родоначального для гранат-гиперстеновых трондьемитов расплава и/или в качестве ксеногенных кристаллов могли быть захвачены расплавом.

Совпадение оценок возраста большей части кристаллов циркона I типа, которые обладают признаками кристаллизации из расплава, родоначального для гранат-гиперстеновых трондьемитов, и кристаллов циркона II типа, которые, по-видимому, образовались в условиях гранулитовой фазии метаморфизма, позволяет сделать вывод о том, что трондьемиты Нижнеэрзинской тектонической пластины испытали структурно-метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фазии вскоре после своего образования. К сожалению, на основе полученных данных мы не можем четко разделить эти два события. Поэтому значение возраста  $494 \pm 11$  млн. лет следует принимать в качестве сугубо приблизительной оценки возраста становления гранат-гиперстеновых трондьемитов, а также оценки времени про-

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов Тувино-Монгольского массива

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^1$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^1$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Гиперстеновые диориты Баянкольской интрузивной ассоциации (проба 5737)												
1	-125 + 90	1.60	11.7	134	1197	0.0571	0.1828	0.6191	0.0786	489.3 ± 1.5	487.7 ± 1.5	496.6 ± 3.2
2	-160 + 125	2.30	10.3	116	1181	0.0571	0.1787	0.6326	0.0803	497.7 ± 1.5	498.0 ± 1.5	496.5 ± 3.6
Граносиениты Тескемского массива (проба 5541)												
3	един. зерно 1	-	U/Pb <sup>2</sup>	=12.5	1847	0.0571	0.1561	0.5850	0.0743	467.6 ± 6.9	462.2 ± 4.8	494.4 ± 17
4	един. зерно 2	-	U/Pb <sup>2</sup>	=13.4	636	0.0569 ± 1	0.1587	0.5442	0.0693	441.2 ± 2.3	431.9 ± 1.5	489.7 ± 5.0
5	един. зерно 3	-	U/Pb <sup>2</sup>	=12.5	953	0.0570 ± 1	0.1325	0.5928	0.0754	472.7 ± 3.1	468.5 ± 1.8	493.1 ± 4.5
6	>100 I, A 20%	0.43	15.6	171	426.4	0.0567 ± 1	0.1708	0.6013	0.0769	478.0 ± 1.9	477.6 ± 1.5	480.0 ± 5.4
Щелочные граниты Чжаргалантского массива (проба 5551)												
7	един. зерно	-	U/Pb <sup>2</sup>	=13.2	2360	0.0571	0.0323	0.6174	0.0784	488.2 ± 2.5	486.8 ± 2.0	495.2 ± 2.8
8	>85, A 15%	0.13	75.6	970	749	0.0571	0.0363	0.6060	0.0769	481.1 ± 1.6	477.7 ± 1.5	497.1 ± 3.0
9	>85, A 20%	0.42	54.0	710	1686	0.0570	0.0368	0.6142	0.0781	486.2 ± 1.6	485.0 ± 1.5	492.1 ± 2.2
Тоналиты таннуольского комплекса (проба 5742)												
10	-125 + 100	1.90	22.7	280	1535	0.0561	0.1711	0.5751	0.0743	461.3 ± 1.4	462.2 ± 1.4	457.0 ± 2.9

Примечания: <sup>1</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; A 20% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; <sup>2</sup> – вес зерна циркона не определялся; един. – единичное.

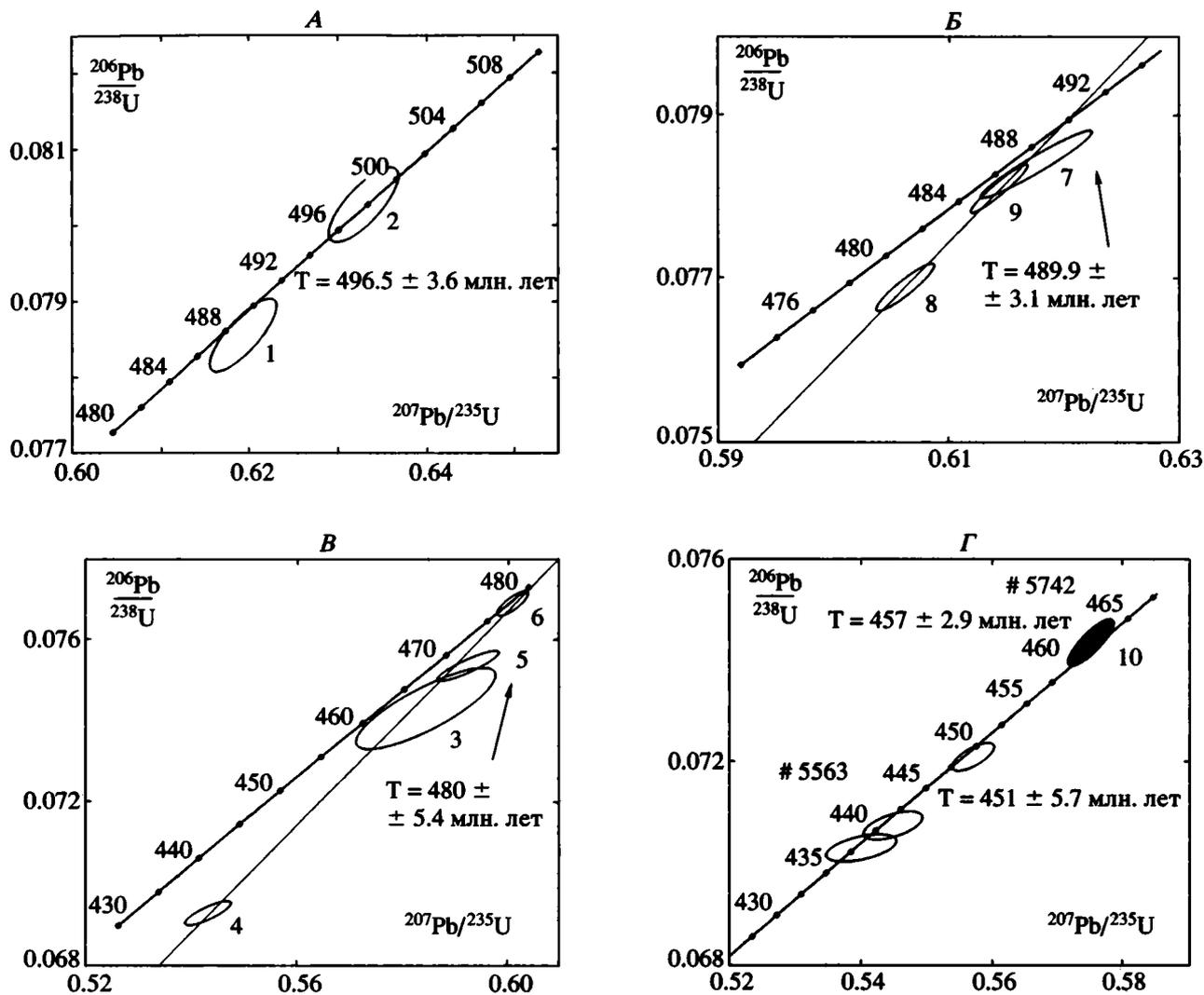


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для проб: А – 5737, Б – 5551, В – 5541, Г – 5742. Проба 5563: тоналиты таннуольского интрузивного комплекса Каахемской зоны, по [19].

явления поздней стадии метаморфизма гранулитовой фации в породах эрзинского комплекса.

**Баянкольская магматическая ассоциация.** Для изотопных исследований использован циркон, выделенный из гиперстеновых диоритов (проба 5737). Он представлен идиоморфными прозрачными кристаллами светло-розового цвета призматической и коротко-призматической формы гиацинтового габитуса с однородным внутренним строением. Преобладающими элементами огранки кристаллов циркона являются грани призмы, {110} и дипирамиды. Размер кристаллов изменяется от 80 до 500 мкм;  $K_{удл.} = 2.0-4.0$ .

Для U-Pb изотопных исследований использованы две навески циркона, отобранные из размерных фракций  $-125+90$  мкм и  $-160+125$  мкм (№ 1, 2; см. табл. 3, рис. 6А). Точка изотопного состава циркона из более крупной фракции распо-

лагается на конкордии (№ 2; см. табл. 3, рис. 6А), а его возраст составляет  $496.5 \pm 3.6$  млн. лет ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). Циркон из фракции  $-125 + 90$  мкм незначительно дискордантен (№ 1; см. табл. 3, рис. 6А). Его возраст, рассчитанный по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , соответствует  $496.6 \pm 3.2$  млн. лет и практически совпадает с возрастом конкордантного циркона. Морфологические особенности циркона из гиперстеновых диоритов Баянкольской магматической ассоциации свидетельствуют об его кристаллизации из расплава, что дает нам все основания принимать оценку возраста  $496.5 \pm 3.6$  млн. лет в качестве наиболее точной оценки возраста их становления.

**Чжаргалантский массив.** Акцессорный циркон, выделенный из амфиболовых гранитов (проба 5551), образует прозрачные и полупрозрачные идиоморфные кристаллы светло-коричневого и

коричневого цвета призматической и коротко-призматической формы, обладающие цирконовым габитусом и “тонкой” магматической зональностью. В некоторых полупрозрачных кристаллах циркона обнаружены не имеющие четких границ реликтовые ядра, к которым приурочены скопления минеральных включений. Размер кристаллов циркона изменяется от 50 до 200 мкм;  $K_{удл.} = 2.0-4.5$ . Морфологические особенности циркона из амфиболовых гранитов указывают на его магматическую природу.

U-Pb изотопные исследования выполнены (№ 7, 8, 9; см. табл. 3, рис. 6Б) для одного наиболее прозрачного зерна циркона, а также для двух навесок прозрачных зерен циркона размером  $> 85$  мкм, подвергшихся аэробразивной обработке [48]. Точки изотопного состава циркона образуют дискордию (см. рис. 6Б), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $489.9 \pm 3.1$  млн. лет, а нижнее —  $-361 \pm 338$  млн. лет (СКВО = 1.4). Учитывая магматическое происхождение исследованного циркона, мы принимаем полученную оценку возраста  $489.9 \pm 3.1$  млн. лет в качестве времени становления Чжаргалантского массива.

**Тесхемский массив.** По морфологическим признакам акцессорный циркон из лейкократовых граносиенитов второй фазы (проба 5541) относится к двум типам. Первый из них представлен прозрачными идиоморфными кристаллами светло-розового цвета призматической формы цирконового габитуса. Для внутреннего строения этих кристаллов характерна “тонкая” магматическая зональность и присутствие небольшого количества твердофазных включений. Размер кристаллов циркона I типа изменяется от 70 до 300 мкм ( $K_{удл.} = 2.5-4.0$ ), а их количество составляет около 60%.

Ко II типу относятся прозрачные и полупрозрачные идиоморфные кристаллы светло-розового цвета коротко-призматической формы цирконового габитуса, обладающие сложной огранкой. Циркон этого типа отличается присутствием имеющих четкие очертания полупрозрачных ядер, окрашенных в светло-коричневый цвет, и прозрачной незональной оболочки. В большинстве случаев к ядрам приурочены скопления мелких включений рудных минералов. Размер кристаллов циркона II типа изменяется от 50 до 200 мкм;  $K_{удл.} = 1.5-2.0$ .

Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы три наиболее прозрачных зерна циркона I типа (№ 3, 4, 5; см. табл. 3, рис. 6В) и одна навеска циркона I типа, отобранного из фракции  $>100$  мкм (№ 6; см. табл. 3, рис. 6В) и подвергнутого аэробразивной обработке [49]. Точка изотопного состава циркона после аэробразии располагается на конкордии (см. рис. 6В), а значение его возраста, рассчитанное по

отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , составляет  $480 \pm 5.4$  млн. лет (возраст по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  соответствует  $477.6 \pm 1.5$  млн. лет). Дискордия, рассчитанная для четырех точек, имеет верхнее пересечение с конкордией, отвечающее возрасту  $481 \pm 21$  млн. лет (нижнее пересечение —  $107 \pm 375$  млн. лет; СКВО = 2.1). Принимая во внимание морфологические особенности циркона, мы можем рассматривать оценку  $480 \pm 5.4$  млн. лет, как возраст становления гранитоидов поздней фазы Тесхемского массива.

**Таннуольский интрузивный комплекс.** Циркон из гнейсовидных биотит-роговообманковых кварцевых диоритов (проба 5742) представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными кристаллами розовато-желтого цвета призматической и коротко-призматической формы цирконового габитуса. Для внутреннего строения кристаллов циркона характерна слабо проявленная зональность. Кроме того, в некоторых кристаллах циркона коротко-призматической формы встречаются реликтовые ядра. Размер кристаллов циркона изменяется от 50 до 250 мкм;  $K_{удл.} = 1.5-4.0$ .

Для изотопного анализа были использованы наиболее прозрачные кристаллы циркона призматической формы, отобранные из размерной фракции  $-125 + 100$  мкм (№ 10; см. табл. 3, рис. 6Г), которые оказались конкордантными. Значение возраста, рассчитанное для этой фракции циркона по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , составляет  $457 \pm 2.9$  млн. лет, а оценка возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  —  $462.2 \pm 1.4$  млн. лет. Морфологические особенности циркона из биотит-роговообманковых кварцевых диоритов позволяют сделать вывод об его магматическом происхождении. Таким образом, полученная оценка его возраста  $457 \pm 2.9$  млн. лет соответствует возрасту кристаллизации исходных расплавов таннуольского интрузивного комплекса.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные ранее геохронологические данные о возрасте гранодиоритов Баянкольского массива ( $507 \pm 14$  млн. лет) дали приблизительную оценку возраста становления главных картируемых структур и сопряженных с ними процессов высокоградиентного регионального метаморфизма в кристаллических комплексах Тувино-Монгольского массива. Оценка возраста гиперстенных диоритов Баянкольского массива —  $496.5 \pm 3.6$  млн. лет с высокой степенью достоверности определяет время проявления второй стадии регионального метаморфизма амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фашиальной серии, становления прямых северо-восточных складок  $F_4$  и кристаллизационной сланцеватости  $S_4$ . В соответствии с этим тектоническое сочленение метаморфит кианит-силлиманитовой фашиальной серии моренского комплекса, гранулитов эрзинско-

го и неметаморфизованных пород нарынского комплексов, а затем проявление первой стадии высокоградиентного регионального метаморфизма, выраженное развитием пологой системы кристаллизационной сланцеватости  $S_3$ , происходило в интервале  $496.6 \pm 3.5$ – $536 \pm 5.7$  млн. лет. Принимая во внимание данные о возрасте гранитоидов Ортоадырского массива ( $521 \pm 12$  млн. лет), внедрение которых предшествовало формированию пологих структур, можно, по-видимому, отнести первую стадию высокоградиентного регионального метаморфизма к среднему–позднему кембрию, а вторую – к рубежу кембрия и ордовика или началу раннего ордовика. Завершение высокоградиентного метаморфизма или его регрессивная стадия в гнейсо-мигматитовых полиметаморфических и карбонатных толщах фиксируется внедрением жильных аплитовидных гранитов, прорывающих гранодиориты Эрзинской магматической ассоциации, и щелочных гранитов-сиенитов Чжаргалантского массива –  $489.4 \pm 2.6$  и  $489.9 \pm 3.1$  млн. лет соответственно (см. табл. 1).

Результаты геохронологических исследований Эрзинской магматической ассоциации дают значения возраста для гиперстеновых диоритов  $491 \pm 9$  млн. лет и поздних лейкократовых гранитов  $489.4 \pm 2.6$  млн. лет [24]. Эти породы, как отмечалось, переработаны надвигами Чинчильской системы  $N_2$ , что определяет нижнюю геологическую границу их формирования –  $489.4 \pm 2.6$  млн. лет. Верхняя возрастная граница надвигов определена по внедрению комплекса порфириовидных и гипабиссальных мелкозернистых граносиенитов и лейкократовых щелочных гранитов Тесхемского массива –  $480 \pm 5.4$  млн. лет. Внедрение последних фиксирует также и полное завершение процессов высокоградиентного метаморфизма в Тувино-Монгольском массиве.

Интервал формирования субмеридиональной системы постметаморфических разломов фиксирует внедрение Башкымугурского массива –  $464.6 \pm 5.7$  млн. лет, с одной стороны, и прорывающих его лейкократовых гранитов и граносиенитов, с другой (см. рис. 2). Для гранитов, прорывающих с юга Башкымугурский массив, Rb–Sr методом по породе в целом определено близкое значение возраста ( $468 \pm 12$  млн. лет) [33].

Результаты датирования пород таннуольского комплекса Каахемской и Восточно-Таннуольской зон ( $451 \pm 5.7$  и  $457 \pm 2.9$  млн. лет) показывают, что в позднем ордовике в пределах этих структур после главной фазы складчатости (на рубеже кембрия–ордовика) продолжались интенсивные деформации, контролировавшие внедрение батолитов (первой фазы) таннуольского комплекса. В то же время Тувино-Монгольский массив в начале раннего ордовика уже к моменту внедрения гранитоидов Тесхемского массива ( $480 \pm 5.4$  млн. лет) представлял собой относи-

тельно жесткий, стабилизированный геоблок. Слагающие его толщи не вовлекались в более поздние региональные складкообразующие деформации, что достаточно очевидно при сравнении структурной позиции близких по возрасту интрузивных образований Башкымугурского массива ( $464.6 \pm 5.7$  млн. лет), локализованных в пределах Тувино-Монгольского массива, и таннуольского интрузивного комплекса ( $457 \pm 2.9$  млн. лет) Восточно-Таннуольской раннекаледонской зоны его обрамления.

При обсуждении оценки возраста и модели образования гранулитов эрзинского комплекса Тувино-Монгольского массива следует остановиться на следующих аспектах. Верхняя возрастная граница проявления метаморфизма гранулитовой фации в эрзинском комплексе определяется внедрением диоритов и габбро-диоритов Эрзинской и Баянкольской магматических ассоциаций. В породах Эрзинской магматической ассоциации, для которой определен возраст  $491.6 \pm 9.5$  и  $489.4 \pm 2.6$  млн. лет, обнаружены ксенолиты пород гранулитовой фации и включения чарнокит-мигматитов. Пироксеновые диориты Баянкольской магматической ассоциации с возрастом  $497 \pm 3.6$  млн. лет, локализованные среди пород эрзинского комплекса, содержащих реликты гранулитовой фации, переработаны только в условиях амфиболитовой фации. Вместе с тем близкое значение возраста ( $494 \pm 11$  млн. лет) получено для циркона Нижнеэрзинской тектонической пластины. Иными словами, учитывая величину ошибки, геохронологические данные не позволяют разделить процессы регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, хотя можно предположить, что они сближены во времени. Вместе с тем было показано, что породы гранулитовой фации интенсивно переработаны в РТ условиях амфиболитовой фации и устанавливаются только в виде реликтов. Исходя из этого, можно рассмотреть следующую возможную схему формирования гранулитов эрзинского комплекса.

В среднем–позднем кембрии была сформирована покровно-складчатая структура, в которой были тектонически совмещены породы эрзинского, моренского и нарынского комплексов с палеоокеаническими и островодужными комплексами раннекаледонского обрамления Тувино-Монгольского массива (см. рис. 3а). Фрагментом этих образований могут являться ортопороды Нижнеэрзинской тектонической пластины. При этом была сформирована вертикальная структурно-метаморфическая зональность. Рассматривая возникновение пологой системы кристаллизационной сланцеватости в рамках представлений о горизонтальном тектоническом потоке [30], можно полагать, что формирование лежащих складок  $F_3$  и параллельной их осевым поверхнос-

тям сланцеватости  $S_3$  является отражением на уровне катазоны процессов покровообразования, фиксируемых в раннекаледонском обрамлении и толщах “верхнего структурного этажа” Тувино-Монгольского массива. При этом в метаморфических породах в зависимости от уровня глубинности представлены минеральные парагенезисы различных ступеней метаморфизма, вплоть до гранулитового. Общим в этом процессе будет принадлежность минеральных парагенезисов единой (в данном случае андалузит-силлиманитовой) фациальной серии. В ходе продолжающихся движений по надвигам породы эрзинского комплекса были выведены за пределы поля устойчивости минеральных парагенезисов гранулитовой фации (см. рис. 3б, в) и сочленены с неметаморфизованными терригенными породами нарынского комплекса, что привело к становлению обращенной метаморфической зональности, фрагмент которой устанавливается в терригенных породах чинчиливской серии нарынского комплекса. На уровне амфиболитовой фации (зоны силлиманита и ставролита) в гранулитах фиксируются ретроградные преобразования, аналогичные проявленным в метаморфитах кианит-силлиманитовой фациальной серии моренского комплекса. Более поздние ретроградные преобразования гранулитов связаны с их выведением на уровень амфиболитовой фации по системе вязких разрывов, параллельных  $S_4$ , сопряженных с формированием прямых складок  $F_4$ , изгибающих новообразованную пологую сланцеватость  $S_3$  и параллельную осевым поверхностям складок  $F_3$  (см. рис. 3г). При формировании надвигов Чинчиливской системы происходило дальнейшее выведение ретроградных пород гранулитовой фации из-под метаморфитов моренского комплекса (см. рис. 3д).

В целом формирование Тувино-Монгольского массива связано с аккреционными процессами в ходе закрытия Палеоазиатского океана. При этом изначально разрозненные фрагменты толщ, составляющих массив, были тектонически сочленены, а затем “спаяны” в ходе высокоградиентного регионального метаморфизма. Становление же собственно Тувино-Монгольского массива обусловлено последовательным выведением из зоны высокотемпературного метаморфизма различных частей глубинных сечений этой гетерогенной покровно-складчатой структуры после раннего ордовика.

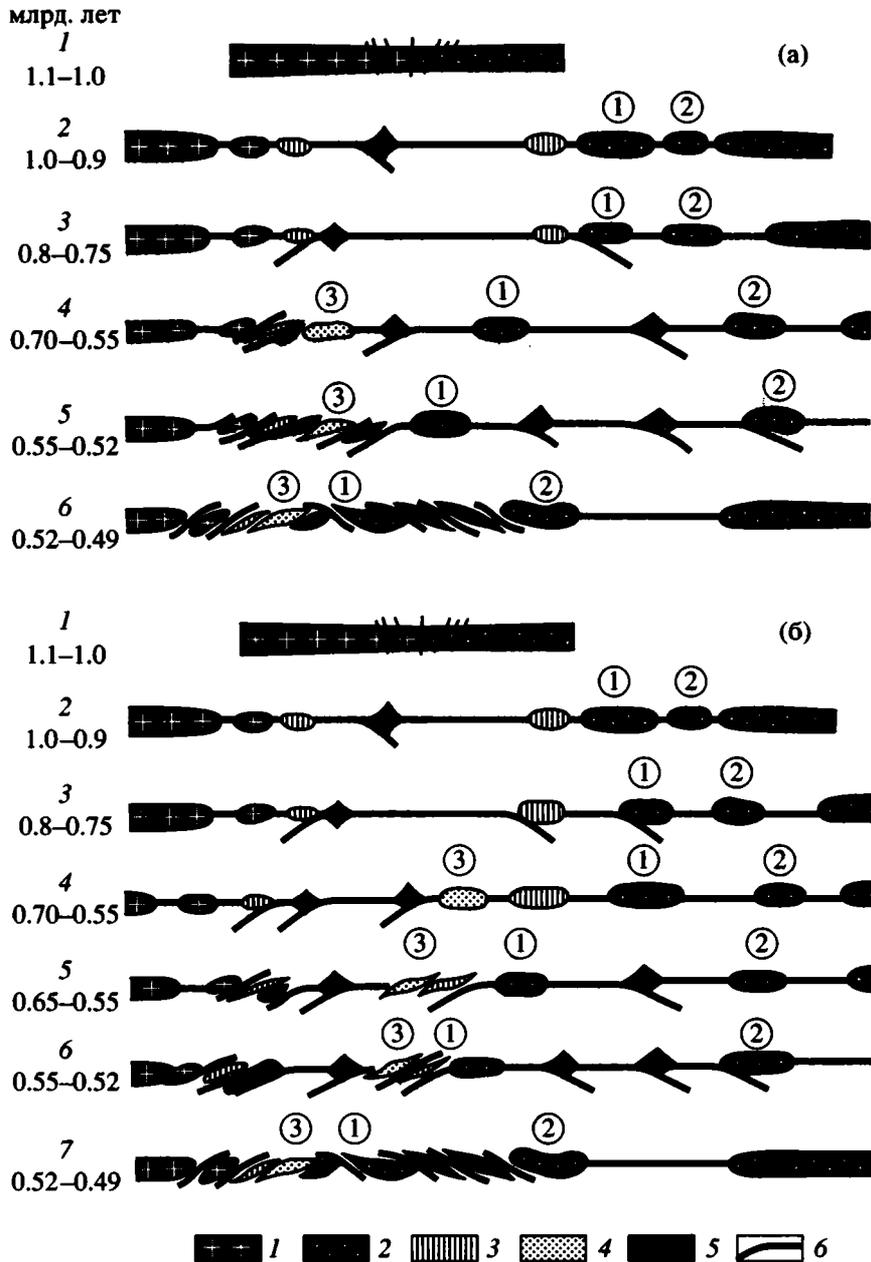
Действительно, покровообразование широко проявлено и в шельфовом “чехле” (нарынский комплекс) Тувино-Монгольского массива, причем в формирование покровов вовлекаются и толщи нижнего кембрия [3, 9, 10]. Покровные структуры, в которые вовлекаются толщи нижнего кембрия, входящие в состав офиолитовой ассоциации, описаны в раннекаледонском обрамлении Тувино-Монгольского массива на южном

склоне хр. Хан-Хухэй [11]. Структуры Тувино-Монгольского массива и Дзавханского микроконтинента пересекаются Дарибско-Шишхидской обдукционной зоной [41], в строении которой участвуют пластины, сложенные породами островодужного и офиолитового комплексов. Формирование покровно-надвиговой структуры в ходе закрытия Хантайширского океана происходило в раннем и завершилось в среднем кембрии, когда нижний неовостон (средний-верхний кембрий) “запечатал” пакет покровов [36]. Таким образом, возрастной интервал ( $496.6 \pm 3.5$ – $536 \pm 5.7$  млн. лет) становления пологих метаморфических структур в глубинных сечениях Тувино-Монгольского массива в первом приближении совпадает с возрастом формирования покровного парагенезиса в неметаморфизованных раннекаледонских аккреционных образованиях Центральной Азии.

Ранее отмечалось, что микроконтиненты Центральной Азии могут рассматриваться как фрагменты континентальных масс, слагавших суперконтинент Родинию [15], которые были причленены к структурам обрамления Сибирского кратона в ходе развития Палеоазиатского океана. Согласно представлениям одних исследователей, Тувино-Монгольский массив наряду с другими микроконтинентами после распада Родинии в конце позднего протерозоя отделился от Восточной Гондваны и в ходе развития Палеоазиатского океана был причленен к аккреционным сооружениям южного обрамления Сибирского кратона [12, 31]. По мнению других, Тувино-Монгольский массив и Дзавханский микроконтинент (см. рис. 1) следует объединять в единый массив, являвшийся в рифее частью Сибирского кратона [4].

Полученные данные не позволяют сделать заключение о принадлежности образований Тувино-Монгольского массива к Сибирскому кратону либо к кратонам гондванской группы, входивших в позднем рифее в состав Родинии. Однако принципиальные различия, установленные для Тувино-Монгольского массива и Дзавханского микроконтинента [19, 20] не дают возможность рассматривать их в составе единого кристаллического массива – фрагмента Сибирского кратона. При рассмотрении возможных схем формирования Тувино-Монгольского массива в аккреционных структурах южного обрамления Сибирской платформы необходимо учитывать данные о возрасте и источниках развитых в его пределах глубокометаморфизованных толщ.

Nd модельные возраста метатерригенных пород моренского и эрзинского комплексов находятся в интервале 1.6–1.9 млрд. лет [23, 46]. U-Pb методом (SHRIMP) получены данные о возрасте детритовых цирконов из этих пород: из моренского – 750 млн. лет, из эрзинского – 800 и 900 млн. лет, что определяет нижнюю возрастную границу их накопления. В единичных случаях в этих цирко-



**Рис. 7.** Схемы становления Тувино-Монгольского массива в аккреционной раннекаледонской структуре Центральной Азии. На основе геодинамических реконструкций [12, 31, 36]. Пояснения в тексте.

1, 2 – кратоны: 1 – Сибирский, 2 – гондванской группы; 3 – фрагменты пассивной окраины; 4 – осадочные толщи, сформированные из пород раннебайкальской (0,9–0,75 млрд. лет) вулканической дуги; 5 – островные дуги; 6 – океаническая кора. Цифры в кружках: 1 – Дзэбханский и 2 – Южно-Гобийский микроконтиненты, 3 – вулканогенно-осадочные толщи, входящие в состав Тувино-Монгольского массива.

нах имеются ядра, для которых установлены раннепротерозойские значения возрастов (1950 и 2550 млн. лет). Таким образом, накопление метатерригенных пород моренского и эрзинского комплексов происходило за счет размыва пород позднерифейского возраста, как “ювенильных”, так и образованных в результате переработки раннепротерозойского корового материала. Подобными интрузивными образованиями могли

являться, в частности, тоналиты сумсунурского интрузивного комплекса с возрастом 790 млн. лет (U-Pb метод по циркону), установленные в Гарганской глыбе [28], и вулканоплутонические образования позднерифейского Байкало-Муйского складчатого пояса [37], сформированные в обрамлении Сибирского кратона в обстановке вулканической дуги.

Вместе с тем аналогичные по возрасту гранитоидные комплексы устанавливаются и в южном Китае (блок Янцзы) [50, 60]. При этом, так как в ряде вариантов реконструкции Родинии предполагается близость Сибирского кратона и блока Янцзы [15], то нельзя сделать однозначное заключение о принадлежности источников терригенных пород Тувино-Монгольского массива Сибирскому кратону или кратону Восточной Гондваны [31].

Учитывая весь комплекс полученных геохронологических и изотопно-геохимических данных, остановимся на рассмотрении двух возможных схем формирования Тувино-Монгольского массива, взяв за основу разработанные к настоящему времени геодинамические модели развития Центрально-Азиатского складчатого пояса [12, 15, 31, 36].

В первой схеме предполагается, что источником толщ эрзинского и моренского комплексов являются породы раннепротерозойской активной континентальной окраины Сибирского кратона (см. рис. 7а), во второй – кратона гондванской группы (см. рис. 7б). При этом их формирование в среднем рифее (1.1–1.0 млрд. лет) происходило в обстановке пассивной континентальной окраины Родинии [15]. Отделение фрагментов кратона и континентального склона происходило на рубеже среднего и позднего рифея (1.0–0.9 млрд. лет). Установление режима активной окраины, плавление осадков, сформированных из нижнепротерозойских пород размытой континентальной окраины кратонов, следует относить к интервалу 0.9–0.75 млрд. лет. Данные о возрасте детритовых цирконов в метаосадочных породах позволяют определить возможный интервал их накопления – 0.75–0.55 млрд. лет (конец позднего рифея–венд) (см. рис. 7а, б). Следует подчеркнуть, что в обеих схемах Тувино-Монгольский массив не рассматривается как фрагмент какого-либо кратона, – формирование слагающих его толщ связывается с развитием структур Палеоазиатского океана в позднем рифее–венде–кембрии. Главное различие состоит в подходе к объяснению последовательности эндогенных процессов и, в частности, низко- и высокоградиентного метаморфизма.

В одном варианте можно предположить, что низкоградиентный метаморфизм в моренском комплексе Тувино-Монгольского массива происходил на рубеже венда и кембрия при формировании аккреционных структур южного обрамления Сибирской платформы в зоне активной континентальной окраины (см. 5 на рис. 7а). Проявление же высокоградиентного метаморфизма связывается с коллизионными процессами, когда происходит сочленение Дзэбханского и Южно-Гобийского микроконтинентов с островодужными комплексами, комплексами океанических бассейнов [36] и ранее сформированными аккреционными сооружениями, в составе которых представ-

лены толщи, слагающие Тувино-Монгольский массив (см. 6, 7 на рис. 7а). Становление собственно Тувино-Монгольского массива обусловлено выведением глубинных зон сформированной метаморфической зональности до уровня неметаморфизованных пород раннекаледонского обрамления.

Во втором варианте предполагается, что низкоградиентный метаморфизм толщ моренского комплекса происходил при их сочленении с Дзэбханским микроконтинентом на рубеже венда и кембрия (см. 5, 6 на рис. 7б). При этом был сформирован гетерогенный микроконтинент, включающий толщи, относимые к Тувино-Монгольскому массиву, Дзэбханский микроконтинент, фрагменты островодужных и комплексов океанических бассейнов. Высокоградиентный метаморфизм, охватывающий толщи Тувино-Монгольского массива, в этом варианте связан с коллизией данного микроконтинента с аккреционными сооружениями южного обрамления Сибирской платформы, с одной стороны, и Южно-Гобийским микроконтинентом – с другой (см. 7 на рис. 7б). После этого, как и в первой схеме, происходит формирование собственно Тувино-Монгольского массива. В обеих схемах также предполагается, что сочленение метатерригенных и карбонатных толщ происходило после проявления низкоградиентного метаморфизма (см. 6 на рис. 7а, 7 на рис. 7б). Имеющиеся к настоящему времени данные не позволяют однозначно принять ту или иную схему, однако представляется, что в последней (см. рис. 7б) находит лучшее объяснение широкий масштаб проявления в каледонских структурах Центральной Азии раннеордовикских структурно-метаморфических преобразований, связываемых с коллизионными процессами [41].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты выполненных исследований свидетельствуют о принципиальном различии в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива и Дзэбханского микроконтинента. Если в составе последнего действительно устанавливается фрагмент древнего кратона, то можно поставить под сомнение выделение Тувино-Монгольского массива (в его современном виде) как крупнейшего микроконтинента в складчатом обрамлении Сибирской платформы. Можно полагать, что в аккреционных процессах участвовал не единый микроконтинент, а сорванный осадочный чехол пассивной континентальной окраины или ее фрагмент, сочлененный в ходе шарьирования с пластинами разнофациальных метаморфит. Иными словами, Тувино-Монгольский массив представляет собой выведенное на поверхность глубинное сечение гетерогенной покровно-складчатой системы раннекаледонского возраста. Однако в соста-

ве Тувино-Монгольского массива устанавливаются структурно-вещественные комплексы, которые представляют собой фрагменты пассивной континентальной окраины, т.е., по сути, микроконтинентов. При этом для микроконтинентов в классическом понимании характерны формации осадочного чехла, перекрывающие более древнее континентальное основание [36]. Другой тип микроконтинентов образуется на переходной стадии, в обстановке активной континентальной окраины, когда наряду с процессами сгущивания происходит раскалывание континентальных склонов и подножий. Наконец, еще один генетический тип фрагментов континентальных кор связан с процессами тектонического сгущивания, когда происходит подвигание древних кор под палеоокеанические комплексы или надвигание древних кор на последние [38]. Именно к последнему генетическому типу, по-видимому, следует относить Тувино-Монгольский массив, становление которого как единой структуры, объединенной с Дзабханским микроконтинентом, происходило в ходе коллизионных процессов в интервале  $-496.6 \pm 3.5$ – $536 \pm 5.7$  млн. лет. Эти оценки возраста в целом находятся в соответствии с геологическими данными о времени покровообразования при закрытии Хантайширского океана, которое фиксируется отложением неоавтохтона среднего–позднего кембрия, перекрывающего систему покровов, в которые вовлечены толщи нижнего кембрия [36]. Становление внутренней картируемой структуры Тувино-Монгольского массива началось на рубеже позднего кембрия–раннего ордовика и практически завершилось в конце раннего ордовика. С этого времени Тувино-Монгольский массив начал обособляться как самостоятельный геоблок в аккреционной структуре ранних каледонид Центральной Азии.

Авторы признательны академику РАН В.И. Коваленко и Ю.В. Миллеру за конструктивное обсуждение материалов при подготовке рукописи и Г.П. Плескач за подготовку иллюстраций. Авторы также благодарны директору Института химии Макса-Планка профессору А. Хофману за предоставление возможности проведения аналитических исследований в лаборатории геохимии в рамках проектов фондов DAAD и DFG.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 99-05-65337, 00-05-64701, 00-05-72011, 99-05-65687), ИНТАС-РФФИ (проект № 95-0934) и проекта IGCP № 368.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухов Е.Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М.: Недра, 1980. 224 с.
2. Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре центрально-азиатских палеозойских океанов // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20–28.
3. Беляев С.Ю., Терлеев А.А. Современная структура Сангилен // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 20–29.
4. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта Западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
5. Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов // М.: Недра, 1989. 179 с.
6. Блюман Б.А. Новые данные по стратиграфии и фосфоритности северо-западной части нагорья Сангилен // Геология и геофизика. 1979. № 7. С. 122–124.
7. Геологическая карта Тувинской АССР. Масштаб: 1 : 500000. М.: МИНГЕО СССР, 1984.
8. Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. Ч. 1. М.: Недра, 1966. 459 с.
9. Гибиер А.С., Терлеев А.А., Вологдин И.И., Сугорова А.М. Сводный разрез терригенно-карбонатного комплекса позднего докембрия Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее складчатое обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1987. С. 130–144.
10. Гибиер А.С., Терлеев А.А. Региональная стратиграфия позднего докембрия – раннего палеозоя Сангилен // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1989. С. 3–26.
11. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
12. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
13. Иванов А.Н., Алтухов Е.Н., Демин А.Н., Лобанов Н.П. Региональные геологические системы Центральной Азии. М.: Недра, 1993. 255 с.
14. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
15. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Буднико С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3 С. 21–41.
16. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С., Стош Х., Ягутц Э., Кориковский С.П. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны Монголии // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
17. Козаков И.К. Структурные особенности и метаморфизм докембрийских гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы // Геология и геофизика. 1976. № 12. С. 154–160.
18. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.

19. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.
20. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Этапы формирования континентальной коры Дзабханского и Тувино-Монгольского микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 121–122.
21. Козаков И.К., Котов А.Б., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А. Два типа проявления тектоно-метаморфических циклов во времени // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 23–36.
22. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 173–189.
23. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии: U-Pb и Sm-Nd изотопно-геохимические данные // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма Т. I. М.: ГЕОС, 1999. С. 306–308.
24. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития раннепалеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 131–143.
25. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Докл. Академии наук. 1998. Т. 360. № 4. С. 514–517.
26. Котов А.Б., Козаков И.К., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Продолжительность эпизодов регионального метаморфизма в областях полициклического развития эндогенных процессов: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1995. Т.3. № 6. С. 122–131.
27. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов // М.: Наука, 1986. 146 с.
28. Кузмищев А.Б., Бибилова Е.В., Журавлев Д.З. Сумсунурский тоналитовый комплекс в Тувино-Монгольском террейне: верхнерифейский (0,8 млрд. лет) магматизм континентальной дуги // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Матер. совещания. Санкт-Петербург: Тема, 1999. С. 62–65.
29. Лебедев В.И., Владимиров А.Г., Халилов В.А., Каргаполов С.А. U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских и раннепалеозойских метаморфических и магматических образований Западного Сангилене // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 7. С. 45–51.
30. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
31. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
32. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
33. Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградийного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. № 3. С. 343–347.
34. Пинус Г.В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 111 с. (Тр. ИГИГ; Вып. 6).
35. Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса / Под ред. И.К. Козакова. СПб.: Наука, 1993. 266 с.
36. Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника 1995. № 5. С. 23–40.
37. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Крымский П.Ш. Байкало-Муйский складчатый пояс: фрагмент позднедокембрийской континентальной окраины // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии: Матер. совещания. Санкт-Петербург: Тема, 1999. С. 136–138.
38. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
39. Тектоническая карта Северной Евразии. Масштаб 1 : 5000000. М.: ГУГК, 1979.
40. Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. 207 с.
41. Федоровский В.Ф., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргаполов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизийных зон каледонид // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
42. Cloué-Long J.C., Compston W., Roberts J., Fanning C.M. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis // Geochronology, Timescales and Global Stratigraphic Correlation. Society for Sedimentary Geology Special Publication. 1995. Vol. 54. P. 3–21.
43. Compston W., Williams I.S., Myer C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89B. P. 525–534.
44. Cumming G.L., Richard J.R. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 28. P. 155–171.
45. Jaekel P., Kröner A., Kamo S.L., Brandl G., Wendt I.J. Late Archaean to early Proterozoic granitoid magmatism and high-grade metamorphism in the central Limpopo belt, South Africa // J. Geol. Soc. London 1997. Vol. 154. P. 25–44.
46. Kozakov I.K., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Kröner A., Zagornaya N.Yu. Latest Neoproterozoic to Early Palaeozoic Crustal Accretion in Southern Siberia: a re-interpretation of the Tuvino-Mongolian Massif // EUG 10 Abstract Volume. Strassburg, 1999. P. 106.
47. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.

48. Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1982. Vol. 46. P. 637–649.
49. Kröner A., Jaeckel P., Williams I.S. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka // *Prec. Res.* 1994. Vol. 66. P. 151–181.
50. Kröner A., Zhang G.W., Sun Y. Granulites in the Tongbai area, Qinling belt, China: geochemistry, petrology, single zircon geochronology and implications for the tectonic evolution of Eastern Asia // *Tectonics*. 1993. Vol. 2. P. 139–166.
51. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–557. 1991. 64 p.
52. Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
53. Mahnes G., Minster J.F., Allegre C.Y. Comparative U-Th-Pb and Rb-Sr study of the Saint Severian Amphoterite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 38. P. 14–24.
54. Pidgeon R.T. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. Vol. 110. P. 463–472.
55. Pidgeon R.T., Bowes D.R. U-Pb ages of granulites from the central region of the Lewisian, North-West Scotland // *Geol. Mag.* 1972. Vol. 109. P. 247–258.
56. Roddick J.C., van Breemen O. U-Pb zircon dating: a comparison of ion microprobe and single grain conventional analyses // *Radiogenic age and Isotopic Studies: Report 8; Geological Survey of Canada Current Research*. 1994-F. P. 1–9.
57. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26. № 2. P. 207–221.
58. Steiger R.H., Jaeger E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 36. № 2. P. 359–362.
59. Wendt I.J., Todt W. A vapour digestion method for dating single zircons by direct measurements of U and Pb without chemical separation // *Tera Abstr.* 1991. Vol. 3. P. 507–508.
60. Xue F., Lerch M.F., Kröner A., Reischmann T. Tectonic evolution of the east Qinling Mountains, China, in the Paleozoic: a review and new tectonic model // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 253. P. 271–284.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.М. Моралев

## Timing of the Structural Evolution of Metamorphic Rocks in the Tuva-Mongolian Massif

I. K. Kozakov<sup>1</sup>, A. B. Kotov<sup>1</sup>, E. B. Salnikova<sup>1</sup>, V. P. Kovach<sup>1</sup>, A. Natman<sup>3</sup>, E. V. Bibikova<sup>2</sup>, T. I. Kirnozova<sup>2</sup>, W. Todt<sup>4</sup>, A. Kröner<sup>5</sup>, S. Z. Yakovleva<sup>1</sup>, V. I. Lebedev<sup>6</sup>, and A. M. Sugorakova<sup>6</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

<sup>2</sup>*Vernadskii Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, ul. Kosygina 19, Moscow, 117975 Russia*

<sup>3</sup>*Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT 0200 Australia*

<sup>4</sup>*Max-Planck Institut für Chemie, Postfach 3060, Mainz, 55020 Germany*

<sup>5</sup>*Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz, Postfach 3980, Mainz, 55099 Germany*

<sup>6</sup>*Tuva Institute for Natural Resources Development, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Internatsionalnaya 117a, Kyzyl 667007 Russia*

**Abstract**—The geologic structure of the southern surroundings of the Siberian Craton is specified by a combination of mosaic fold areas and linear orogenic belts. The fold areas include several massifs (microcontinents), the largest of which are known as the Tuva-Mongolian Massif and the Dzabkhan Microcontinent. The studies of recent years revealed a principal difference in the evolution of endogenic activity in the Tuva-Mongolian Massif. The U–Pb zircon method dated the ages of the high- and low-grade metamorphism to be  $507 \pm 14$  and  $536 \pm 5.7$  Ma, respectively. One of the topics discussed in this paper is the specific position of intrusive rocks localized in the Tuva-Mongolian Massif and of the tonalites of the Tannuol intrusive complex in the East-Tannuol and Kaakhem zones of its surroundings. Geochronological datings were made using a U–Pb zircon method and a SHRIMP@TM II ion–ion microprobe. The geological and geochronological studies of these rocks revealed the origin and emplacement history of the Tuva-Mongolian Massif, which had controlled the main structural features of the Early Caledonides in Central Asia. This massif cannot be interpreted as a fragment of the craton. It was formed as a result of a tectonic junction between low-grade metamorphic rocks and an unmetamorphosed shelf rock strata in the interval of  $496.6 \pm 3.5$ – $521 \pm 12$  Ma. The main structural elements mapped in this study were dated as  $496.6 \pm 3.5$  Ma. The thrust faults responsible for the raising of the granulites to the upper structural level were dated as  $489.4 \pm 2.6$ – $480 \pm 5.4$  Ma. The last value dated the completion of the high-grade metamorphism and folding. By  $464.6 \pm 5.7$  Ma, the Tuva-Mongolian Massif was isolated as a rigid stabilized structure. The origin of active deformations in its surroundings had been marked by the intrusion of the Tannuol tonalites in the Kaakhem and East-Tannuol zones dated  $451 \pm 5.7$  and  $457 \pm 2.9$  Ma, respectively. Generally, the origin of the Tuva-Mongolian Massif was associated with accretion during the closure of the Paleasian Ocean, when the initially isolated fragments of the strata had been joined tectonically and “welded” during the high-grade regional metamorphism that had occurred in the deep segments of this heterogeneous massif.

УДК 551.242(571.52)

## РАННЕБАЙКАЛЬСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОМ МАССИВЕ: КОЛЛИЗИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И МИКРОКОНТИНЕНТА

© 2001 г. А. Б. Кузьмичев

*Институт литосферы РАН, 109180, Москва, Старомонетный пер., 22*

Поступила в редакцию 23.12.99 г.

Рассмотрены тектонические события раннебайкальского (1000–800 млн. лет) этапа эволюции Тувино-Монгольского массива. В этих событиях принимали участие две палеоструктуры: осколок древнего кратона – Гарганский микроконтинент и Дунжугурская океаническая дуга. В современной структуре они представлены Гарганской глыбой и надвинутыми на нее с запада преддуговыми офиолитами. Гарганская глыба имеет двухъярусное платформенное строение. Амагматичный разрез осадочного чехла указывает на условия пассивной окраины. Дунжугурская дуга была обращена к микроконтиненту, о чем свидетельствует присутствие преддуговых осадков, перекрывающих офиолиты. После того как литосфера окраинного бассейна, разделявшего эти структуры, была полностью субдуцирована, под дугу пододвигалась окраина микроконтинента, в результате чего преддуговые офиолиты оказались надвинутыми на нее. Заклинивание зоны субдукции вызвало раскол литосферы и всплытие погруженной окраины микроконтинента. Это вызвало гравитационное оползание офиолитов в бассейн форланда. Продолжающееся встречное движение литосферных плит привело к возникновению новой зоны субдукции, наклоненной под Гарганский микроконтинент. Первые порции надсубдукционных выплавов в новообразованной активной континентальной окраине представлены тоналитовыми магмами. Тоналиты внедрялись в фундамент и чехол Гарганского микроконтинента и в обдуцированные на него офиолиты. Возраст тоналитов, определенный Rb-Sr и U-Pb методами, составляет 790 млн. лет. Фанерозойские примеры показывают, что интервал времени между коллизией дуга–континент и выплавлением тоналит-трондьемитовых серий не превышает 10 млн. лет. Соответственно возраст коллизии Дунжугурской островной дуги и Гарганского микроконтинента составляет 800 млн. лет, что соответствует раннебайкальской или енисейской орогенной фазе байкальской эры тектогенеза.

### ВВЕДЕНИЕ

Тувино-Монгольский массив – составной террейн, входящий в состав палеозойского складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 1). В строении массива принимают участие блоки раннедокембрийской континентальной коры и рифейские складчатые толщи, несогласно перекрытые вендско-кембрийскими шельфовыми отложениями. Такое строение указывает, что Тувино-Монгольский массив относится к байкалидам. Он оформился в виде обособленного консолидированного блока земной коры в венде и на протяжении позднего венда–среднего кембрия представлял собой микроконтинент, дрейфовавший по Палеоазиатскому океану [15]. Однако при попытках реставрации байкальских тектонических событий возникают труднопреодолимые препятствия, вызванные генетическим разнообразием позднерифейских комплексов, включающих вулканиты по меньшей мере двух океанических дуг [8, 16], вулканиты континентальной дуги [28], разнообразные задуговые и преддуговые отло-

жения [14] и др. Предполагалось, что эти комплексы формировались почти одновременно во второй половине позднего рифея, что заставляло реконструировать очень сложную и малоубедительную палеогеографическую обстановку.

Проведенное исследование показало, что перечисленные окраинно-континентальные и окраинно-океанические комплексы не являются одновозрастными, но относятся к разным этапам позднерифейского тектогенеза, что существенно упрощает палеогеографическую ситуацию для каждого из них и дает возможность разработать достаточно ясную и непротиворечивую модель. В статье приведена реконструкция палеоструктур первой половины позднего рифея (1000–800 млн. лет) и рассматриваются процессы их коллизии, соответствующие раннебайкальской орогении.

Исследования проводились в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива, где расположен выступ раннедокембрийского кристаллического фундамента, известный под названием Гарганской глыбы (рис. 2, см. рис. 1). В этом рай-

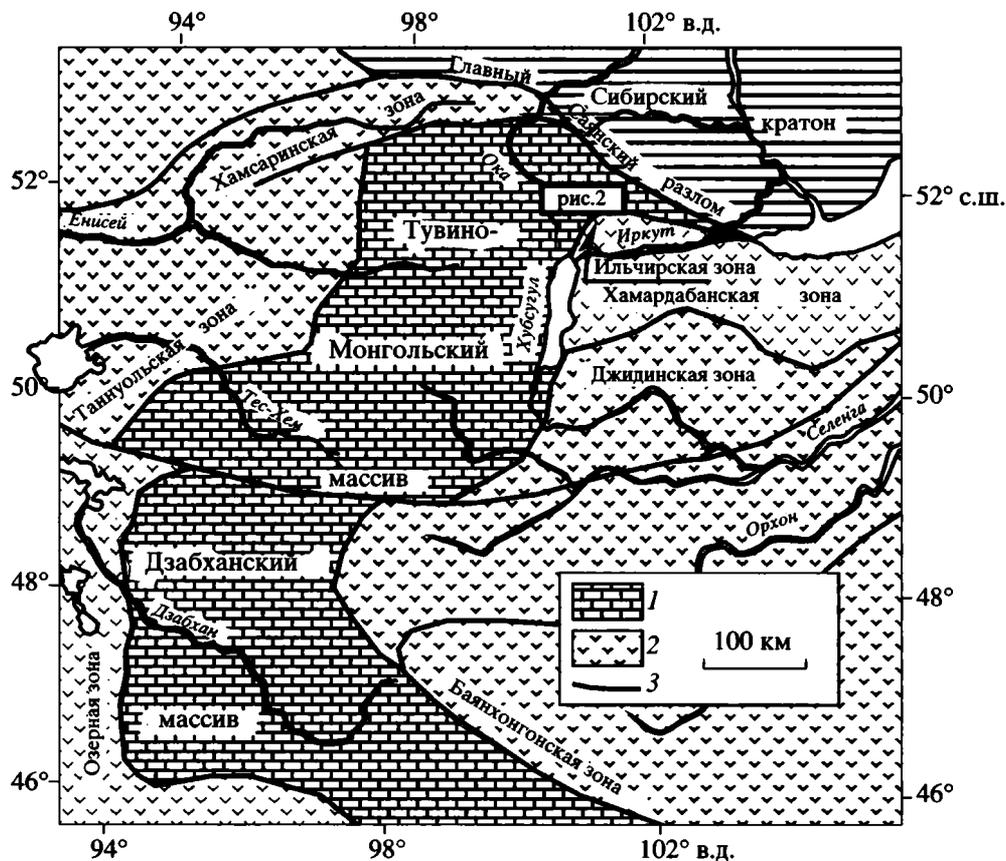


Рис. 1. Положение Тувино-Монгольского массива в структуре палеозойд юго-западного обрамления Сибирского кратона. 1 – байкалиды; 2 – каледониды; 3 – сuture.

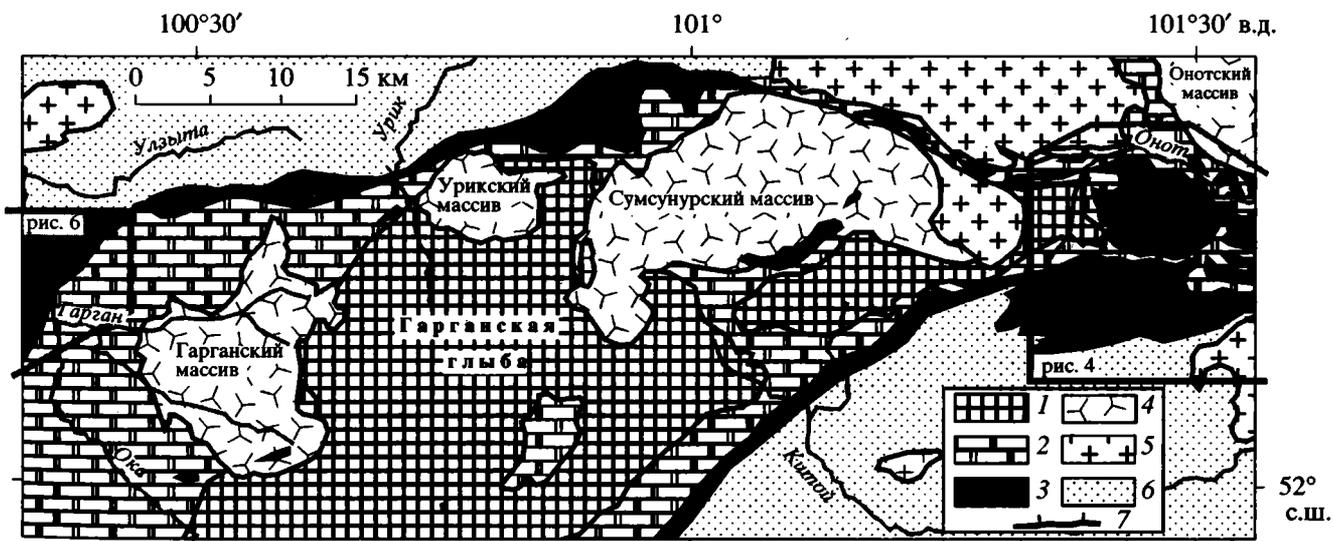


Рис. 2. Гарганская глыба в обрамлении офиолитовых покровов. Схема составлена по материалам государственных геологических съемок.

1 – фундамент Гарганской глыбы (AR-PR<sub>1</sub>) и 2 – ее чехол (R<sub>2-3</sub>); 3 – офиолиты (R<sub>3</sub>); 4 – тоналиты сумсунурского комплекса (790 млн. лет); 5 – ордовикские граниты; 6 – неавтохтон (R<sub>3</sub>-Pz<sub>1</sub>); 7 – покровы. Местоположение рис. 2 см. на рис. 1.

оне с конца XIX в. изучались выходы ультраосновных пород, с которыми связаны месторождения асбеста и нефрита. Кристаллический фундамент, рифейский платформенный чехол и гипербазиты, обрамляющие глыбу, детально описаны еще в 30-е годы в классических работах В.Н. Лодочникова [20, 21]. В 50-е годы здесь открыты рудные месторождения золота, которые разрабатываются и поныне, и к настоящему времени район детально изучен. Офиолитовая природа гипербазитов и ассоциирующих с ними магматических и осадочных пород обоснована Н.Л. Добрецовым, Е.В. Скляровым и их коллегами [4, 6, 7]. Эти геологи доказали, что габбровый, дайковый и вулканический комплексы офиолитовой ассоциации формировались в островодужной обстановке.

Таким образом, в северной части Тувино-Монгольского массива выделяются древний континентальный блок с докембрийским кристаллическим фундаментом и рифейским чехлом и офиолиты океанической дуги. Соответствующие им палеоструктуры позднего рифея – Гарганский микроконтинент и Дунжугурская островная дуга. Последняя названа по одноименному хребту, в окрестностях которого вскрыт наиболее полный и изученный разрез офиолитов.

## ГАРГАНСКИЙ МИКРОКОНТИНЕНТ

**Кристаллический фундамент** сложен плагиогнейсами, амфиболитами, гнейсо-гранитами и кристаллическими сланцами, типичной чертой которых является присутствие ситовидных порфиробластов плагиоклаза, что дало повод В.Н. Лодочникову именовать их “плерогнейсами”, “плероамфиболитами” и “плерогнейсо-гранитами”. Реликтовые парагенезисы: ортопироксен–биотит–гранат и клинопироксен–магнезиальный гранат рассматриваются как свидетельства первоначально гранулитовой фации метаморфизма [22]. Выделяют не менее трех этапов наложенного метаморфизма [4, 5, 22]. Принято считать, что фундамент Гарганской глыбы имеет архейский возраст, однако он надежно не доказан современными изотопными методами. Имеется восемь К-Аг датировок по биотиту, мусковиту и амфиболу из амфиболитов, гнейсов и гнейсо-гранитов (683–2370 млн. лет) [1, 22], а также Rb-Sr минеральная изохрона, соответствующая возрасту 3 млрд. лет (данные Е.В. Склярова). Последнее определение, основанное на предположении, что Rb-Sr изотопная система оставалась закрытой на протяжении нескольких этапов наложенного метаморфизма, нуждается в независимом подтверждении. Кроме того, известно U-Pb определение возраста ордовикских гнейсо-гранитов из Дабан-Жалгинского “купола” (рис. 3), которое авторы интерпретиру-

ют как результат ремобилизации раннедокембрийского субстрата [27].

**Чехол Гарганского микроконтинента** имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена карбонатными породами иркутской (монгошинской) свиты. В большинстве разрезов они отделяются разломами от пород фундамента, несмотря на это, их принадлежность к чехлу микроконтинента не вызывает сомнений [1, 9, 18]. Что касается вышележащих сланцевых толщ, которые относят к ильчирской, оспинской, ургатольской и другим свитам, то их положение в разрезе, возраст и обстановка накопления интерпретируются неоднозначно [4, 5].

**Иркутская свита** выделена В.Н. Лодочниковым [21], показавшим, что она залегает несогласно с конгломератами в основании на кристаллическом цоколе. Эти наблюдения подтверждены геологами ВСЕГЕИ, которые описали в бассейне р. Урик базальные конгломераты иркутской свиты мощностью до 120 м, содержащие гальку и валуны гнейсов, гнейсо-гранитов и кристаллических сланцев [9]. Основная часть иркутской свиты сложена толстослоистыми доломитовыми и кальцитовыми мраморами мощностью до 600 м. Мраморы содержат прослои и пачки кремней, превращенных в кварциты.

Сходное строение и залегание иркутская свита имеет и северо-восточнее Гарганской глыбы, на левобережье верхнего течения р. Оют, что позволяет включить эти выходы в состав Гарганского микроконтинента (рис. 4, см. рис. 3). Здесь в бассейне руч. Дабан-Жалга расположен выступ диафорированных пород фундамента, который описан Е.В. Хаиным как окаймленный гранито-гнейсовый купол [27]. Однако наблюдения показывают, что в его обрамлении на отдельных участках сохранилось стратиграфическое залегание иркутской свиты на кристаллическом цоколе (см. рис. 4). Породы фундамента вблизи контакта с иркутской свитой замещаются двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами, что может быть интерпретировано как результат метаморфизма пород, каолинизированных в коре выветривания. Базальный горизонт иркутской свиты мощностью до 15 м сложен перекристаллизованными кварцевыми гравелитами, мусковитовыми кварцитами и кварц-мусковитовыми сланцами. В метагравелитах присутствуют зерна граната, эпидота, клинопироксена и циркона, имеющие, вероятно, обломочное происхождение. В кварц-мусковитовых сланцах содержание мусковита достигает 80%. Эти высокоглиноземистые породы могут рассматриваться как метаморфизованные отложения перемытой коры выветривания. Вышележащие горизонты свиты сложены мраморами и вторичными кварцитами и содержат прослои двуслюдяных сланцев. Так же как и на Гарганской глыбе

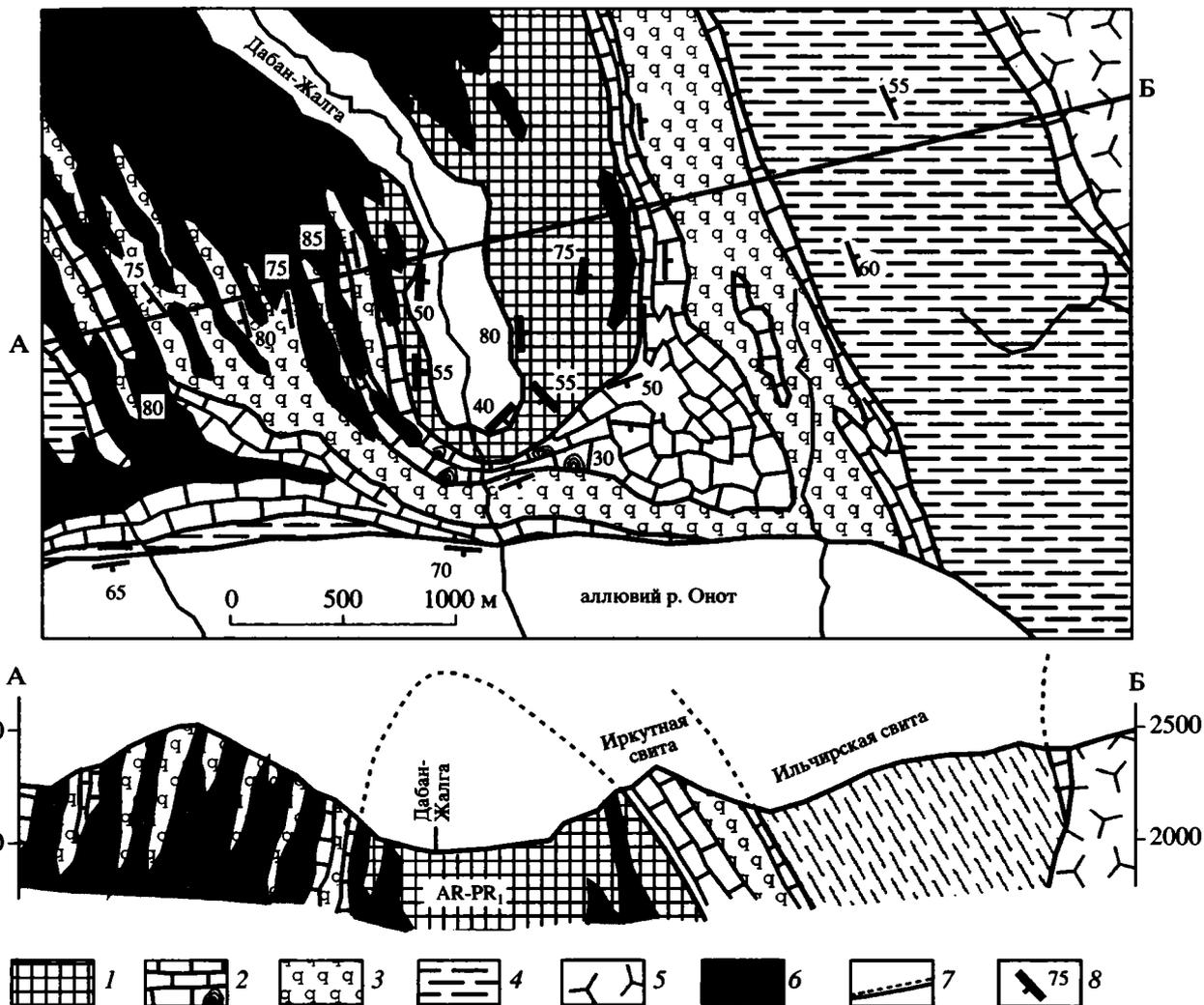


Рис. 3. Строение чехла Гарганского микроконтинента на левобережье р. Онот.

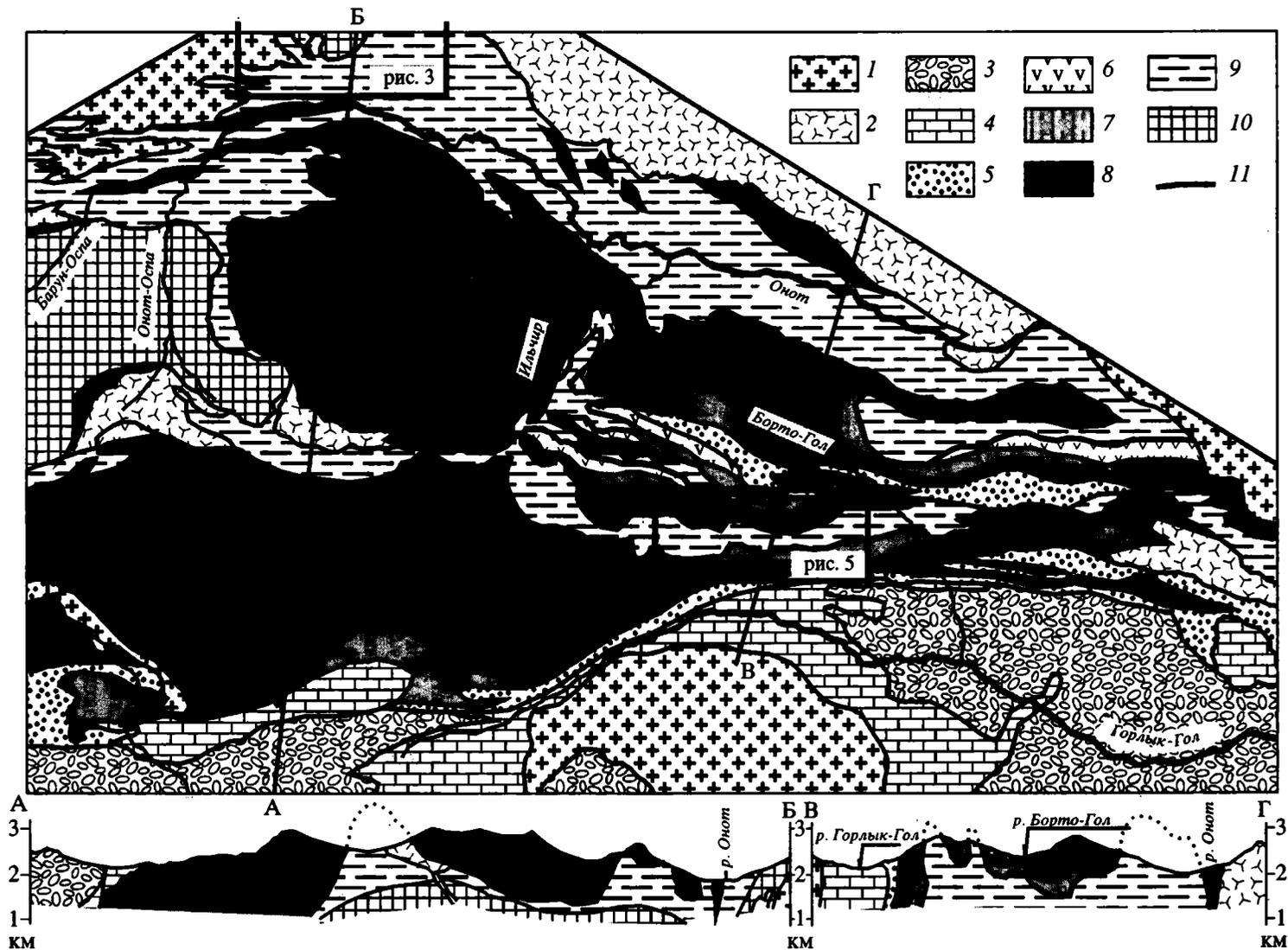
1 – кристаллический фундамент (AR-PR<sub>1</sub>); 2, 3 – иркутная свита: 2 – мраморы (в том числе строматолитовые), 3 – вторичные кварциты; 4 – сланцы ильчирской свиты; 5 – тоналиты Онотского массива (R<sub>3</sub>); 6 – ордовикские гранитоиды; 7 – поверхность несогласия; 8 – метаморфическая полосчатость в кристаллических сланцах и гнейсах. Местоположение рис. 3 см. на рис. 4.

присутствуют мраморизованные строматолитовые доломиты.

Позднерифейский возраст иркутной свиты определялся ранее по строматолитам и результатам К-Аг датирования валовых проб филлитов: 708–879 млн. лет [1, 9, 23]. В результате исследований, проведенных геологами Окинской экспедиции (А.М. Рогачев, Ю.П. Катюха, В.Г. Скопинцев, А.Н. Ключников и др., 1980–1995 гг.), стратиграфическая принадлежность карбонатных пород, ранее относившихся к иркутной свите, была пересмотрена. На основании литологических сопоставлений и находок проблематичных органических остатков они были отнесены к боксонской серии (V-C) и к дабанжалгинской свите (O-S).

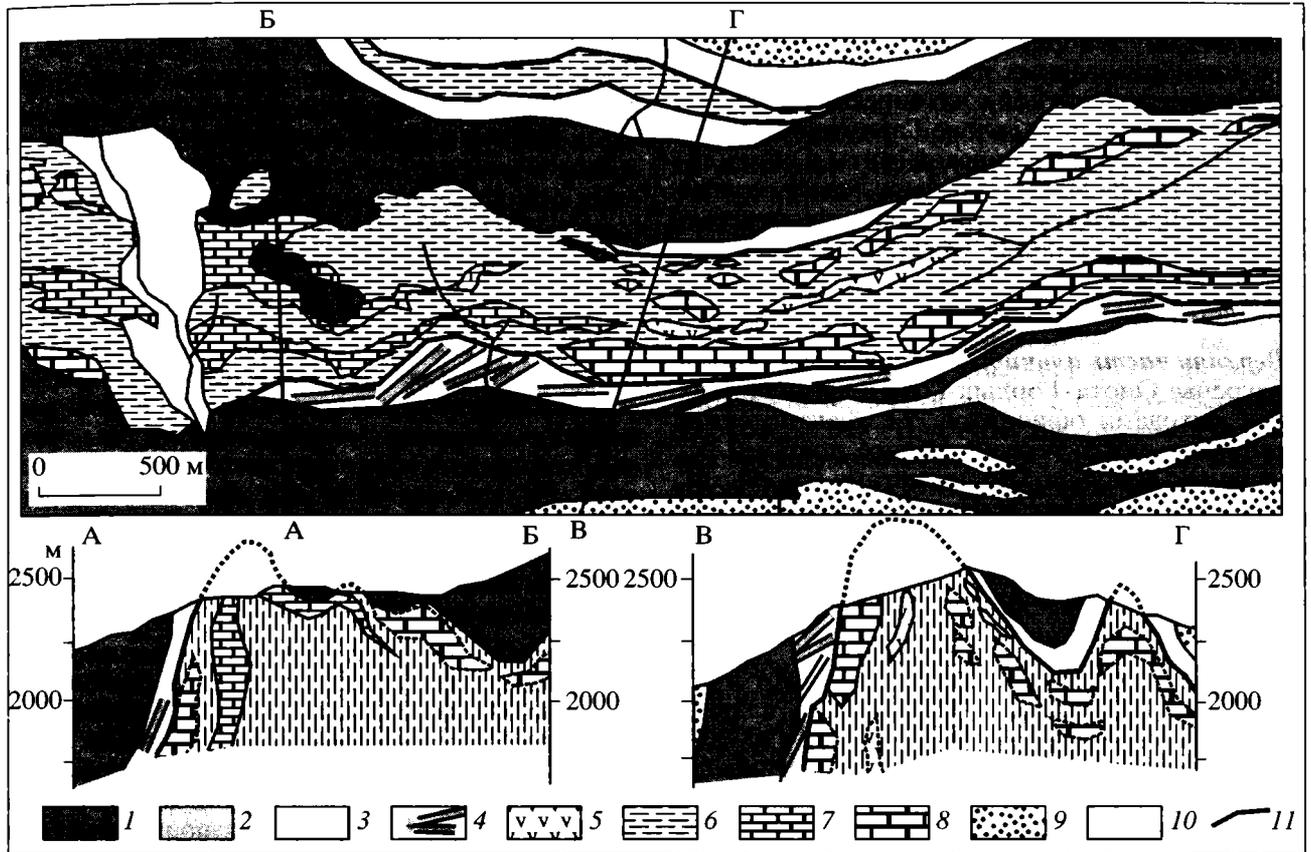
Прорывание их тоналитами сумсунурского комплекса, имеющими возраст 790 млн. лет (см. ниже), опровергает эти заключения.

**Ильчирская (оспинская) свита.** На карбонатных породах иркутной свиты залегает толща, сложенная преимущественно черными сланцами, первоначально описанная В.Н. Лодочниковым [21] в составе ильчирской свиты. Оспинская свита выделена М.Ф. Шестопаловым и А.С. Ивановым в 1939 г. в северо-восточном обрамлении Гарганской глыбы [23]. В свиту были объединены зеленые и черные сланцы, пространственно связанные с гипербазитами. Первоначально ильчирская свита рассматривалась в составе чехла Гарганского микроконтинента, а оспинская свита, содер-



**Рис. 4.** Офиолитовый аллохтон в междуречье Оюта и Горлык-Гола. Карта составлена по наблюдениям автора, дополнена материалами А.С. Осокина, В.К. Бормотина (1983 г.) и Е.В. Хаина (1985 г.).

1, 2 – гранитоиды: 1 – палеозойские, 2 – позднерифейские; 3–5 – неавтохтон: 3 – обломочные отложения верхнебезымянной толщи и сагансайрской свиты (PZ<sub>1,2</sub>), 4 – карбонатные породы горлыкской свиты (V–E), 5 – обломочные породы нижнебезымянной толщи (R<sub>3</sub>); 6–8 – офиолиты: 6 – вулканический и 7 – дайковый, габбровый, полосчатый комплексы, 8 – серпентинизированные ультрабазиты; 9, 10 – автохтон: 9 – чехол Гарганского микроконтинента, иркутская, оспинская свиты (R<sub>3</sub>), 10 – кристаллический фундамент (AR-PR<sub>1</sub>); 11 – подошва офиолитового аллохтона.



**Рис. 5.** Схема строения офиолитового покрова и подстилающей оспинской свиты на водоразделе Горлык-Гола и Борто-Гола.

1–5 – офиолиты: 1 – серпентинизированные ультрабазиты, 2 – расслоенный комплекс, 3 – габбро, 4 – дайковый комплекс, 5 – вулканиты; 6, 7 – оспинская свита: 6 – преимущественно сланцы, 7 – известняки; 8 – олистолиды иркутской свиты (преобладают) и будинированные фрагменты карбонатных пород оспинской свиты нерасчлененные; 9 – офиолитокластовые обломочные породы нижнебезымянной толщи; 10 – рыхлые отложения; 11 – подошва офиолитового аллохтона. Местоположение рис. 5 см. на рис. 4.

жащая вулканиты, относилась к его “эвгеосинклинальному” обрамлению. В дальнейшем возникла некоторая путаница в применении этих названий. При геологическом картировании к оспинской свите стали относить черносланцевые толщи, не отличимые от ильчирской свиты в понимании В.Н. Лодочникова. Одновременно ильчирская свита стала характеризоваться как осадочно-вулканогенная толща, содержащая зеленокаменно измененные базальты и андезиты, тесно ассоциирующие с рассланцованными туфами и туффитами [5]. “Вулканогенно-осадочный” тип разреза описан в южном и северо-восточном обрамлении глыбы, где видимая мощность свиты сильно сокращена, а разрез, по существу, представлен тектонитами, в которых надежное выяснение природы вулканитов и распознавание туфогенных пород проблематично. В междуречье Онота и Горлык-Гола, где породы дислоцированы значительно слабее и где изначально выделялась имен-

но оспинская вулканогенно-осадочная свита, вулканиты имеют тектонические взаимоотношения со сланцами и принадлежат фрагментам офиолитов (рис. 5, см. рис. 4). Таким образом, ясные литологические критерии для различения оспинской и ильчирской свит отсутствуют. Они обе сложены черносланцевым комплексом и представляют собой единое стратиграфическое подразделение, для которого уместно сохранить название, данное В.Н. Лодочниковым [21]. Для разрезов, расположенных в междуречье Онота–Горлык-Гола, которые традиционно относились к оспинской свите, предлагается сохранить это название в качестве местного синонима верхней части ильчирской свиты.

Нижний контакт ильчирской свиты наблюдался на левобережье р. Онот (см. рис. 3). Здесь на мраморах иркутской свиты согласно залегают темно-серые микрокварциты, сменяющиеся выше темно-серыми ороговикованными биотито-

выми, гранат-биотитовыми и двуслюдяными сланцами с маломощными линзами микрокварцитов и мраморизованных известняков. Постепенный переход от иркутской к ильчирской свите описан также на северном склоне Гарганской глыбы [4]. Основная часть ильчирской свиты в обрамлении Гарганской глыбы сложена темно-серыми сланцами; присутствуют прослои углеродистых сланцев, мелкозернистых песчаников, известняков. Песчаники характерны для северо-западных разрезов, известняки – для восточных.

*Верхняя часть ильчирской свиты* обнажена в междуречье Онота–Горлык–Гола в промежутках между выходами офиолитов, т.е. фактически в эрозионных окнах тектонического покрова, осложненного чешуйчатых надвигами (см. рис. 4). В этих окнах выходит верхняя часть сланцевого разреза (оспинская свита), которая заслуживает более подробного описания, учитывая, что она ассоциирует с офиолитами и включалась ранее в состав аллохтона.

В строении оспинской свиты участвуют в основном два типа пород: темно-серые сланцы (преобладают) и карбонатные породы (10–20% объема). Менее 10% приходится на остальные разности: кварцевые алевролиты, зеленые сланцы, конгломераты, олистостромы. Сланцы представлены плитчатыми серыми тонкослоистыми и неяснослоистыми породами, переходящими, с одной стороны, в листоватые углистые сланцы, с другой – в светло-серые кварцевые алевролиты, иногда присутствуют пачки зелено-серых филлитов. Гранулометрический состав меняется незакономерно: ритмичность и градационная слоистость отсутствуют. Отмечаются горизонты “мусорных” сланцев с гравием и плавающей галькой карбонатных пород, реже кварца и основных эффузивов.

Карбонатные породы оспинской свиты представлены светло- и темно-серыми слоистыми и неяснослоистыми известняками, связанными постепенными переходами со сланцами. Многие прослои имеют линзовидную форму и не прослеживаются на значительное расстояние. Присутствуют постепенные переходы от слоистых известняков к массивным доломитам. Изменение состава сопровождается резким увеличением мощности, в частности, был описан 10-сантиметровый пласт известняка, переходящий по простиранию в доломитовую линзу, мощностью более 1 м. Доломитовые раздувы, возможно, представляют собой полностью перекристаллизованные биогермы. Они легко превращаются в будины под подошвой офиолитового покрова и оказываются закатанными в сланцы. Это обстоятельство не позволяет во всех случаях с уверенностью отличить их от экзотических карбонатных олистолитов, также

присутствующих в верхних горизонтах свиты (см. рис. 5).

Экзотические блоки сложены массивными или брекчиевидными светло-серыми, иногда желтоватыми или буроватыми с поверхности доломитами. Кроме пород, которые, вероятно, являются будинами оспинских доломитов, распространены специфические разности: бурые крупнозернистые мраморизованные доломиты, желтоватые доломиты, пронизанные кварцевыми жилами, и пр. Отдельные блоки имеют размеры в несколько сотен метров и образуют выступы в рельефе, хорошо заметные среди темных сланцев оспинской свиты. Они слепо обрываются либо переходят в цепочки мелких глыб, закатанных в черные сланцы, что подтверждает их олистостромовую природу. Пудинговые конгломераты с плавающей карбонатной галькой, вероятно, представляют собой смежную фацию. Автор предполагает, что большая часть карбонатных олистолитов сложена на породами иркутской свиты.

В верхних видимых горизонтах оспинской свиты наблюдались также офиолитокластовые олистостромы. В частности, в междуречье Борто–Гола и Горлык–Гола отмечались глыбы, линзы и округлые обломки апосерпентинитовых лиственитов и тремолититов размером от нескольких сантиметров до нескольких метров, залегающие в матриксе из буровато-серых сланцев. Последние сохраняют нормальную слоистость. На левом борту р. Борто–Гол вблизи ее водораздела с р. Онотом наблюдались также обломки серпентинитов в слоистых известняках оспинской свиты. В этих примерах породы не имеют признаков тектонического перемешивания. Кроме того, в сланцах присутствуют многочисленные линзы серпентинитов, лиственитов, габброидов и метабазальтов, которые могут являться либо олистолитами, либо блоками в глинистом меланже.

Подобные олистостромы отмечены только в разрезах, расположенных к востоку от Гарганской глыбы, соответствующих внутренним частям микроконтинента. В северо-западных разрезах на правобережье р. Ока также описывались офиолитокластовые олистостромы [7]. Проведенные наблюдения показали, что здесь действительно присутствуют линзы серпентинитов и габброидов, залегающие в интенсивно тектонизированных сланцах ильчирской свиты. Эти линзы представляют собой тектонические клинья и чешуи образовавшиеся в подошве офиолитового покрова. Седиментологические доказательства их олистостромовой природы отсутствуют.

Таким образом, чехол Гарганского микроконтинента в нижней части сложен мелководными доломитами, несогласно залегающими на кристаллическом цоколе, в верхней части – преимущественно черными сланцами. Разрез амагмати-

чен и вполне обычен для пассивных континентальных окраин. Верхние горизонты чехла во внутренней части микроконтинента, включающие олистостромовые горизонты, отлагались в бассейне форланда синхронно с орогенезом.

### ДУНЖУГУРСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Породы островной дуги в современной структуре представлены офиолитами, выходы которых образуют два прерывистых пояса, обрамляющих Гарганскую глыбу. Эти пояса сливаются вблизи восточного окончания глыбы, являясь, таким образом, фрагментами единого деформированного и эродированного аллохтона, останцы которого присутствуют также и на самой глыбе [7, 13]. Наиболее представительные разрезы офиолитов обнажены на двух участках: западнее Гарганской глыбы в районе нижнего течения р. Боксон (Дунджугурский участок) и восточнее глыбы в междуречье Онота и Горлык-Гола (см. рис. 2).

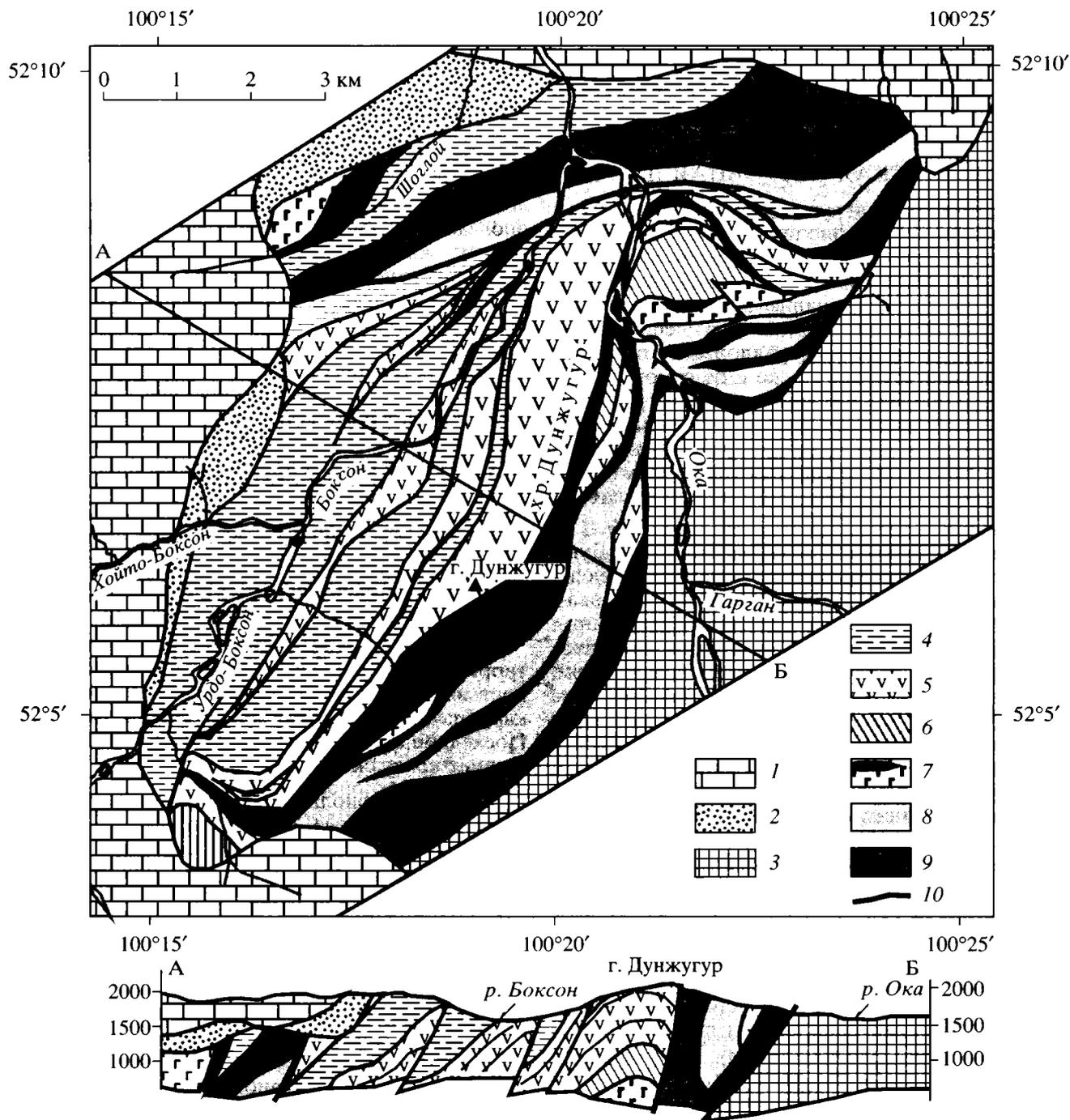
Западнее Гарганской глыбы в пределах Дунджугурского участка присутствуют все комплексы пород, выделяемые в стандартной последовательности офиолитовой ассоциации: серпентинизированные гарцбургиты реститового комплекса; породы переходной зоны (включая кумулятивный комплекс и нижнее габбро); верхнее габбро со шлирами плагиогранитов; дайковый комплекс; гиалокластитовые брекчии, массивные и шаровые лавы вулканического комплекса и глубоководные осадки (рис. 6). Разрез офиолитов считается одним из наиболее полных в Урало-Монгольском складчатом поясе и детально описан в серии публикаций [7, 8, 34 и др.]. К опубликованным описаниям следует добавить дополнительные сведения по дайковому и осадочному комплексам. Дайковый комплекс, обнаженный на правом берегу р. Оки, сложен параллельными и пологосекущими дайками с двусторонними, реже односторонними зонами закалки. Преобладающие простирания даек ориентированы почти перпендикулярно региональному простиранию структур (см. рис. 6), что отвечает, по-видимому, первичной ориентации островной дуги. Осадочные породы, участвующие в строении чешуячато-надвиговой структуры офиолитов, представлены несколькими комплексами, сформировавшимися в различной обстановке. К первичной осадочной оболочке офиолитового разреза с достаточной достоверностью можно отнести турбидиты, обнаженные на западном склоне Дунджугурского хребта и по берегам р. Боксон. Они пронизаны силлами габбро-диабазов и не образуют целостного разреза. Турбидиты содержат линзы и прослои грубозернистых песчаников, гравелитов и конглобрекчий, представляющих отложения грязекаменных и зерновых потоков. Они

имеют офиолитокластовый состав и содержат обломки пород всех комплексов офиолитовой ассоциации. Преобладают вулканомиктовые разности, состоящие из обломков пород вулканического комплекса, подобного тому, что слагает хр. Дунжугур. Присутствуют песчаники, полностью состоящие из перемытого гиалокластита, и конглобрекчии с переотложенными шарами пиллоу-лав. Распространены структуры подводного оползания и обрушения: внутрислоевая дисгармоничная складчатость, горизонты, состоящие из разноориентированных перемятых обрывков пластов турбидитов. В современных координатах оползание осуществлялось с северо-востока на юго-запад. Эти структуры так же, как и отложения грязекаменных потоков, указывают на склонную обстановку осадконакопления. Осадочная толща может быть сопоставлена с отложениями преддугового прогиба. В современных преддуговых прогибах осадки представлены преимущественно турбидитами и также содержат отложения обломочных потоков, состоящие из вулканических пород и экзотических разностей, среди которых присутствуют серпентиниты [36]. Насыщенность разреза силлами габбро-диабазов согласуется с такой интерпретацией [35].

Неоавтохтон представлен красноцветными терригенными породами, которые могут быть сопоставлены с нижнесархойской толщей ( $R_3$ ), и карбонатными толщами боксонской серии ( $V-E$ ). Последние несогласно залегают на всех перечисленных комплексах.

Геохимия офиолитов рассмотрена в серии статей Н.Л. Добрецова, Е.В. Склярова, Э.Г. Конникова и их коллег [4, 7, 8, 34]. Согласно выводам этих геологов, в дайковом и вулканическом комплексах преобладают андезит-базальты известково-щелочной серии. Поздняя генерация секущих ветвящихся даек и отдельные лавовые потоки сложены породами бонинитовой серии, которые образуют обособленную петрохимическую группу. Комагматичные разности выявлены также среди пород габбрового комплекса. Такой характер магматизма указывает, что офиолиты формировались в обстановке океанической островной дуги [33].

Современная структура Дунджугурского участка образована пакетом крутопадающих надвиговых чешуй, которые можно объединить в три покрова (см. рис. 6). В нижнем покрове присутствуют породы почти всех комплексов офиолитов, распределение которых по чешуям лишено ясных закономерностей. Только в этом покрове присутствуют выходы дайкового комплекса и сохранились слабо нарушенные фрагменты разреза, охватывающие полосчатый, габбровый и дайковый комплексы. Средний покров сложен породами вулканического и осадочного комплексов, верх-



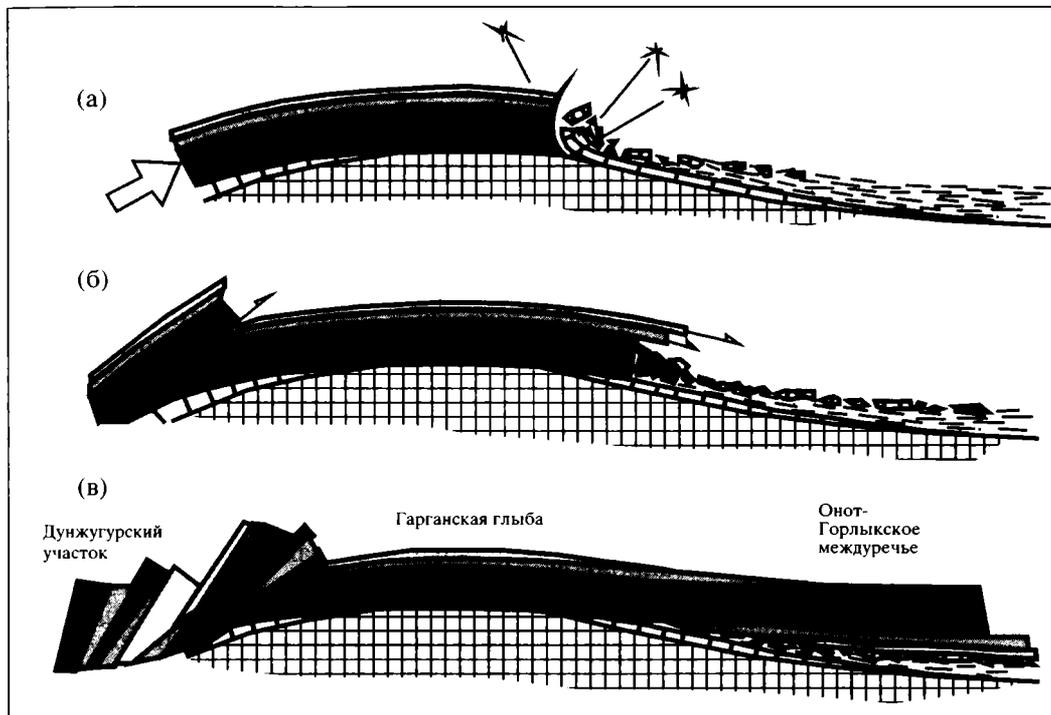
**Рис. 6.** Схема строения офиолитовых покровов Дунжугурского участка.

1 – платформенные отложения боксонской серии и мангатгольской свиты ( $V-O_1$ ); 2 – пестроцветные обломочные отложения нижнесархойской толщи (?)  $R_3$ ; 3 – чехол Гарганского микроконтинента (монгошинская и ильчирская свиты)  $R_3$ ; 4–9 – офиолитовый аллохтон, комплексы: 4 – осадочный, 5 – вулканический, 6 – дайковый, 7 – габбровый с жилами плагиогранитов, 8 – расслоенный, 9 – реститовый; 10 – главные разломы. Кайнозойские породы и силлы габбро-диабазов не показаны. Местоположение рис. 6 см. на рис. 2.

ний – преимущественно серпентинитами и кумулятами.

**К востоку от Гарганской глыбы** в междуречье рек Онот, Саган-Сайр и Горлык-Гол офиолиты

слагают деформированный и эродированный тектонический покров мощностью не менее 2 км (см. рис. 4). На большей части площади офиолиты залегают на породах оспинской свиты в виде



**Рис. 7.** Схема обдукции офиолитов на Гарганскую глыбу: а – принудительное надвижение офиолитового покрова, сдвиг платформенного чехла с Гарганской глыбы и формирование в тыловом оспинском бассейне карбонатокластовой олистоостромы; б – формирование офиолитокластовой олистоостромы, конседиментационное оползание покровов, сложенных верхними комплексами офиолитовой ассоциации, в оспинский бассейн; в – конседиментационное надвижение главного офиолитового покрова в бассейн форланда поверх более ранних покровов сложенных верхними комплексами офиолитов, формирование чешуйчато-надвиговой структуры на Дунжугурском участке. Серыми заливками показаны офиолиты, крапом – фундамент и чехол Гарганского микроконтинента.

синформ, разобщенных гребневидными антиклиналями, в которых “выжимаются” более легкие и пластичные подстилающие породы (см. рис. 4). Местами наблюдается относительно пологое залегание офиолитов с эрозионными окнами и тектоническими останцами (см. рис. 5). Офиолитовый покров более чем на 80% сложен гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами. Последние представлены массивными антигортитовыми разностями с реликтами магматических минералов, в меньшей степени – развальцованными хризотилловыми разностями. Местами, вблизи подошвы покрова и в мелких останцах и клиньях, серпентиниты лиственизированы или превращены в тальк-карбонатный агрегат. Зоны меланжа приурочены к основанию покрова. Они сложены развальцованными хризотилловыми серпентинитами, местами перемешанными с породами оспинской свиты, и содержат линзы и блоки тремолитов, разнообразных пород основного состава, родингитов; в одном случае отмечены гранатоподобные амфиболиты.

Выходы пород полосчатого, габбрового, дайкового и вулканического комплексов приурочены

к основанию покрова. Сохранились лишь их фрагменты, залегающие в обратной последовательности: нижняя пластина сложена вулканитами, выше залегают габброиды, над ними – породы полосчатого комплекса (см. рис. 4, 5).

Неоавтохтон представлен: 1) обломочными породами нижнебезымянной толщи, несогласно залегающими на офиолитах и содержащими офиолитокластовые песчаники и конгломераты ( $R_3$ ); 2) карбонатными породами горлыкской свиты (аналог боксонской серии V-Є), несогласно залегающими на офиолитах и породах нижнебезымянной толщи; 3) известковистыми песчаниками, алевролитами и пудинговыми конгломератами верхнебезымянной толщи; 4) обломочными породами сагансайской свиты ( $D?$ ), несогласно залегающими на горлыкской свите и верхнебезымянной толще [13].

### ОБДУКЦИЯ ОФИОЛИТОВ НА ГАРГАНСКУЮ ГЛЫБУ

В пределах Гарганской глыбы офиолитовый аллохтон залегаєт на разных горизонтах чехла, а

местами на кристаллическом основании. К востоку от Гарганской глыбы аллохтон залегает конформно на сланцах оспинской свиты, содержащих горизонты карбонатокластовой олистостромы. Эту ситуацию можно интерпретировать следующим образом: при надвигании покрова на Гарганскую глыбу с нее частично, а местами полностью был содран платформенный чехол и его фрагменты были сгружены в тыловом бассейне, куда покров надвигался конседиментационно [13] (рис. 7а). Соответственно, направление перемещения покрова определяется как восточное-юго-восточное, что согласуется с юго-восточной вергентностью региональной структуры.

Возможны два варианта интерпретации опрокинутого залегания офиолитов в междуречье Онота–Горлык–Гола: 1) подворачивание нижнего края покрова с образованием лежащей антиклинали и 2) последовательное гравитационное соскальзывание пластин с кровли аллохтона, при котором верхние комплексы офиолитовой ассоциации оказываются в нижней части пакета перетолженных пластин (см. рис. 7б).

Первый вариант предлагался ранее для объяснения структуры Оспинского участка [13]. Действительно, в структуре второго покрова Дунжугурского участка намечается антиклинальная складка (см. рис. 6), и можно представить ее дальнейшее преобразование в лежащую антиклиналь, перемещающуюся подобно гусенице танка. Однако формирование лежащих складок такого масштаба в массивных неслоистых породах возможно лишь в зонах глубинного пластического течения. Офиолиты обдукционированы в близповерхностных условиях и лишены признаков пластических деформаций. Кроме того, в западной части Оспинского участка, примыкающей к Гарганской глыбе, так же как и на самой глыбе, покров полностью сложен серпентинизированными ультрабазитами, и нет никаких оснований предполагать, что они находятся в опрокинутом залегании.

Второй вариант объяснения опрокинутого залегания представляется более правдоподобным. Породы полосчатого, габрового, дайкового и вулканического комплексов появляются под ультрабазитами в основании офиолитового аллохтона только в центральной части Онот–Горлыкского участка, причем их мощность неравномерно возрастает в восточном направлении (см. рис. 4). Меняется также характер нижнего контакта аллохтона. Если в западной части участка в нижних горизонтах аллохтона часто встречаются зоны развальцевания в серпентинитах, свидетельствующие о тектоническом воздействии на них, то восточнее, в глубине Оспинского бассейна, подобные зоны обычно отсутствуют. Здесь во многих обнажениях наблюдалось непосредственное налегание массивных серпентинитов, габброидов

или эффузивов на сланцы или известняки оспинской свиты. В этих случаях контакт резкий без заметных признаков тектонического воздействия. Такая ситуация объясняется принудительным тектоническим надвиганием офиолитов на Гарганскую глыбу, что сопровождалось формированием зон развальцевания и меланжа и конседиментационным гравитационным оползанием покрова с приподнятой Гарганской глыбы в Оспинский бассейн (см. рис. 7б). Первоначально оползли верхние части аллохтона, которые затем оказывались в основании новообразованного пакета пластин, что привело к обратной последовательности комплексов и к кажущемуся опрокинутому залеганию аллохтона. Такая модель согласуется с разной структурой офиолитовых покровов Онот–Горлыкского и Дунжугурского участков (см. рис. 7в). На первом участке реставрируется слабо нарушенный гравитационный покров. На втором участке наблюдается незакономерное нагромождение офиолитовых чешуй, которое можно объяснить торошением принудительно надвигаемого покрова перед структурным уступом, образованным воздымающейся краевой частью Гарганского микроконтинента (см. рис. 7в). Возможная причина синколлизии воздымания рассмотрена ниже.

## ВОЗРАСТ ОБДУКЦИИ ОФИОЛИТОВ

Существуют разные точки зрения на возраст обдукции офиолитов на Гарганскую глыбу: 1) конец позднего рифея [13], 2) средний ордовик [24, 27], 3) двухэтапная обдукция в венде и в начале девона [5]. Все они опровергаются новыми данными о возрасте тоналитов сумсунурского комплекса, которые прорывают офиолитовый аллохтон.

Цепочка массивов сумсунурского комплекса, сложенных преимущественно тоналитами, в меньшей степени трондьемитами, диоритами и габбро, протягивается вдоль северо-западного края Гарганской глыбы (см. рис. 2). Их возраст был определен К–Аг методом как ордовикский (457, 464, 466, 482 млн. лет) [1]. Эти данные хорошо согласовывались с современными датировками известково-щелочных гранитоидов региона [19, 27] и не вызывали сомнений. Результаты изучения Гарганского массива (см. рис. 2) указывают на позднерифейский возраст сумсунурского комплекса.

Возраст тоналитов определен Rb–Sr и U–Pb методами совместно с Д.З. Журавлевым и Е.В. Бибиковой [17]. Rb–Sr изохрона построена по 4 точкам (биотит, амфибол, плагиоклаз и вал). Параметры изохроны:  $T = 800 \pm 19$  млн. лет,  $I_0 = 0.70459 \pm 0.00005$ , СКВО = 7.1. Если исключить из расчета сосюритизированный плагиоклаз, то

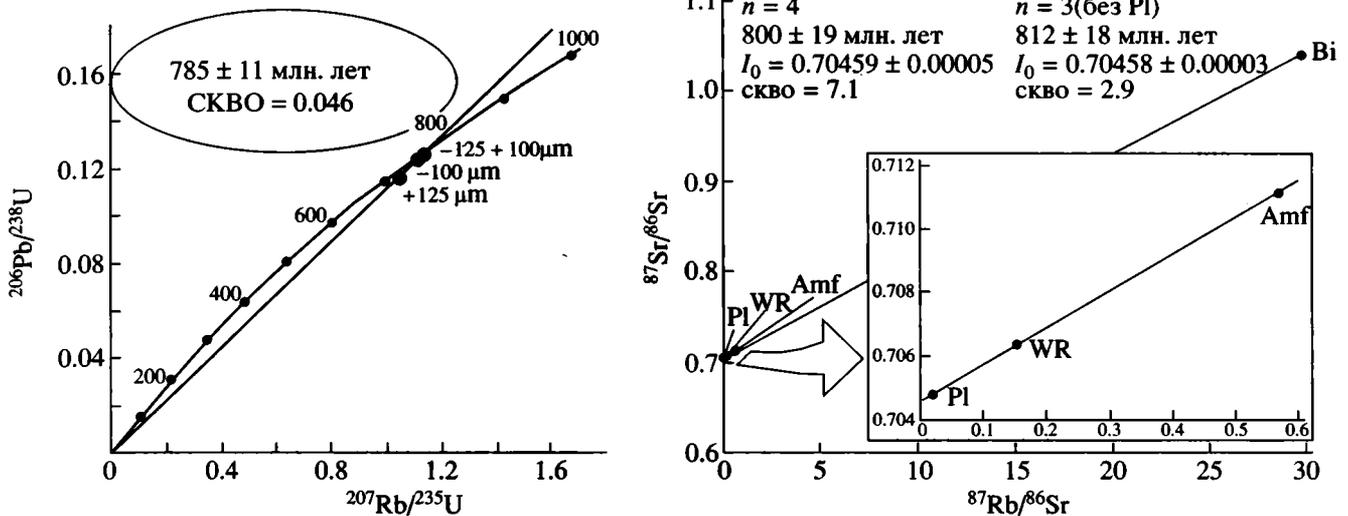


Рис. 8. Rb-Sr и U-Pb изотопные диаграммы для тоналитов Гарганского плутона (проба 1046/1).  
Объяснения см. в тексте.

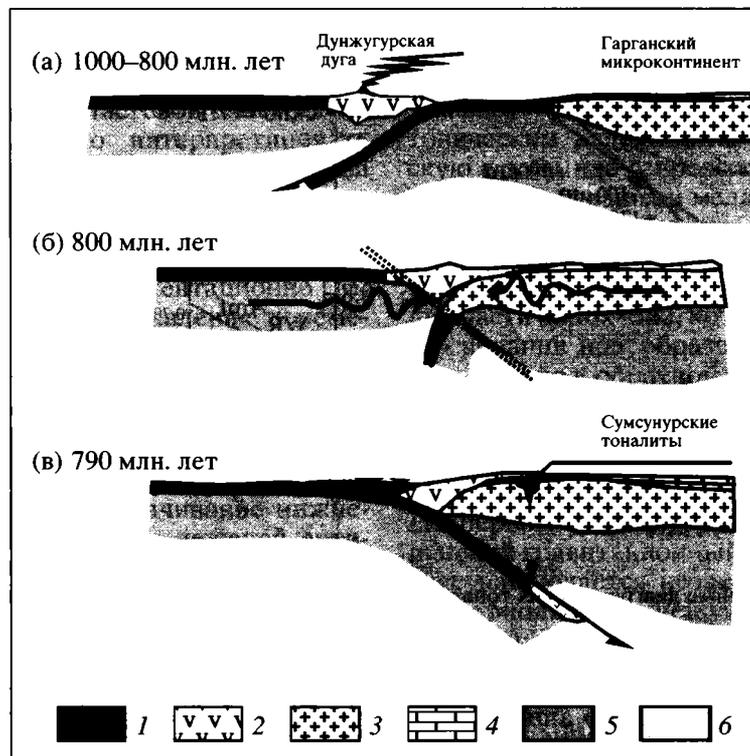
оставшиеся три точки более точно аппроксимируются изохроной:  $812 \pm 18$  млн. лет,  $I_0 = 0.70458 \pm 0.00003$ , СКВО = 2.9 (рис. 8). U-Pb методом определен по трем фракциям циркона. Все фракции утратили незначительное количество радиогенного свинца, и их аналитические точки располагаются вблизи верхнего пересечения дискордии с конкордией, которое соответствует возрасту  $785 \pm 11$  млн. лет; СКВО = 0.046 (см. рис. 8). Это согласуется с Rb-Sr оценкой возраста с учетом точности определения. Учитывая более высокую надежность U-Pb данных, мы принимаем возраст тоналитов Гарганского массива равным 790 млн. лет. Это первое определение возраста, подтверждающее присутствие позднерифейских гранитоидов в Тувино-Монгольском массиве.

Возраст сумсунурского комплекса определяет верхний предел возраста обдукции офиолитов, которая теоретически могла осуществиться на любом более древнем этапе докембрийской истории. Однако можно привести аргументацию, доказывающую, что коллизия дуги и микроконтинента, вызвавшая обдукцию, осуществилась незадолго до выплавления тоналитов.

Большинство исследователей солидарны в том, что трондьемит-тоналитовые серии – типичные породы континентальных и океанических дуг и их происхождение прямо или косвенно связано с процессами субдукции [2, 3, 31 и др.]. Происхождение тоналит-трондьемитовых серий широко обсуждается в связи с проблемой серых гнейсов архея, имеющих сходный минеральный состав, но обладающих специфическими геохимическими чертами. Известны и их кайнозойские аналоги, получившие название адакитов. Их ши-

рокое распространение в архее и незначительное в фанерозе объясняют более высоким положением изотерм в архейской литосфере, что привело к массовому плавлению субдуцируемой океанической коры. Расчеты показывают, что при современном геотермическом градиенте РТ-тренд субдуцируемой холодной океанической коры вообще не пересекает линию солидуса базальтового расплава и достижение условий плавления возможно лишь при сочетании нескольких факторов, главный из которых – субдукция молодой не успевшей остыть океанической плиты [32]. Этот вывод можно распространить на весь неогей, учитывая незначительное количество “слебовых” тоналит-трондьемит-дацитовых серий.

Тоналиты сумсунурского комплекса внедрялись в фундамент и чехол Гарганского микроконтинента, что указывает на условия континентальной дуги андийского типа. Преобразование пассивной окраины Гарганского микроконтинента в активную осуществилось вследствие коллизионного заклинивания прежней зоны субдукции, наклоненной под дугу. Породы сумсунурского комплекса представляют собой первые надсубдукционные выплавки, генерированные новообразованной зоной субдукции. Можно предположить, что причиной их выплавления явилось вовлечение фрагментов горячей коры океанической дуги в первые порции погружающейся океанической плиты (см. ниже). С вероятным быстрым истощением этого источника согласуется кратковременность периода тоналит-трондьемитового магматизма, который вскоре сменился типичным для континентальных дуг известково-щелочным дифференцированным магматизмом, представленным широко рас-



**Рис. 9.** Раннебайкальские события в Тувино-Монгольском массиве.

1–3 – кора: 1 – океаническая, 2 – островодужная, 3 – континентальная; 4 – континентальный чехол; 5 – литосферная мантия; 6 – астеносфера.

пространенными вулканитами сархойской (дархатской) серии [28]. Интервал времени, разделяющий коллизию и последующее выплавление тоналитов, может быть оценен на примере детально изученной последовательности событий невадийской орогении, вызванной коллизией континента и океанической дуги. Невадийская орогения проявилась в конце поздней юры на западе Северо-Американского континента и продолжалась не более 10 млн. лет [32]. Трондьемит-тоналитовый магматизм активизировался в горах Кламат спустя 5–10 млн. лет после коллизии и продолжался в течение короткого периода времени [30]. В соответствии с этими данными возраст коллизии Дунжугурской океанической дуги и Гарганского микроконтинента принят равным 800 млн. лет.

### РАНЕБАЙКАЛЬСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Раннебайкальский этап тектонической эволюции Тувино-Монгольского массива продолжался в интервале 1000–800 млн. лет. Началом этапа принято считать гренвиллскую фазу складчатости, с которой начинается байкальскую эру тектогенеза Н.С. Шатский [25], а также начинается неогей

Г. Штилле [29]. События, отвечающие этому рубежу, в истории Гарганской глыбы не выявлены. Присутствие амагматичного средне(?)-позднерифейского платформенного чехла указывает на условия пассивной окраины микроконтинента или континента. Представляется весьма вероятным, что Гарганская глыба с гранулитовым фундаментом и рифейским чехлом является фрагментом древнего кратона. Логично предположить, что она – обломок ближайшего Сибирского кратона, с шарыжалгайской серией которого сопоставлялся фундамент Гарганской глыбы [9, 22].

Дунжугурская островная дуга уже существовала в начале байкальской эры. Вероятно, с начальными стадиями ее эволюции связано выплавление офиолитовых плагиогранитов, образующих линзовидные жилы в полосчатом и габбровом комплексах Дунжугурского участка на правобережье р. Ока. Возраст плагиогранитов, определенный U-Pb и Pb-Pb методами по циркону, составляет 1010–1020 млн. лет [26]. Присутствие в составе офиолитовой ассоциации преддуговых отложений указывает, что дуга была обращена внешней стороной к микроконтиненту и что субдукция океанической коры разделявшего их бассейна осуществлялась под дугу (рис. 9а). Преобладаю-

щие простирания комплекса параллельных даек, почти перпендикулярные современным ограничениям Гарганской глыбы, вероятно наследуют первичную косую или почти перпендикулярную ориентацию дуги относительно окраины Гарганского микроконтинента.

После поглощения в зоне субдукции всей океанической литосферы окраинного бассейна частично субдуцируется также континентальная литосфера [12] и одновременно происходит надвигание дуги на край микроконтинента (см. рис. 9б). Подобная ситуация рассматривалась еще в 70-е годы как одна из наиболее вероятных причин обдукции офиолитов [11]. В дальнейшем в результате нарастания напряжений сжатия происходит раскол литосферы, вдоль которого возникает новая зоны субдукции. Она закладывается на участке наиболее тонкой литосферы под вулканической дугой, в месте наибольшего подъема изотерм [12] (см. рис. 9б).

Раскол литосферы приводит к прекращению действия сил, затягивавших в зону субдукции краевую часть микроконтинента. В результате погруженный край микроконтинента с надвинутым на него островодужным аллохтоном отрывается от своих корней и всплывает. С воздыманием Гарганской глыбы связано гравитационное оползание офиолитов в тыловой оспинский бассейн (см. рис. 9в).

Смена полярности субдукции, которая с этого момента начала осуществляться под Гарганский микроконтинент, привела к тому, что отколовшаяся часть островной дуги, представлявшая собой горячую литосферу с активными магматическими очагами, стала погружаться под континентальную окраину, результатом чего явилось выплавление тоналитов сумсунурского комплекса. Позднее тоналитовый магматизм сменился известково-щелочным и на окраине Гарганского микроконтинента сформировался надсубдукционный магматический пояс, представленный породами сархойской и дархатской серий. Такая последовательность событий представляется более реалистичной, чем альтернативная интерпретация, согласно которой этот окраинно-континентальный пояс представляет собой фрагмент восточной Гондваны и не связан с Гарганской глыбой [28]. Эти события относятся уже к следующему, позднебайкальскому, этапу формирования Тувино-Монгольского массива.

В результате коллизии, которая осуществилась около 800 млн. лет назад, объем Гарганского микроконтинента увеличился за счет причленившихся к нему и обдуцированных пород Дунжугурской дуги. Нашему наблюдению доступны только преддуговые офиолиты, которые не дают полного представления о строении дуги в целом. Учитывая чрезвычайную длительность ее автоном-

ного существования – около 200 млн. лет, можно предположить, что к моменту коллизии она представляла собой “зрелую” дугу с достаточно мощной корой.

Орогенез в середине позднего рифея предполагался ранее на основании присутствия позднерифейских обломочных цирконов в осадочных породах Тувино-Монгольского массива [10]. Идентификация этого события, базирующаяся на прямых данных, позволяет различать в позднерифейской тектонической истории Тувино-Монгольского массива два этапа – раннебайкальский и позднебайкальский. Эти этапы приблизительно соответствуют енисейской и кадомской фазам байкальской эры тектогенеза, выделенным в обзоре В.Е. Хаина и С.Г. Рудакова [25].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-64876.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонцев Н.А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Л.: Наука, 1967. 99 с.
2. Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: МИР, 1983. С. 100–105.
3. Баркер Ф. Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: МИР, 1983. С. 9–18.
4. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
5. Геология и рудоносность Восточного Саяна / Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
6. Добрецов Н.Л. О покровной “тектонике” Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
7. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
8. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляр Е.В., Медведев В.Н. Марианит-бонинитовая серия в офиолитах Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 29–35.
9. Докембрий Восточного Саяна. Л.: Наука, 1964. 328 с. (Тр. ЛАГЕД; вып. 18).
10. Коваленко В. И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
11. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: МИР, 1979. 262 с.

12. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
13. Кузьмичев А.Б. Рифейские офиолиты Китайских гольцов: структурное положение и возраст обдукции // Геология и разведка. Изв. вузов. 1996. № 3. С. 11–25.
14. Кузьмичев А.Б. Строение верхнерифейской окинской серии на правом берегу р. Тустук (Восточный Саян) // Геология и разведка. Изв. вузов. 1997. № 3. С. 21–36.
15. Кузьмичев А.Б. Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. В печати.
16. Кузьмичев А.Б., Буякайте М.И. Rb-Sr данные о возрасте вулканитов Шишхидского офиолитового пояса (Западное Прихубсугулье) // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 3. С. 340–344.
17. Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В., Кириозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн. лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1379–1383.
18. Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Литолого-геохимические особенности карбонатакопления чехла Гарганской глыбы (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 10. С. 1614–1619.
19. Литвинцев К.А., Калмычкова Т.Н. Первый опыт Rb-Sr датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) // Докл. РАН. 1990. Т. 312. № 1. С. 205–208.
20. Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие вопросы с ними связанные. М. Изд-во ЦНИГРИ, 1936, 817 с. Вып. 38.
21. Лодочников В.Н. Петрология Ильчиро-Мондинского района. Иркутск, 1941. 150 с.
22. Никитина Л.П. Архей Гарганской глыбы // Стратиграфия СССР. Т. II. Изд-во АН СССР, 1963. С. 116–122.
23. Роцектаев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Южное обрамление Сибирской платформы. Новосибирск: Ин-т геол. и геоф., 1983. С. 19–43.
24. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
25. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. Байкальская складчатость Н.С. Шатского и байкальская эра тектогенеза // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 25–32.
26. Хаин Е.В., Бибилова Е.Б., Дегтерев К.Е., Гибшер А.С., Диденко А.Н., Клочко А.А., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Федотова А.А. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб: Тема, 1999. С. 175–181.
27. Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 776–780.
28. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 5. С. 661–664.
29. Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. 255 с.
30. Barnes C.G., Petersen S.W., Kistler R.W., Murray R., Kays M. A. Source and tectonic implications of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 123. Iss 1. P. 40–60.
31. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. of Royal Soc. of Edinburg: Earth Sc., 1996. Vol. 87. P. 205–215.
32. Godfrey N.J., Klempner S.L. Ophiolitic basement to a forearc basin and implications for continental growth: The Coast Range/Great Valley ophiolite, California // Tectonics, 1998. Vol. 17. № 4. P. 558–570.
33. Pearce J.A., Peate D.W. Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1995. P. 251–285.
34. Sklyarov E.V. Ophiolites and blueschists of southeast Sayan. First international symposium on geodynamic evolution and main sutures of Central Asia. IGCP project 283. Guidebook for excursion. Ulan-Ude, 1990. 57 p.
35. Taylor R.N., Marlow M.S., Johnson L.E., Taylor B., Sherman H.B., Mitchell J.G. Intrusive Volcanic Rocks in Western Pacific Forearcs // Active Margins and Marginal basins of the Western Pacific. AGU: Geophysical Monograph. Vol. 88. 1995. P. 31–43.
36. Underwood M.B., Ballance P.F., Clift P.D., Hiscott R.N., Marsaglia K.M., Pickering K.T., Reid R.P. Sedimentation in the Forearc Basins, Trenches and Collision Zones of the Western Pacific: A Summary of Results from the Ocean Drilling Program // Active Margins and Marginal basins of the Western Pacific. AGU: Geophysical Monograph. Vol. 88. 1995. P. 315–343.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, А.А. Моссаковский, В.Е. Хаин

## Early Baikalian Tectonic Events in the Tuva-Mongolian Massif: Arc–Microcontinent Collision

A. B. Kuz'michev

*Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Science,  
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

**Abstract**—The tectonic events of the Early Baikalian (1000–800 Ma) evolution of the Tuva-Mongolian massif are discussed. Two paleostructures took part in these events, the Gargan microcontinent (a fragment of a pre-existing craton) and the Dunzhugur intraoceanic arc. They are represented by the Gargan block and fore-arc ophiolites that override this massif on the west. The Gargan block shows a two-stage platform structure. The amagmatic sedimentary cover suggests a passive-margin environment. The Dunzhugur arc faced the continent, considering that the ophiolites are overlain by fore-arc sediments. After the complete consumption of the lithosphere of the marginal sea that separated these structures, the microcontinental margin underplated the arc and the fore-arc ophiolites were thrust onto it. The jamming of the subduction zone led to the breakup of the lithosphere and the floating of the subducted microcontinental margin. This led to the gravity-induced slide of the ophiolites into the foreland basin. The ongoing opposite movement of the lithospheric plates gave rise to a new subduction zone tilted beneath the Gargan microcontinent. The initial portions of suprasubduction melts in the newly formed active continental margin consisted of tonalite magmas. The tonalites intruded the basement and cover of the Gargan microcontinent and the obducted ophiolites. The Rb-Sr and U-Pb ages of the tonalites are around 790 Ma. Examples from the Phanerozoic suggest that the time span between arc–continent collisions and the melting of tonalite-trondhjemite suites does not exceed 10 Ma. Therefore, the age of collision between the Dunzhugur island arc and the Gargan microcontinent is 800 Ma, which corresponds to the Early Baikalian or Enisean phase of the Baikalian orogeny.

УДК 551.242.31(234.9)

## ОФИОЛИТОКЛАСТОВЫЕ БРЕКЧИИ МАЛОГО КАВКАЗА: СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

© 2001 г. А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин, А. И. Вознесенский

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 24.04.2000 г.

В Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа тоарские горизонты офиолитокластовых брекчий участвуют в строении крупного тектонического покрова, шарьированного на активную окраину Евразии в середине мелового периода. Горизонты брекчий перекрывают вулканогенно-осадочную толщу верхнего карниа–нижнего тоара, турбидитовые прослои которой также содержат офиолитокластовый материал. В грубообломочной фракции брекчий преобладающие фрагменты пород, характерных для офиолитовых ассоциаций, смешаны с кластическим материалом сиалического происхождения (мраморы, зеленые сланцы, кварцевые порфиры, скарны). Брекчирование пород в условиях хрупких деформаций происходило одновременно с внедрением диабазовых даек, ранние генерации которых испытывали дробление, а позднейшие остались ненарушенными. Изученные горизонты брекчий маркируют тоарскую фазу тектоно-магматической активности и представляют собой результат переотложения подводными каменными потоками продуктов разрушения океанической транзитной плиты Тетиса и включенных в нее сиалических блоков, отколотых от края Гондваны и перемещавшихся вместе с плитой на север по направлению к активной окраине бассейна.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время хорошо известно, что в некоторых офиолитовых разрезах складчатых областей континентов присутствуют специфические брекчии, залегающие на двух стратиграфических уровнях. В одних случаях они располагаются внутри вулканической части разреза офиолитов и содержат обломки всех пород офиолитовой ассоциации, включая базальты. Такие разрезы хорошо изучены в Лигурийских Альпах [10, 15], где формирование брекчий связывается с разрушением и переотложением пород океанической литосферы вблизи крутых уступов океанского дна в зонах рифтовых долин и трансформных разломов. Эта точка зрения подтверждается данными, полученными при дражировании и наблюдениях со спускаемых аппаратов в приосевой части Срединно-Атлантического хребта [18, 19].

В других случаях горизонты брекчий прослеживаются вдоль контакта перидотито-габбровых комплексов с вулканиками. Такие своеобразные тектоногенно-осадочные образования уже давно описаны в Италии под названием офикальцитов [10]. Их происхождение вплоть до настоящего времени трактуется неоднозначно. Превалирует две точки зрения. По первой из них офикальциты ничем не отличаются по происхождению от вышеупомянутых брекчий.

Согласно другим представлениям своеобразная структура офикальцитов возникла в результате тектонического расслоения литосферы и выведения ее мантийной части на поверхность океанского дна [13]. К этой точке зрения в свое время примкнул и один из авторов настоящей статьи [6].

В последнее время модель тектонического расслоения литосферы в процессе раскрытия океанических бассейнов становится все более и более популярной. Используя представления Б. Вернике [25] об образовании протяженной поверхности отслаивания в условиях простого сдвига (simple shearing) при развитии рифтогенеза, многие ученые стали связывать процессы брекчирования офиолитовых пород с возникновением такой поверхности вблизи кровли поднимающегося мантийного диапира [9, 20, 24]. Модель Б. Вернике была разработана для Провинции Долин и Хребтов, т.е. для внутриконтинентальной области. Несколько позже Г. Листер и его соавторы [21] показали, что эта модель применима и для окраинно-континентальных областей.

Одним из районов, где в разрезе офиолитов присутствуют горизонты брекчий, является Севано-Акеринская зона Малого Кавказа. Кроме определенных черт сходства с аналогичными образованиями в западной части Альпийского пояса, эти брекчии обнаруживают ряд особенностей состава и строения, которые и будут рассмотрены в данной статье как основа для возможной интерпретации тектонических событий, зафиксированных на этом уровне офиолитового разреза.

### ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ В СТРУКТУРЕ СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ

Офиолиты Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа представляют собой восточные продолжения северной офиолитовой ветви Альпийской

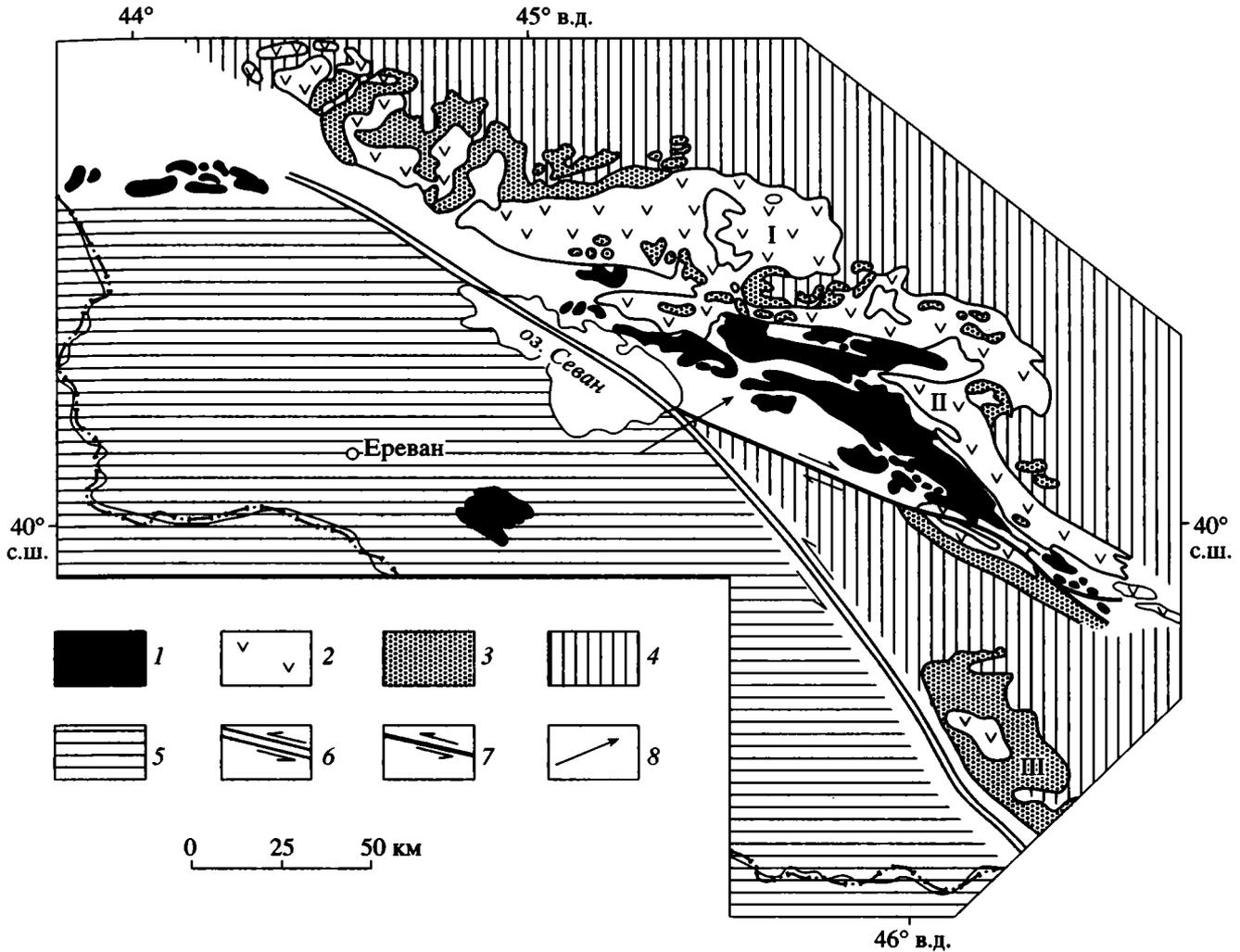


Рис. 1. Схемы расположения офиолитовых массивов в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа, по [3] с изменениями.

1 – офиолитовые аллохтоны; 2, 3 – мезозойские известково-щелочные серии Самхето-Агдамской (I), Карабахской (II) и Кафанской (III) зон; 2 – среднеюрские, 3 – позднеюрские-меловые; 4, 5 – кристаллическое основание под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений; 4 – герцинское (евразийский тип), 5 – докембрийское (гондванский тип); 6 – позднемеловая сutura; 7 – послепозднемеловые сдвиги; 8 – местоположение описываемых разрезов.

складчатой области, которая протягивается от Вардарской зоны Югославии через южные Понтиды Турции на восток в Армению и Азербайджан (рис. 1). Офиолиты слагают здесь протяженные тектонические покровы, шарьированные в середине коньякского века на островодужные комплексы мезозойской активной окраины Евразии [8]. В рассматриваемом регионе выделяются два крупных покрова, нижний из которых – Вагазинский – захоронен в офиолитокластовой олистостроме автохтона (сеноман–нижний коньяк), а второй – Ипякский – занимает верхнее структурное положение в аллохтонном комплексе [17]. Нижняя часть обоих покровов сложена тектонизированными мантийными лерцолитами и гарцбургитами [22], которые прорываются поздне-

триасовыми габбро ( $225 \pm 10$  млн. лет, Sm–Nd и Rb–Sr методы [1]). Верхняя часть покровов представлена разнообразными вулканогенно-осадочными образованиями среднеюрского–сеноманского возраста, подробно описанными в ряде работ Г.С. Закариадзе и одного из авторов настоящей статьи [4].

Горизонты брекчий располагаются в основании вулканических серий Ипякского и Вагазинского покровов и были охарактеризованы в предыдущих работах [7, 16], где был обоснован карнийско-тоарский возраст части этих обломочных образований и связанных с ними эффузивов и осадков. Подробное описание разрезов, включающих офиолитокластовые брекчи, дано ниже.

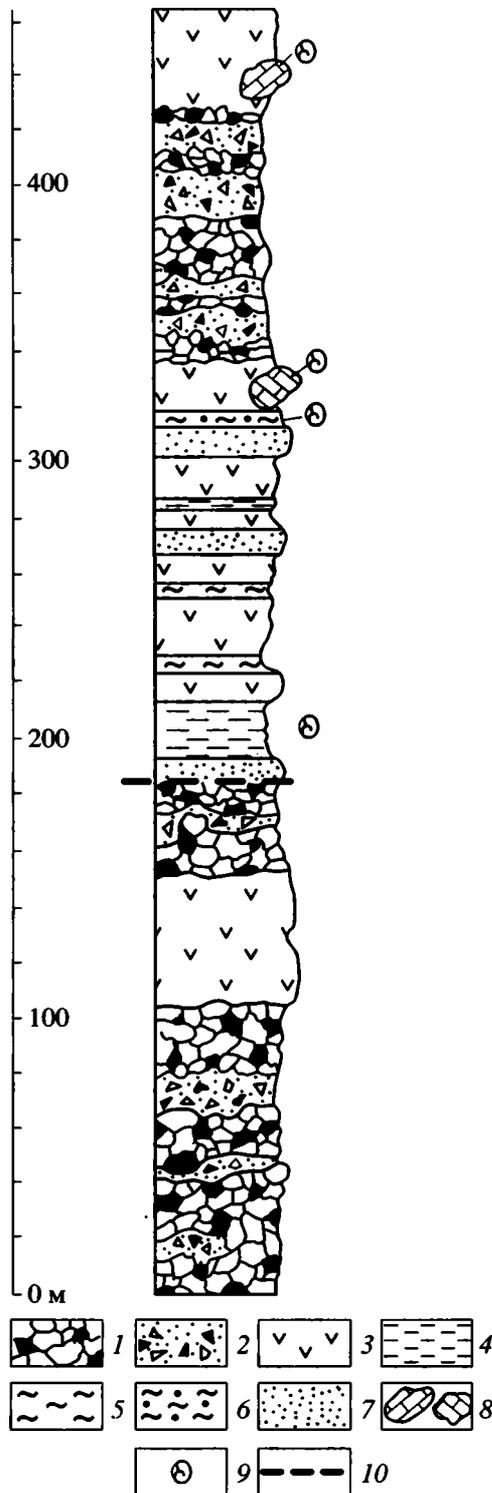


Рис. 2. Разрез брекчий зодского типа (Старый Зодский перевал).

1 – брекчия габбро и диабазов; 2 – прослоя песчаников; 3 – базальты; 4 – пелиты с радиоляриями карнийского возраста; 5 – радиоляриты; 6 – они же с радиоляриями тоарского возраста; 7 – дистальные турбидиты и контуриты грауваккового состава; 8 – блоки известняков с двустворками норийского яруса; 9 – уровни сбора фауны; 10 – разрывное нарушение.

### Офиолитокластовые брекции Вагазинского и Ипякского покровов

По составу и строению могут быть выделены три типа разрезов вулканогенно-осадочных комплексов Вагазинского и Ипякского покровов, в которых содержатся горизонты брекчий.

**Зодский тип.** Наиболее полный разрез с горизонтами брекчий (рис. 2) вскрыт в водораздельной части древней тропы, поднимающейся от комбината Зод (Армения) на юге и спускающейся в долину р. Соютлучай (Азербайджан) на севере, где находится его основание. Это место известно под названием “Старый Зодский перевал”.

Описываемая толщи (см. рис. 2) литологически делится на три части, две из которых представлены пачками чередования брекчий и основных эффузивов, разделенных третьей пачкой, где различные осадочные породы переслаиваются с базальтами.

1. Разрез начинается двумя горизонтами брекчий, разделенных лавовым горизонтом. Основание нижнего горизонта брекчий состоит из плотно притертых один к другому обломков диабазового щебня. Обломки диабазов совершенно не окатанны, не сортированы и имеют разнообразную остроугольную форму. Их размеры меняются от первых миллиметров до 30–40 см по длинной оси. Структура и степень раскристаллизации пород указывают на первичную дайковую природу диабазов, тем более, что в некоторых обломках сохранились контакты даек с разной степенью раскристаллизации и зонами закалки. Щебень цементируется мелкообломочной несортированной массой алевро-песчаной и гравийной размерности. В обломках основной массы распознаются меланократовые и лейкократовые габбро, габбро-диабазы, диабазы и минералы этих пород. Иногда мелкообломочная фракция перетерта до мукоподобного состояния и слагает нечеткие по очертаниям линзы и прослои. Выше по разрезу размеры и состав обломков несколько меняются. Они становятся более крупными, и в дополнение к вышеописанным породам в составе обломков появляются кумулятивные (лейкократовые и меланократовые), расслоенные, изотропные и пегматоидные габброиды, а также флазергаббро. Обломки пород становятся окатанными или полукатанными, приобретая уплощенную форму (галька). В линзах и неправильных обособлениях цементирующей массы найдена одна галька кварцевого порфира диаметром 5 см и одна хорошо окатанная уплощенная галька мраморизованного известняка примерно такой же величины. Разнообразие состава обломков, характер окатанности части обломков и текстурные признаки указывают на осадочное происхождение всей брекчий в целом. Видимая мощность пачки 120 м.

Эта часть разреза перекрывается пятидесятиметровым горизонтом темно-зеленых базальтов с массивной, иногда подушечной текстурой, которые в основании горизонта цементируют обломки брекчии. Это пористые лавы, миндалины в которых заполнены кальцитом. Среди лав встречаются силлы афировых оливиновых диабазов, которые вместе с лавами изменены в условиях зеленокаменной фации метаморфизма. Необходимо отметить, что в лавах и силлах отсутствуют какие-либо признаки брекчиевидной структуры, что резко отличает их от подстилающих брекчий.

Вулканыты перекрываются брекчиями, которые очень похожи на породы, описанные выше. Однако на этом уровне в них больше мелкообломочного матрикса с более ясно выраженной осадочной природой – неясная слоистость и сортировка обломков. Глыбы габбро в этой части разреза иногда достигают 1 м в диаметре. Мощность этих брекчий 30 м.

2. Средняя часть разреза граничит с нижней по сбросу неизвестной амплитуды. Она состоит из переслаивания различных по составу осадочных пород с покровами базальтов (см. рис. 2). Характерны четыре группы пород:

(1) Базальты, слагающие покровы мощностью от 5 до 20 м. Лавы имеют массивное или подушечное строение и нередко чередуются с лавагломератами и лавобрекчиями.

(2) Ленточно-слоистые красные яшмы, а также серые и розовые кремнисто-глинистые сланца (пелиты), слагающие обычно тонкие прослои мощностью в 1–2 м. Лишь в нижней части разреза выделяется достаточно мощная пачка пелитов (20 м). В средней части разреза эти породы часто переслаиваются со слоями серых микритов и микритовых брекчий с яшмовым цементом. В нижней пачке пелитов собраны радиолярии верхней части карнийского яруса [7]. В верхних прослоях радиоляритов (см. рис. 2) найдены радиолярии, указывающие на тоарский возраст содержащих их отложений.

(3) Песчаники, слагающие три горизонта мощностью от 5 до 10 м. Каждый из этих горизонтов обладает своими индивидуальными особенностями и должен быть описан отдельно.

Нижний горизонт сложен тонкослоистыми тонкозернистыми песчаниками серо-зеленого цвета, зерна которых хорошо сортированы и плохили полуокатаны. В горизонте часто чередуются тонкие (1–5 мм) глинистые слои, содержащие мелкий обугленный растительный детрит (<1%) и остатки неопределимых радиолярий и фораминифер. Обломочная фракция преимущественно состоит из зерен частично хлоритизированных серпентинитов (80%) и альбита (10%). Зерна кварца отсутствуют.

Средний горизонт сложен алевропесчаниками с тонкой взаимосрезающейся косою слоистостью. Сортированность зерен хорошая, окатанность слабая. Обломочная фракция (до 25%) представлена кварцем и альбитом. Остальная часть породы состоит из тонкого матрикса, сложенного, главным образом, мелкими обломками частично хлоритизированных серпентинитов. Акцессорные минералы представлены сфеном, турмалином и гранатом.

Верхний горизонт грубо-, средне- и мелкозернистых песчаников имеет граувакковый состав и обнаруживает следы биотурбации и переработки подводными течениями. Это типичные турбидиты, в которых сортированность зерен средняя, а окатанность плохая. Среди зерен присутствует кварц (от 30 до 40%), альбит (0–10%), мусковит и биотит (1–5%), единичные зерна циркона. Среди обломков пород (10–60%) преобладают кремни, серпентиниты (5%), афировые базальты, известняки и кварцево-слюдистые зеленые сланцы.

Все вышеописанные терригенные породы могут представлять собой дистальные турбидиты (верхний горизонт определенно), однако в двух нижних прослоях осадочных пород градационная слоистость не ясна, и нельзя исключить и их контуритовое происхождение.

(4) Экзотические глыбы средненорийских известняков, имеющие размеры в 5–10 м и прекрасно выделяющиеся в рельефе. Глыбы располагаются вдоль контакта верхнего горизонта лав и прослоя радиоляритов с фауной тоара (см. рис. 2). Они сложены серыми, розовыми и вишневыми нодулярными биомикритами типа “аммонитикороссо”. Текстура пород весьма своеобразна. Иногда они сложены чередующимися слоями и слоями разноокрашенного биомикрита мощностью от 2 мм до 2–3 см. Реже встречаются слои пород какого-либо одного цвета мощностью до 20–30 см. Слоистость обычно нарушена, и обломки тонких пластов серого и розового биомикрита как бы взломаны, окружены и частично растворены вишневым биомикритом. Нередко породы приобретают конгломератовидную текстуру, и в этом случае обломки слоев серого или светлорозового биомикрита имеют закругленные края, развернуты одни относительно других и цементируются вишневым биомикритом. Биомикриты содержат большое количество стилолитовых швов, вдоль которых концентрируются гидрокислы железа. В породах много тонких створок бивальвий и их детрита. Встречаются обломки стеблей криноидей, раковин остракод и, возможно, аммонитов. В отдельных маломощных (до 3–4 см) линзах и пропластках чистого ракушняка створки бивальвий как бы вложены одна в другую и перевернуты, что может свидетельствовать об их переносе придонными течениями.

Вышеописанная текстура пород, очевидно, возникла при оползании по подводному склону карбонатной массы, состоявшей из уже литифицированных серых и розовых микритов и нелитифицированного вишневого микритового ила. Этот процесс сопровождался частичным растворением литифицированных известняков и их перемывом.

В светлоокрашенных известняках встречена обильная фауна норийских двустворок, а в вишневых микритах найдены конодонты среднего-верхнего нория [7].

3. Верхняя часть разреза в основании состоит из брекчий, близких по строению к брекчиям, описанным выше. Однако к обломкам габбро и диабазов здесь добавляются многочисленные фрагменты афанитовых и миндалекаменных базальтов. Брекчии перекрываются массивными и подушечными лавами базальтового состава, вблизи основания которых залегают две экзотические глыбы средненорийских известняков (3–5 м), ничем не отличающиеся от глыб из средней части разреза. Видимая мощность верхних брекчий и лав 120 м.

Общая видимая мощность разреза около 450 м, из которых на прослой брекчий падает 250 м (55%), на эффузивы – 152 м (34%), на песчаники – 23 м (5%), а на кремнистые и карбонатные породы – 29 м (6%). Время формирования средней части разреза – от карния до тоара включительно (около 60 млн. лет).

**Гейдарининский тип.** Типовой разрез вскрыт на западе местности Гейдара, где его мощность достигает 100–150 м. В целом для брекчий этого типа характерно присутствие крупных блоков разной величины, которые сложены зелеными сланцами, филлитами и диабазами. Матрикс между глыбами состоит почти на 100% из обломков пород того же состава. В одних случаях крупные глыбы плотно прижаты одна к другой без всяких следов цементирующей массы, а в других глыбы меньшего размера цементируются обильным матриксом (до 50% объема породы), и такие переходы наблюдаются на очень коротком расстоянии. Цементирующая масса брекчий состоит из остроугольных обломков диабазов алевролитовой, песчаной и гравийной размерности, а также из мельчайших обломков тонкоперетертых зеленых сланцев. Кроме глыб, в матриксе “плавают” отдельные более крупные остроугольные обломки диабазов галечной и валунной размерности, а также видны прослой и линзы неяснослоистых, плохо сортированных песчаников. В составе брекчий изредка встречаются уплощенные гальки и валуны (15–10 см в диаметре) фельзитов, мраморов, мраморизованных известняков и андрадитовых скарнов. Присутствие этих экзотических включений, окатанных галек и песчаниковых

линз говорит об осадочном происхождении брекчий в целом.

Крупные блоки, как уже говорилось выше, сложены зелеными сланцами, филлитами и диабазами. Внутри отдельных блоков последние сильно брекчированы и превращены в остроугольную брекчию, в которой по степени раскристаллизации (диабазы и микрогаббро) различаются фрагменты даек как минимум двух поколений. В других блоках частично брекчированные и растащенные дайки отчасти сохраняют свою первичную форму и прослеживаются на расстоянии до 10 м. В таких телах бывают видны их закалочные края либо по границе даек и зеленых сланцев, либо в контакте даек разных поколений. Линии контактов между дайками разных поколений располагаются под углом 90° по отношению к направлению рассланцевания в метаморфических породах, и если предполагать, что дайки внедрялись вертикально, то плоскости сланцеватости в метаморфических породах располагались почти горизонтально. Очевидно, что этап метаморфизма и связанные с ним деформации предшествовали хрупкому дроблению пород. Кроме того, брекчированные породы таких блоков прорываются абсолютно не брекчированными sillами диабазов (рис. 3).

На брекчиях гейдаринского типа залегают вулканы базальтового состава. В основании лавы перекрывают пачку черных углистых сланцев с вкрапленностью пирита и марказита. В этой части разреза наблюдаются секущие тела кварцевых порфиров.

При прослеживании толщи брекчий в юго-восточном и восточном направлениях видно, что из ее разреза выпадает вся нижняя часть и базальты с черными сланцами в основании приходят в непосредственный контакт с габбро и серпентинитами (см. рис. 3). Не исключено, что такие взаимоотношения могут быть объяснены неровной поверхностью морского дна, на поверхности которого были вскрыты различные породы нижней части офиолитового комплекса и зеленые сланцы.

**Текаянский тип.** Типовой разрез расположен на правом берегу р. Текая над селом того же названия. Здесь брекчии слагают крупный блок (~1.5 × 1.0 км) внутри серпентинитового меланжа Вагазинского покрова. Алевро-песчаный матрикс брекчий сложен обломками диабазов и перетертых зеленых сланцев. Главная масса обломков, варьирующих по размерам от гравия до валунов, состоит из мраморизованных известняков и мраморов. Эти же карбонатные породы слагают и крупные блоки каравая- и плитообразной формы, длина которых порой достигает 100–150 м. Внутри этих глыб сохранились остатки диабазовых даек, прорывающих карбонатные породы.



Рис. 3. Разрез брекчий гейдаринского типа (зарисовка в произвольном масштабе).

1 – гарцбургит-тектониты; 2 – габбро; 3 – брекчия, преимущественно диабазовая, с отдельными блоками зеленых сланцев (заштриховано) и линзами песчаников (точечный крап); 4 – черные сланцы; 5 – базальты; 6 – дайки кварцевых порфиров; 7 – дайки диабазов, переходящие в силлы и лавовые покровы.

Изложенный выше фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Офиолитокластовые брекчии Малого Кавказа представляют собой осадочные образования.

2. В брекчиях перемешаны обломки пород офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габбро разного типа, диабазы и базальты) и сиалической коры (мраморы и мраморизованные известняки с прослоями зеленых сланцев, кварцевые порфиры, филлиты и скарны).

3. Существующие радиологические данные ( $225 \pm 10$  млн. лет, Sm-Nd, Rb-Sr методы [1]) указывают на то, что формирование габбро произошло в ладинии–раннем карнии, то есть непосредственно перед началом размыва офиолитов. Возраст метаморфизма зеленых сланцев –  $224 \pm 6$  млн. лет [26].

4. Кристаллизация габбро происходила в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и сопряженных с ней деформаций, о чем говорит присутствие обломков флазергаббро в составе брекчий.

5. В крупных блоках брекчий (гейдаринский тип) видно, что хрупкие деформации (брекчирование) накладываются на пластические (плойчатость в зеленых сланцах). В этих же блоках устанавливается, что динамометаморфизм не затрагивал породы дайкового комплекса. Внедрение диабазовых даек происходило в условиях хрупких деформаций. В результате этих деформаций ранние поколения даек были полностью брекчированы, растащены и перемешаны, более поздние подверглись брекчированию, но отчасти сохранили свою первичную форму и контакты с вме-

щающими породами, и, наконец, наиболее молодые дайки не были брекчированы. Таким образом, возможно, что интенсивность хрупких деформаций со временем падала.

6. Очевидно, что три описанных толщи с горизонтами брекчий характеризуют разные фациальные зоны некогда единого бассейна седиментации. При этом гейдаринский и текьяинский типы разрезов связаны взаимными переходами и могли накапливаться в непосредственной близости, но явно на удалении от разреза зодского типа. Поскольку последний разрез разделен разрывным нарушением (см. рис. 2), его можно интерпретировать двояко: либо он почти непрерывен, если амплитуда нарушения незначительна, либо сдвоен, и тогда его нижняя часть является аналогом верхних горизонтов брекчий и лав. В последнем случае древнейшими породами разреза являются граувакки и пелиты карнийского яруса, а этап отложения брекчий приходится здесь, а значит, и в других типах разрезов, на тоарское (посттоарское?) время. В данной работе мы придерживаемся последней точки зрения.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Выше был изложен тот круг фактов и соображений, которые в первую очередь должны учитываться при объяснении происхождения офиолитокластовых брекчий. Однако прежде чем изложить наши представления по этому вопросу, следует кратко остановиться на некоторых общих вопросах строения Тетиса в позднем триасе–ранней юре. Наиболее полные палеорекострукции для этого периода были даны в серии работ

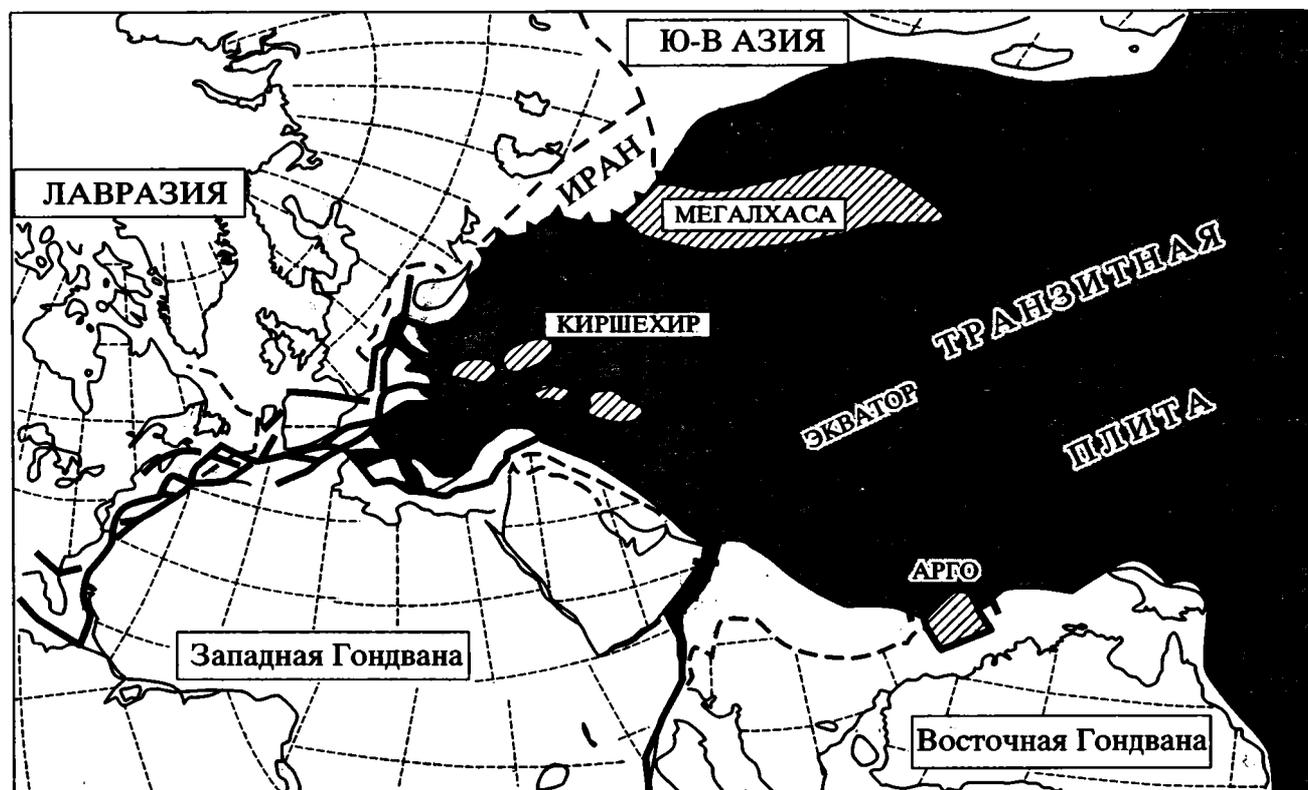


Рис. 4. Плейт-тектоническая реконструкция для эпохи середины тоара, по [11, 14] с некоторыми изменениями. На схеме Иранский микроконтинент уже присоединен к Евразии; внутри транзитной плиты заштрихованы сиалические блоки гонданского происхождения (конфигурацию и число мелких блоков установить невозможно).

[11, 14, 23]. Согласно этим реконструкциям, в указанное время в центральной части Тетиса существовал довольно широкий океанический бассейн (залив Панталассы), ограниченный с севера активной окраиной Лавразии, а с юга пассивной окраиной Гондваны. В позднем триасе—ранней юре предполагаемая ось спрединга находилась вблизи пассивной окраины (рис. 4). К северу от этой оси располагалась так называемая транзитная плита (transit plate), в которую были включены крупные блоки сиала, отколотые от края Гондваны, и которая к концу мела была полностью субдуцирована под северную активную окраину Тетиса. По нашему мнению, вполне вероятно, что фрагменты пород этой плиты и слагают рассматриваемые брекчии, история формирования которых представлена ниже.

Можно думать, что процессы растяжения, проявившиеся в позднем триасе и ранней юре на пассивной окраине Гондваны [12], развивались и в пределах транзитной плиты. Присутствие обломков флазергаббро в составе брекчий говорит о том, что до начала брекчирования происходило выплавление базальтовых магм, связанное с подъемом мантийного диапира, и их кристаллизация в глубинной зоне тектонического расслоения

в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Дальнейший подъем диапира перевел породы в область зеленосланцевого метаморфизма и сопряженных с ним деформаций. Оба процесса заняли очень короткий интервал времени, на что указывают радиологические датировки флазергаббро и зеленых сланцев (225 и 224 млн. лет, см. выше). В это же время (поздний карний — начало юры) на поверхности транзитной плиты формируется слабо расчлененный рельеф и начинается размыв как ультрабазит-базитовых комплексов плиты, так и включенных в нее сиалических блоков. Продукты размыва (песчаники и более тонкозернистые осадки) аккумуляровались в одной из областей бассейна и сформировали базальную пачку разреза зодского типа, из строения которого видно, что аккумуляция тонкообломочных пород перемежалась с фазами накопления хемогенных осадков и излияний базальтовых лав (см. рис. 2). К концу тоара рельеф, очевидно, стал более расчлененным, о чем свидетельствует сползание крупных глыб верхнетриасовых известняков тоарские осадки.

Конец тоара ознаменовался также всплеском тектонической активности, в результате которой и сформировались описанные горизонты брекчии.

чий. Эта активность проявилась в разных частях транзитной плиты, поскольку горизонты брекчий в одних случаях перекрывали более древнюю вулканогенно-осадочную толщу (разрез зодского типа), а в других отлагались непосредственно на обнажавшиеся ультрабазит-базитовые комплексы пород плиты (разрезы гейдаринского и теклякаинского типов). Одновременно происходила смена составов вулканических излияний с преимущественно щелочно-базальтовых на толеитовые, которые стали доминирующими в средней юре [4].

Как следует из описания брекчий, в истории их формирования можно выделить два главных этапа, один из которых отвечает тектоненному брекчированию пород транзитной плиты и сиалических блоков в области хрупких деформаций, а второй связан с переотложением фрагментов пород в поверхностных условиях. Магматическая активность на этапе брекчирования была практически непрерывной, но интенсивность тектонического процесса, вероятно, затухала со временем, так как мы видим, что самые ранние генерации диабазовых даек брекчированы совместно с вмещающими породами, в то время как наиболее поздние дайки абсолютно не нарушены и прорывают уже брекчированные породы.

Таким образом, описанные в работе брекчи представляют собой результат переотложения подводными каменными потоками продуктов разрушения океанической транзитной плиты и включенных в нее сиалических блоков, которые были отколоты от края Гондваны и вместе с плитой перемещались на север по направлению к активной окраине мезозойского Тетиса. Путь перемещения блоков маркируется цепочками выходов мраморизованных известняков гондванского типа [2, 5], включенных в средне-верхнеюрские толщи толеитовых базальтов Севано-Акеринской зоны.

Реконструированные события предшествовали этапу окончательного распада Гондваны в средней юре.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты № 98-05-64059 и № 00-05-64224.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богдановский О.Г., Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Злобин С.К., Пуховская В.М., Амалин Ю.В. Sm/Nd возраст габброидов толеитовой серии из офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа // Докл. АН СССР. 1992. Т. 327. № 4-6. С. 566-569.
2. Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985. С. 240.
3. Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Бибикина Е.В. и др. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса северо-восточного побережья оз. Севан // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 17-30.
4. Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В. и др. Характерные черты структурного положения и состава офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа // Океанический магматизм. М.: Наука, 1986. С. 218-241.
5. Карякин Ю.В., Аристов В.А. К вопросу о возрасте и геологической позиции "экзотических утесов" Турагачайской зоны (Малый Кавказ) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 5. С. 1189-1193.
6. Книппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное образование офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50-66.
7. Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые-нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58-65.
8. Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа // Геотектоника. 1974. № 6. С. 74-80.
9. Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19-31.
10. Abbate E., Brotolotti V., Passerini P., Sagri M., Sestini P. Development of the Northern Apennine geosyncline // Sedim. Geol. Spec. Issue. 1970. Vol. 4. № 3/4. P. 206-648.
11. Atlas. Tethys Paleoenvironmental Maps / Eds. Dercourt J., Risou L.-E., Vrielinck B. Paris: Gauthier-Villars, 1993. P. 307 (14 maps).
12. Bassoulet J.-F., Elmi S., Poisson A. et al. Mid-Toarcian (184 to 182 Ma) // Atlas. Tethys Paleoenvironmental Maps / Eds. Dercourt J., Risou L.-E., Vrielinck B. Paris: Gauthier-Villars, 1993. P. 63-80.
13. Decanolia F.A., Elter P. La zona ofiolitica del Bracco nel settore compreso tra Levante e Monte Zatta (Liguria Or.) // Mem Soc. Ital. 1972. Vol. 11. P. 505-530.
14. Dercourt J., Zonenshain L.P., Risou L.-E. et al. Geological evolution of the Tethys bottom from the Atlantic to the Pamirs since the Lias // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 241-315.
15. Granelli G., Principi G. Northern Apennine ofiolite: ancient transcurrent fault zone // Boll. Soc. Geol. Ital. 1977. Vol. 95. P. 56-58.
16. Knipper A.L. Uper Triassic - Early Jurassic sedimentary breccias in the ophiolite suite of the Greater Caucasus // Eds. Peters Tj. et al. // Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Sultanat of Oman: Ministry Petrol. Mineral, 1991. P. 705-713.
17. Knipper A.L. Ophiolites of Sevan-Akera zone (Lesser Caucasus): 130 Ma long history of formation of the Tethyan oceanic lithosphere // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 66-67.
18. Lagabrielle J. Ophiolites of the southwestern Alps and the structure of the Tethys oceanic lithosphere // Ophioliti. 1994. Vol. 19. № 2b. P. 431-434.

19. *Lagabrielle J., Cannat M.* Alpine Jurassic ophiolites resemble the moder Central Atlantic basement // *Geology*. 1990. Vol. 18. P. 316–372.
20. *Lemoine M., Tricart P., Boillot G.* Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apeninnes): in search for genetic model // *Geology*. Vol. 15. P. 622–625.
21. *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.
22. *Savelieva G.N., Saveliev A.A.* Relationship of mantle peridotites and gabbroic formation in the ophiolites of the Lesse Caucasus // *Ofioliti*. 1992. Vol. 17. № 1. P. 117–138.
23. *Sengor A.M.C.* The Cimмерode orogenic system and tectonics of Eurasia // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 1984. № 195. P. 181–241.
24. *Treves B.E., Harper G.D.* Exposure of serpentinites on the ocean floor: sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine ophiolites // *Ofioliti*. 1994. Vol. 19b. P. 435–466.
25. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth. Sci.* 1985. Vol. 22. P. 108–125.
26. *Zakariadze G.S., Bogdanovsky O.G., Jagoutz E., Karpenko S.E.* Structure, composition and age limits of the Lesser Caucasus paleoceanic allochthone in light of problems of geodynamic reconstruction of Tethys ocean in the northeastern part of the Mediterranean folded belt during Paleozoic and Mesozoic // *Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia*, 1995. P. 160–161.

*Рецензенты: Н.А. Богданов, С.Д. Соколов*

## Ophiolite-Clastic Breccias of the Lesser Caucasus: Structural Features and Origin

**A. L. Knipper, A. Ya. Sharaskin, and A. I. Voznesenskii**

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

**Abstract**—In the Sevan-Akera zone of the Lesser Caucasus, the Toarcian horizons of ophiolite-clastic breccias occur inside large tectonic nappes thrust over the active margin of Eurasia in the mid-Cretaceous time. The breccia horizons rest on the upper Carnian-lower Toarcian sequence of volcanogenic and sedimentary deposits that also includes turbidite interlayers bearing ophiolitic clasts. Fragments of ophiolitic rocks predominant in the coarse breccia fraction are mixed with clastic material of continental origin (marbles, greenschists, quartz porphyries, and skarns). The rocks were brecciated under conditions of brittle deformations simultaneously with intrusion of diabase dikes, the earlier generations of which are disintegrated, but the later ones remain intact. The studied breccia horizons recorded the Toarcian phase of tectono-magmatic activity. They represent deposits of submarine debris flows that carried the disintegration products of the transit oceanic plate of the Tethys and sialic blocks split off the Gondwanan margin and transported together with the plate northward to the active margin of the basin.

УДК 551.311.8

## ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ – ИСТОЧНИК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

© 2001 г. Б. В. Григорьянц

*Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина,  
117939, ГСП-1, Москва, Ленинский просп., 65*

Поступила в редакцию 21.09.99 г.

Грязевой вулканизм позволяет достаточно определенно решать такие вопросы, как условия проявления складкообразования и инверсии геотектонического режима в земной коре. Он четко свидетельствует об активности процессов флюидной динамики, протекающих в толщах пластичных пород и обеспечивающих возникновение их автономной складчатой структуры. С этими процессами связаны и резкие различия в структуре земной коры в вертикальном разрезе, локализация в толщах пластичных пород жильных скоплений углеводородов, которые, в свою очередь, могут играть роль очагов землетрясений и грязевых вулканов.

### ВВЕДЕНИЕ

Грязевой вулканизм представляет собой геологическое явление, суть и значимость которого не получили определенной оценки. Два взгляда на это явление, допускающие его связь с процессами складкообразования, нефтегазообразования и формирования нефтегазовых залежей, протекающими в осадочных толщах пород (И.М. Губкин) и обусловленными внедрением магмы в земную кору (С.А. Ковалевский), имеют своих сторонников и среди современных исследователей.

В настоящее время, при наличии в значительном объеме геологических данных, материалов бурения и геофизики, эти различия можно объяснить, с одной стороны, недостаточностью внимания к нему, с другой – субъективностью оценок. Для тектонистов это явление выглядит скорее любопытным, носящим локальный характер, не имеющим принципиального значения. По крайней мере, в крупных тектонических обобщениях и учебных курсах [3, 14, 20] о грязевом вулканизме либо говорится вскользь, либо нет даже упоминаний. В работах же геохимической направленности [4, 15] грязевой вулканизм рассматривается, в первую очередь, как надежное свидетельство активности мантийных процессов флюидной динамики.

При выяснении природы любых геологических процессов или явлений должна быть четко определена степень надежности анализируемых при этом данных и материалов. К примеру анализ геохимических параметров и количественных оценок процессов миграции во времени и пространстве любых подвижных компонентов едва ли может быть сравним с результатами исследования пород из брекции грязевых вулканов с целью определения ее возрастного объема. И с сожалением приходится констатировать, об этом речь впереди, что

даже палеонтологические и радиогенные определения возраста обломочного материала твердых продуктов деятельности грязевых вулканов не всегда правильно используются для оценки стратиграфического интервала разреза земной коры, который эту деятельность определяет и контролирует.

Есть еще одно весьма существенное положение, с которым необходимо считаться при проведении исследований, связанных с грязевым вулканизмом. Надежность или убедительность выполнимых при этом геологических реконструкций не может быть обеспечена без привлечения материалов по Южному Каспию и, прежде всего, по западному азербайджанскому борту Южно-Каспийской впадины, характеризующемуся максимальной полнотой сведений об этом явлении. Явно без преувеличения можно говорить о том, что Южно-Каспийская впадина в отличие от других структур земной коры располагает объемом данных, достаточных для решения вопросов генезиса и закономерностей проявления грязевого вулканизма.

В том, что грязевой вулканизм обусловлен процессами флюидной динамики, протекающими не просто в земной коре, а в ее верхней части, нетрудно убедиться. Более того, конкретно устанавливается его связь с автономной флюидной динамикой мощных толщ пластичных, малоплотных или разуплотненных пород (волноводов или астенослов), составляющих основную часть разреза поверхностного осадочного выполнения прогибов. Из дальнейшего изложения будет видно, что огромные запасы энергии, которыми они (волноводы) обладают и которые к тому же во времени могут пополняться, определяют возможности течения в них процессов пластической деформации пород, формирования их автономной

складчатой структуры и создания инверсионных (обратных) структурных соотношений между подстилающим консолидированным складчатым основанием и перекрывающим волновод относительно более плотным комплексом отложений. Весьма вероятным на этот счет может быть следующее утверждение: в вопросах формирования структуры земной коры, ее изменениях в вертикальном разрезе можно разобраться более определенно при наличии данных, позволяющих расчленить разрез осадочного чехла и, в частности, поверхностного осадочного выполнения крупных прогибов и впадин на астенослои (волноводы) и толщи более плотных пород – литопластины.

Об этих, в основном геологических, аспектах грязевого вулканизма, характеризующихся значительно большей определенностью по сравнению с тем, как они обсуждаются в литературе, и пойдет речь в настоящей работе.

### ГЛУБИНА ЗАЛОЖЕНИЯ (КОРНИ) ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Существование различий во взглядах на глубину заложения грязевых вулканов нельзя расценить иначе, как следствие ненадежного или даже ошибочного осмысления имеющихся на этот счет данных. Предваряя их непосредственный анализ, следует сказать, что на территории бывшего СССР грязевой вулканизм приурочен в основном к альпийским молассовым прогибам или орогенным впадинам. Исключение в этом плане составляет лишь о-в Сахалин, где грязевые вулканы локализованы в геосинклинальном прогибе, пережившем и переживающем в настоящее время инверсию геотектонического режима.

Это своеобразие сахалинских вулканов нашло отражение в иной глубине их заложения. Наглядно это было показано в опубликованной в 1980 г. книге [26], в которой был обобщен обширный материал по грязевому вулканизму Советского Союза. В ней довольно подробно описывалось сложное геологическое строение таких регионов, как о-в Сахалин, Западная Туркмения, пограничные районы Грузии и Азербайджана в междуречье р. Куры и ее левого притока р. Алазани, а также зона сочленения горно-складчатых сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа (Керченский и Таманский полуострова), где их структуры, сложенные мезозойскими отложениями, испытали в кайнозойское резкое погружение. В этом обобщении не был использован материал по Юго-Восточному Кавказу и западному борту Южно-Каспийской впадины, поскольку считалось, что он достаточно полно приведен в Атласе грязевых вулканов Азербайджанской ССР [25].

Одним из важных положений этого обобщения [26] явилось утверждение, что грязевой вулканизм связан со всей толщей осадочного поверх-

ностного выполнения молассовых или геосинклинальных (о-в Сахалин) прогибов. Точнее, следует говорить об его приуроченности к участкам этих структур земной коры, испытавшим наибольшее прогибание и характеризующимся мощным осадочным чехлом.

Различия во взглядах на глубину заложения грязевых вулканов, скорее, должны были бы удивлять. Они обусловлены различиями в понимании возрастного объема осадочного поверхностного выполнения, в первую очередь, альпийских орогенных впадин. И это при том, что грязевой вулканизм не оставляет сомнений в том, что орогенный комплекс отложений в пределах Альпийского пояса складчатости ограничен исключительно рамками кайнозоя. Нижняя часть его представлена тонкой и частично смешанной молассой палеоген-миоценового возраста, характеризующейся резким преобладанием глин, верхняя – грубой молассой или толщей чередующихся песчано-глинистых плиоцен-четвертичных образований. В соответствии с плотностной и скоростной характеристиками пород, заметно более низкими в нижнем ярусе, палеоген-миоценовый интервал разреза можно рассматривать в качестве волновода или астенослоя, а плиоцен-четвертичный – в качестве более жесткой литопластины.

В упомянутой выше работе [26] прямо утверждалось, что грязевой вулканизм обусловлен активной флюидной динамикой нижней части осадочного чехла или глинистой толщи палеогена-миоцена, накопление которой связано с начальной стадией формирования орогенных впадин. Справедливость этого утверждения наглядно демонстрирует и о-в Сахалин, в брекчии грязевых вулканов которого, судя по микрофаунистическим определениям, встречаются породы исключительно мелового возраста, но не древнее апта – времени заложения геосинклинального прогиба. Следовательно, и на Сахалине грязевой вулканизм контролируется флюидной динамикой толщи преимущественно глинистых пород мелового возраста, т.е. раннегеосинклинального комплекса отложений, накопление которого происходило опять-таки на ранней стадии формирования прогиба, но уже геосинклинального.

Приуроченность корней грязевых вулканов в пределах альпийских молассовых прогибов к мезозойским отложениям обосновывается в работах Р.Р. Рахманова [18], В.Ю. Лаврушина, Б.Г. Поляка, Э.М. Прасолова и др. [16]. Еще ранее к такому выводу применительно к Таманскому полуострову пришли А.Н. Шарданов, В.Т. Малышек и В.П. Пекло [21]. По существу, такая позиция должна рассматриваться как свидетельство заложения грязевых вулканов в складчатом основании альпийских молассовых прогибов, по отношению к которому кайнозойский разрез отложений характеризуется как принципиально иначе

построенный структурный ярус. В альпийских молассовых прогибах структурные соотношения между их кайнозойским поверхностным выполнением и докайнозойским консолидированным комплексом отложений следует квалифицировать не просто как несогласные, а как обратные или, еще точнее, инверсионные. Это позволяет предположить, что жерла грязевых вулканов и сопутствующие им разрывы связаны именно с кайнозойским разрезом отложений.

Попробуем, однако, ответить на вопрос, почему оказалось возможным представление о залегании корней грязевых вулканов в докайнозойских отложениях вообще, если при этом иметь в виду альпийские орогенные впадины.

Вполне определенные палеонтологические свидетельства присутствия в брекчии грязевых вулканов обломков мезозойских, главным образом, меловых пород имеют отношение фактически только к территории Азербайджана. Здесь можно выделить две группы грязевых вулканов, допускающих возможную связь этого явления с мезозойскими отложениями.

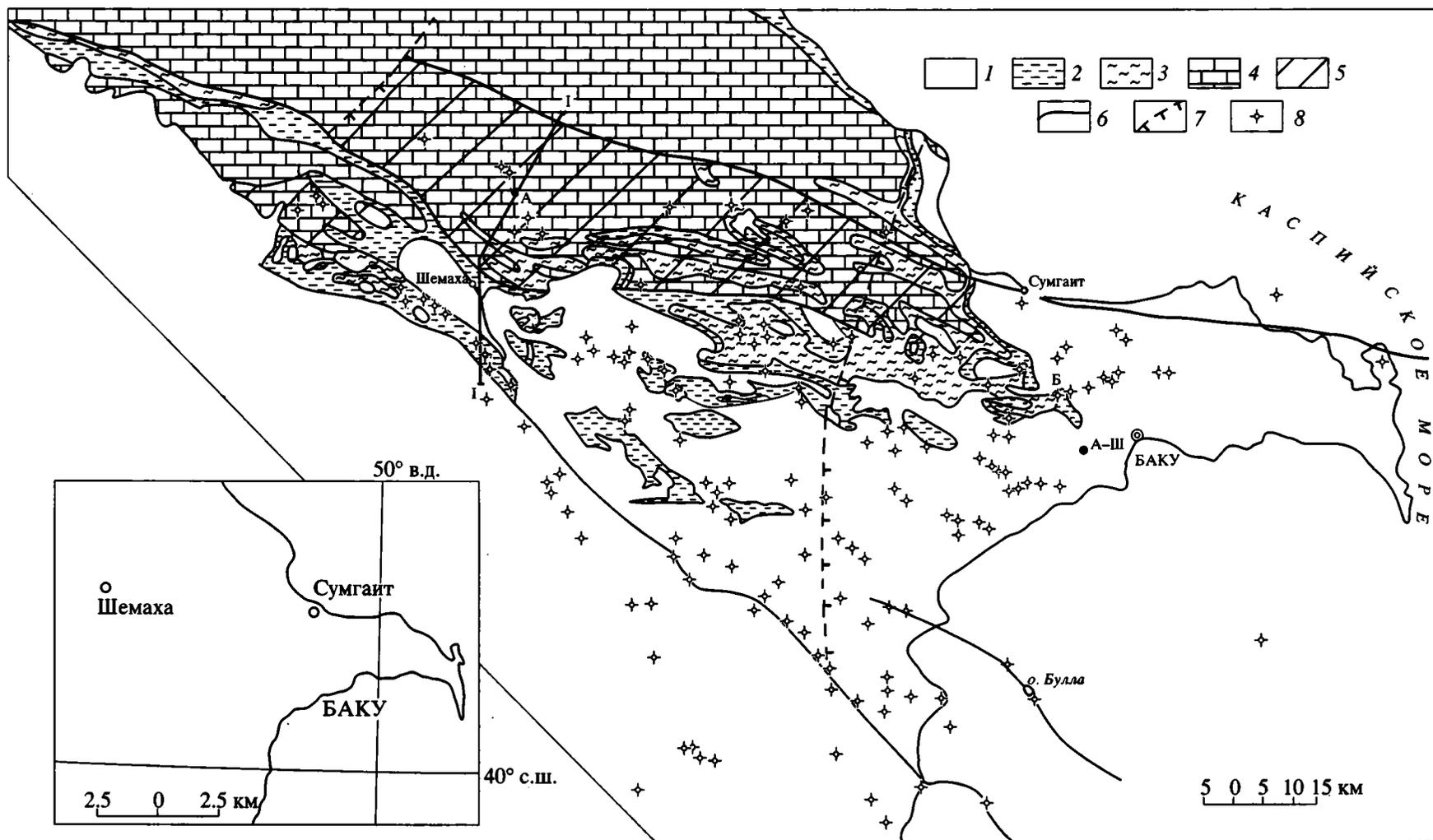
Одна группа объединяет грязевые вулканы, локализованные в полосе широкого развития обнажений меловых пород. Структурно эта полоса прослеживается на Юго-Восточном Кавказе в зоне резко опущенного южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа (рис. 1). Вторая группа объединяет грязевые вулканы, приуроченные к антиклинальным структурам, в строении которых обязательно участвует среднеплиоценовая продуктивная толща – основной нефтегазоносный объект Южно-Каспийской впадины.

Локализация вулканов первой группы в случае коренного залегания полосы обнажений меловых пород выгледела явно аномальной относительно заключения о связи рассматриваемого явления с флюидной динамикой осадочного чехла крупных, в первую очередь, орогенных впадин. Но теперь, когда в соответствии с микрофаунистическими анализами грязевулканической брекчии и результатами бурения на одной из площадей (Астраханка) установлен региональный характер покровного залегания меловых пород в указанной полосе их обнажений [11], такая локализация грязевых вулканов перестала казаться странной: аллохтонный комплекс меловых флишевых пород перекрыл здесь молассовый прогиб, выполненный тем же разрезом глинистой толщи палеогена и миоцена, что и определило проявления грязевого вулканизма. Но здесь он уже не столь активен и внушителен из-за перекрытия достаточно мощной (как минимум 1500 м) аллохтонной толщей пород.

Наличие в брекчии вулканов второй группы обломков пород, содержащих меловую микрофауну, легко понять, если иметь в виду, что среднеплиоценовая продуктивная толща выделяется ис-

ключительно переотложенным характером палеонтологических остатков, представленных в основном меловой микрофауной [1]. Весьма выразительными в этом отношении являются результаты палеонтологических исследований пород из брекчии грязевых вулканов, структурная позиция которых определяется антиклинальными структурами, сложенными исключительно отложениями миоцена и палеогена. В брекчии таких вулканов нет даже признаков наличия обломков пород, содержащих докайнозойские палеонтологические остатки [10]. Исключительно нагляден в этом отношении пример грязевого вулкана Боздаг, расположенного на юго-западном Апшероне. Он характеризуется большими объемами разновозрастных брекчий, в которых обломочный материал из меловых и более древних пород не был обнаружен. Примечательно другое – в брекчии в достаточных количествах встречаются обломки пород среднего и верхнего миоцена, тогда как на поверхности развиты более древние отложения, в основном эоценового и отчасти олигоценного возраста.

Литологические исследования пород из брекчии грязевых вулканов не могут быть столь же надежными для обоснования выводов стратиграфического характера. К примеру, едва ли было корректным допускать, а тем более утверждать, что очаги грязевых вулканов Западной Кубани приурочены к нижнемеловым и даже верхнеюрским отложениям только на основании того, что в брекчии соответствующих вулканов большую роль играют обломки глауконитовых песчаников. А.Н. Шарданов, В.Т. Малышек и В.П. Пекло [21] при этом исходили из факта широкого развития глауконитовых песчаников в коренном залегании в отложениях верхней юры и нижнего мела. Однако, как показали радиометрические определения возраста этих обломков, приведенные в работе Е.Ф. Шнюкова, П.И. Науменко, Ю.С. Лебедева и др. [23], они оказались в основном палеогеновыми (40 млн. лет). Исключение составил лишь вулкан Шуго, где возраст обломков глауконитовых песчаников оказался более древним – 120 млн. лет (нижний мел). Но это заключение нельзя рассматривать как противоречащее выводу о связи грязевого вулканизма с кайнозойским осадочным чехлом альпийских орогенных впадин. Вулкан Шуго располагается в пределах блока пород, приподнятого по системе разрывов Ахтырского надвига, по которому меловые породы перекрыли кайнозойские отложения Западно-Кубанского прогиба вдоль его южного борта [13]. Обломки глауконитовых песчаников мелового возраста, по-видимому оказались захваченными из покровной пластины. Такие обломки могут быть обнаружены в брекчии и других грязевых вулканов Западной Кубани, расположенных к югу от Ахтырского надвига.



**Рис. 1.** Схема геологического строения северо-западной части Южно-Каспийской впадины.

1 – средний и верхний миоцен, плиоцен и квартер; 2 – олигоцен и нижний миоцен; 3 – палеоцен и эоцен; 4 – мел; 5 – аллохтонный комплекс пород (покровная пластина); 6, 7 – региональные: 6 – разломы; 7 – флексуры; 8 – грязевые вулканы.

I-I – линия геологического разреза рис. 2; А-Ш – Аташкя-Шубаны, А – Астраханка, Б – грязевой вулкан Боздаг.

Таким образом, возрастной объем пород из брекчии грязевых вулканов, структурная позиция которых определяется их локализацией в пределах альпийских молассовых прогибов, не выходит за рамки кайнозойского комплекса отложений. И вывод этот обеспечивается не только возрастными определениями пород. Он находится в хорошем согласии с представлениями о том, что в кайнозой, начиная с палеогена, в пределах Альпийского складчатого пояса произошли резкие геотектонические изменения, выразившиеся, в частности, в заложении и формировании орогенных впадин – зон интенсивного прогибания и осадконакопления и синхронного развития в их пределах процессов складкообразования и грязевого вулканизма.

### СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН РАЗВИТИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА

Приуроченность грязевых вулканов в основном к альпийским молассовым прогибам или орогенным впадинам и возрастной объем грязевулканической брекчии, строго ограниченный их кайнозойским поверхностным выполнением, должны очевидно, рассматриваться как свидетельства сложной складчатой структуры последнего. Не случайно эта складчатая структура морфологически выражена как изоклинально-чешуйчатая, в формировании которой существенную роль играют пологие надвиги.

Вполне определенным представляется и другой вывод: складчатая структура кайнозойского осадочного выполнения орогенных впадин должна рассматриваться как бескорневая, наложенная или автономная относительно докайнозойского консолидированного складчатого основания этих впадин.

Особенности структурных соотношений между поверхностным выполнением орогенных впадин и их более ранним консолидированным складчатым основанием, причем не только применительно к регионам развития грязевого вулканизма, достаточно подробно рассмотрены в ряде работ [6, 8, 10, 22, 26]. Эти соотношения, наглядно выраженные на геологических профилях, приведенных в перечисленных выше работах, необходимо рассматривать как обратные, или инверсионные. И хотя такие соотношения подтвердились результатами бурения и материалами геофизики (приуроченность складчатых зон кайнозойских отложений к региональным минимумам силы тяжести, характеризующимся большими мощностями осадочного чехла на скоростных разрезах земной коры, очевидные ошибки, допущенные при проектировании поисково-разведочного бурения), конкретные стратиграфические оценки этих соотношений (возрастной объем осадочного чехла, положение поверхности консолидированной коры в

разрезах земной коры) могут быть установлены исключительно благодаря грязевому вулканизму.

Структурная позиция грязевых вулканов определяется их приуроченностью к антиклинальным складкам, объединяемым в зоны складчатости. Упорядоченность в целом тектонического строения регионов развития грязевого вулканизма (согласие в ориентировке структурных зон, их линейная протяженность) вполне позволяла связывать ее с глубинными процессами, в частности, с общим сжатием, обеспечиваемым приложением к соответствующим толщам пород внешних усилий. Именно с таких позиций в грязевулканических областях на территории бывшего СССР был проведен большой объем поисково-разведочного бурения, в том числе и глубокого.

Результаты этого бурения оказались весьма выразительными. С его помощью в пределах альпийских орогенных впадин так и не удалось вскрыть мезозойский комплекс отложений, несмотря на то, что скважины располагались на антиклинальных структурах, в том числе и осложненных грязевыми вулканами.

Вместе с тем бурение выявило исключительно сложную складчатую структуры кайнозойского выполнения альпийских орогенных впадин. Достаточно напомнить о таких известных фактах, как очень большие, измеряемые первыми тысячами метров, видимые мощности отдельных свит, горизонтов или ярусов палеогена и миоцена, превышающие в несколько раз их истинные мощности. Объяснить это можно только частыми повторениями в разрезе одни их тех же свит и горизонтов, которые трудно конкретизировать из-за их литологического однообразия, но которые, скорее всего, должны свидетельствовать о дисгармонии в складчатой структуре и горизонтальной расслоенности глинистой толщи палеогена и миоцена. Подтвердить это можно разрезами скважин и повторениями, фиксируемыми смежной разновозрастных горизонтов и свит. Так, на Юго-Западном Апшероне, где грязевулканическая деятельность высокоактивна, на площади Аташкя–Шубаны в разрезе скважины глубиной немногим более 4800 м дважды повторилась следующая последовательность отложений: диатомовая свита (верхний миоцен и верхи среднего миоцена), чокракский горизонт (нижняя часть среднего миоцена), майкопская серия (нижний миоцен и олигоцен) и коунская свита (эоцен). По соседству с этой площадью расположен грязевой вулкан Боздаг, о котором речь шла выше. В свете приведенных данных бурения становится вполне понятными находки в брекчии названного грязевого вулкана обломков пород, содержащих микрофауну более молодых, нежели развитые на поверхности, отложений.

Южно-Каспийскую впадину необходимо рассматривать в качестве структурного элемента

земной коры, в пределах которого проявилась не только исключительная активность грязевого вулканизма, истинные масштабы которой нельзя считать окончательно установленными из-за отсутствия конкретных данных по глубоководной части. Очевидными для этой структуры являются и обратные (инверсионные) соотношения между кайнозойским осадочным чехлом и докайнозойским консолидированным складчатым основанием.

И складчатая область Бакинского архипелага (западный борт Южно-Каспийской впадины), и четко линейно ориентированная зона антиклинальных поднятий Апшеронского порога (северная периферия той же впадины) строго приурочены к прогибам в рельефе поверхности докайнозойского комплекса отложений. В поле силы тяжести эти прогибы нашли выражение в виде крупных региональных минимумов, а в скоростных разрезах земной коры им соответствуют зоны больших мощностей осадочного чехла, превышающих 20 км в пределах Бакинского архипелага и изменяющихся от 15 до 20 км в пределах Апшеронского порога. Аналогичные прогибы в рельефе поверхности консолидированной коры с мощным осадочным чехлом приурочены к восточному и южному бортам Южно-Каспийской впадины.

Процессы инверсии складчатой структуры, протекающие по периферии впадины, но исключительно в ее кайнозойском осадочном поверхностном выполнении, превратили эти частные периферийные прогибы в поднятия, в зоны воздымания, окаймляющие центральную часть впадины и глубоководную часть Южно-Каспийской котловины. В этой центральной части Южно-Каспийской впадины, соответствующей одноименному погребенному поднятию, или поднятию Година, в кайнозое также произошли резкие изменения в геотектонической обстановке. Поднятие Година превратилось в область максимального, по крайней мере, в позднелиоцен-четвертичное время прогибания и осадконакопления.

Такие факты, как огромные, порой превышающие 20 км, мощности осадочного чехла и его исключительно кайнозойский возраст, не следует относить к числу маловероятных или недостаточно надежно обоснованных. В этом и заключается уникальность Южно-Каспийской впадины. Именно благодаря таким большим мощностям осадочного кайнозойского чехла, не менее, а, скорее всего более половины которого составляет глинистая толща палеоген-миоценовых отложений, Бакинский архипелаг выделяется, причем не только в пределах Южно-Каспийской впадины, наибольшей и весьма выразительной по своим последствиям грязевулканической деятельностью. И то, что в брекчии грязевых вулканов Южно-Каспийской впадины отсутствуют обломки пород древнее палеогена, должно быть истолковано не

иначе, как убедительное свидетельство автономности складчатой структуры ее кайнозойского поверхностного выполнения.

Достаточно выразительными в данном случае представляются результаты сопоставления данных бурения и материалов геофизики. Плиоценовый комплекс отложений с большей долей участия в его разрезе пластов и пачек песчаников и алевролитов характеризуется относительно спокойным, в основном куполовидным морфологическим обликом складчатой структуры. Поскольку она четко отражается в материалах сейсморазведки, то удастся совершенно определенно говорить, до каких глубин эти отложения распространены. Максимальные глубины залегания подошвы плиоцена (9–10 км) отмечаются опять-таки в пределах Бакинского архипелага. Косвенным подтверждением этому может служить тот факт, что пробуренная на о-ве Булла скважина при максимальной в границах Южно-Каспийской впадины глубине 6800 м не вышла из разреза среднелиоценовой продуктивной толщи.

Складчатая структура палеоген-миоценового комплекса отложений в орогенных впадинах и в Южно-Каспийской, в частности, не может быть надежно расшифрованной. Хаотическое расположение отражающих площадок, укороченных и не позволяющих судить об особенностях напластования в нижней, палеоген-миоценовой части осадочного чехла при явно увеличенной видимой их мощности может свидетельствовать только об одном – активных непрерывно происходящих пространственных перемещениях (пространственном перераспределении) глинистых пород, обеспечивающих формирование дисгармоничной складчатости с неизбежным ее осложнением разрывными нарушениями, в том числе и пологими надвигами. Повторим, что принципиальные особенности строения палеоген-миоценовых отложений приведены в перечисленных выше работах с участием автора. В следующем разделе будет проанализирован еще один геологический профиль, проходящий через г. Шемаху и площадь Астраханку.

Обратимся еще раз к грязевому вулкану Боздаг и месторождению Аташкя–Шубаны на Юго-Западном Апшероне. Они расположены в осевой полосе регионального минимума силы тяжести, где минимальные глубины залегания подошвы кайнозойских отложений могут составлять 8–10 км. И это при том, что вулкан Боздаг размещается на площади развития непосредственно на поверхности палеогеновых отложений, а бурение на площади Аташкя–Шубаны засвидетельствовало частые повторения в разрезе тех же палеоген-миоценовых отложений. Иначе, чем развитием пологих надвигов и чешуйчатой расчлененностью палеоген-миоценовых отложений, выявленной факти-

чески бурением, несопоставимость их видимых и истинных мощностей не объяснить.

Резкие принципиального характера различия в морфологическом выражении складчатой структуры плиоценовых отложений, с одной стороны, и палеоген-миоценовых – с другой, позволяют сделать еще один существенный вывод. Очевидно, что они обусловлены различиями в их литологическом составе, а, следовательно, и физических свойствах: плотностях, скоростях прохождения сейсмических волн. А эти факторы явно определяют и различия в той роли, которую играют разновозрастные комплексы отложений в геологических процессах и, в частности, в процессах складкообразования. Этому вопросу посвящен в основном следующий раздел работы. Но в данном случае важно подчеркнуть, что осадочный чехол – далеко не однородный комплекс отложений и что в его разрезе необходимо выделять толщи относительно плотных (высокоскоростных) и менее плотных (низкоскоростных) пород, т.е. соответственно литопластины и астенослои (волноводы).

#### ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ КАК СЛЕДСТВИЕ АВТОНОМНЫХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО ВЫПОЛНЕНИЯ МОЛАССОВЫХ ПРОГИБОВ

Вопрос об условиях формирования складчатой структуры поверхностного выполнения крупных впадин и зон прогибания и осадконакопления также рассматривался в ряде работ [7, 8, 26]. Наиболее надежная геологическая и геофизическая информация, причем далеко не в последнюю очередь благодаря грязевому вулканизму, имеется по Южно-Каспийской впадине. Характерной особенностью складчатой структуры ее кайнозойского осадочного чехла является, как указывалось выше, его двухъярусное строение: относительно спокойное, наглядно выступающее в обнажениях по бортам впадины куполовидное строение плиоцен-четвертичного интервала разреза и весьма сложное с вполне вероятными проявлениями чешуйчатости строение палеоген-миоценового комплекса отложений. Можно отметить также однообразие в ориентировке складок и антиклинальных зон в пределах каждого из крупных частных прогибов, фиксируемых в рельефе поверхности докайнозойского консолидированного комплекса отложений в бортовых частях впадины, и явную разнонаправленность в ориентировке тех же складчатых зон для впадины в целом.

Двухъярусное строение осадочного чехла, различия в морфологическом выражении складчатости в верхнем и нижнем ярусах или, соответственно, в толщах пород литопластины и астенослоя, а также в целом бескорневой характер

складчатой структуры осадочного чехла – все это очевидное следствие активности процессов флюидной динамики, неизбежных для волновода, или астенослоя. В безусловном соответствии с этим положением находятся и различия, причем весьма резкие, в ориентировке складок в чехле, синхронно формируемых в разных частях Южно-Каспийской впадины. Приложением сил извне такие различия не объяснить. Их, скорее, можно объяснить неизбежностью пространственного перераспределения флюидов в толще астенослоя, а, следовательно, и самих составляющих эту толщу пород, регулируемого или контролируемого ориентировкой каждого из крупных, но частных прогибов.

Важно констатировать другое. Астенослои вообще обладают большим, а в пределах таких структур, как Южно-Каспийская впадина, огромным энергетическим потенциалом. Ведь очевидным является факт превращения периферийных прогибов этой впадины в поднятия с размахом кайнозойских по времени вертикальных движений, измеряемым величинами порядка 15–20 км и более.

Такие представления и такие значения амплитуд вертикального размаха тектонических движений, имевших место в пределах Альпийского складчатого пояса в течение последнего кайнозойского периода, воспринимать далеко не просто. Еще труднее согласиться, очевидно, с тем, что энергетический потенциал осадочного чехла, причем его нижней части, соответствующей астенослою, обусловлен неравномерным распределением флюидов в объеме последнего.

Однако в толщах пластичных пород и, прежде всего, глинистых, распределение флюида может быть только неравномерным. Именно этим объясняется неизбежность их пластической деформации, которая обеспечивает в конечном итоге формирование сложной изоклинально-чешуйчатой складчатой структуры таких толщ и возникновение обратных (инверсионных) соотношений в структурном рельефе их кровли и подошвы. Важно подчеркнуть, что высокий энергетический потенциал астенослоев поддерживается непрерывной аккумуляцией флюидов, как образованных в самих астенослоях, так и привносимых извне, но, несомненно, сохраняющих газообразное и жидкое состояние. Только поэтому астенослои, залегающие в верхней части земной коры, насыщены, как правило, флюидами преимущественно или, в основном, углеводородного состава. Ибо флюид иного состава в приповерхностных условиях, в условиях низких температур, может испытать кристаллизацию и превратиться в твердую породу, образующую жильные тела, дайки или линзовидные внедрения в толще развитых в верхней части земной коры отложений.

Важным результатом протекающих в астенослоях процессов флюидной динамики должно

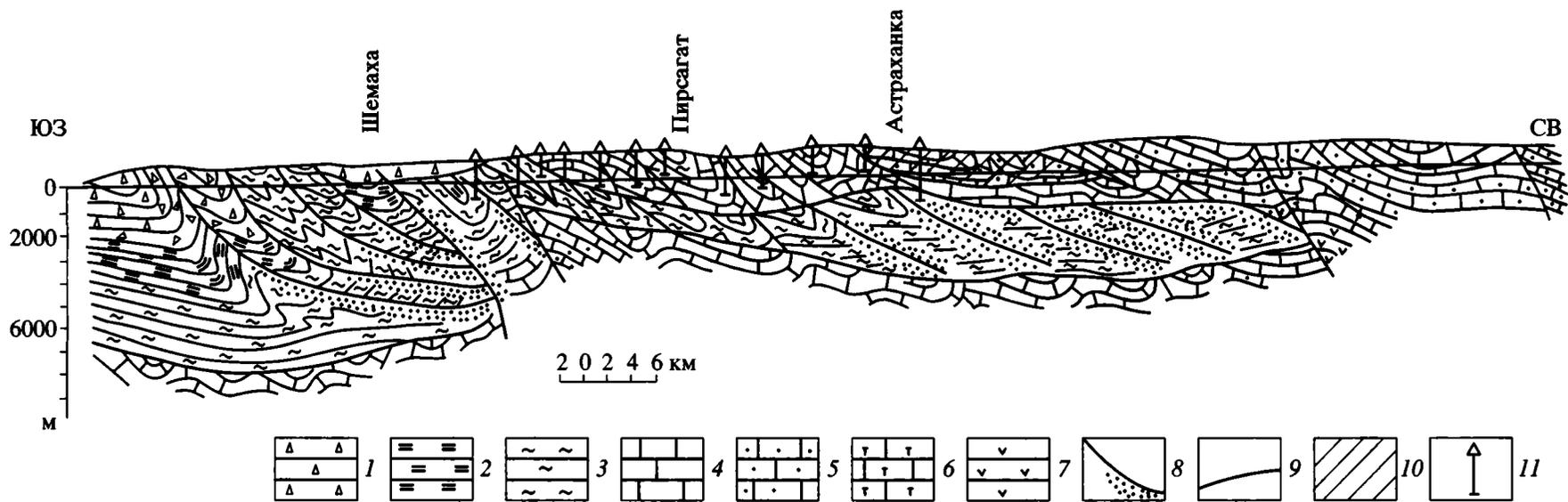
стать формирование отдельных емкостей, обеспечивающих концентрацию в них флюидов. Поскольку в разрезе пластичных пород отсутствуют достаточно мощные интервалы, обладающие хорошими коллекторскими свойствами, такие емкости, формирование которых столь же неизбежно, как и пластическая деформация пород и процесс складкообразования, могут быть локализованы в осевых зонах антиклинальных структур. Максимальная концентрация тектонических напряжений приводит к разрыву сплошности слоев в осевых зонах антиклинальных структур, уплотнению, растрескиванию и дроблению пород и фактически – к возникновению резервуара жильного типа. Своеобразие этого резервуара – ограниченный суммарный объем пор и непрерывность процесса аккумуляции флюида. В результате формируемая зона нефтегазонакопления (жильная залежь углеводородов) превращается в зону аномально высоких поровых давлений или, фактически, в очаг грязевого вулкана или землетрясения.

Следовательно, есть все основания говорить об единой схеме формирования очагов грязевых вулканов и землетрясений. При этом имеются в виду мелкофокусные приповерхностные землетрясения, характеризующиеся разрушительными и катастрофическими последствиями, наиболее опасными для человека. Общность условий формирования очагов грязевых вулканов и землетрясений и их разрядки – вопрос, ответ на который потребует специального анализа. Но очевидно, что существенную роль при этом может и должна сыграть перекрывающая развитая непосредственно на поверхности литопластина – ее мощность, или толщина, степень проницаемости. Идеальный случай для грязевого вулканизма – отсутствие поверхностной литопластины; для проявления сейсмичности – наличие контрастно плотной, практически непроницаемой литопластины. Приведенный геологический разрез зоны перехода от поднятия Большого Кавказа к Куринской впадине (рис. 2), проходящий через район г. Шемахи и пересекающий севернее район развития сложенной мелом покровной пластины, весьма выразителен в этом отношении. Его вполне можно рассматривать в качестве принципиального: на разрезе наглядно выражены различия в особенностях соотношений между поверхностной литопластиной и подстилающим ее астенослоем, определяющие возможности проявления сейсмичности и грязевого вулканизма. Так, для района г. Шемахи характерно развитие на поверхности толщи мощностью в 500–600 м понтических (нижний плиоцен) известняков, контрастно (на 0.3–0.4 г/см<sup>3</sup>) более плотных по сравнению с подстилающей глинистой толщей палеогена–миоцена. Именно с этим явно локальным участком связана исключительно высокая сейсмическая активность, проявления которой нередко

оказывались катастрофическими и не раз приводили к полному разрушению г. Шемахи. О приповерхностном характере сейсмичности района г. Шемахи можно судить по небольшой, измеряемой сотнями метров – самыми первыми километрами, глубине очагов землетрясений [2]. Они здесь локализованы в глинистой толще майкопской серии, подстилающей непосредственно понтические известняки.

Южнее этого участка, где палеоген-миоценовый комплекс выступает непосредственно на поверхности, весьма высокой активностью, сравнимой с таковой Бакинского архипелага, характеризуется уже грязевой вулканизм. Наконец, в основной северной части профиля, где развит аллохтонный комплекс меловых флишевых пород, фиксируются проявления и грязевого вулканизма, и сейсмичности. Но они здесь случаются значительно реже и далеко не столь выразительны по своим последствиям. Кстати, и здесь глубины очагов землетрясений немногим превышают толщину покровного комплекса [2].

Анализ событий, обязательно происходящих в астенослоях, необходимо рассматривать как свидетельство активности процессов автономного складкообразования, с которыми не в последнюю очередь, а, возможно, и прежде всего, связаны резкие порою различия в структуре земной коры, в ее вертикальном разрезе. Подтвердить справедливость таких представлений можно было бы математическим моделированием, а затем и экспериментально. Но, к сожалению, предпринимаемые попытки разобраться в механизме складкообразования основывались преимущественно на принципе, характеризующем складкообразование как следствие приложения сил извне. И вот тут весьма кстати оказался опубликованный А.А. Трофимукон и Ю.Н. Карагодиным [19] факт превращений, которые испытал вынесенный на поверхность керн баженовской свиты, определяющей значительный нефтегазовый потенциал Западной Сибири. Новое напоминание об этом факте, о нем речь уже шла ранее [8], преследует единственную цель – подчеркнуть его значимость. Если керн в течение нескольких дней, а это для Западной Сибири далеко не единичный случай, стал синусоидально изгибаться, превращаться в гармошку и вылезать из керна ящика, то это должно свидетельствовать о высокой концентрации энергии – энергии сжатых флюидов – в небольшом куске породы, накопление которой происходило около 130 млн. лет тому назад. Каким же в таком случае должен быть энергетический потенциал мощной, до 10–12 км, толщи преимущественно глинистых пород палеогена–миоцена, выполняющей Южно-Каспийскую впадину? Наглядной иллюстрацией этого действительно огромного потенциала является высокая, с интервалами, как правило, менее одного десятка лет, частота из-



**Рис. 2.** Геологический разрез по линии I-I.

1 – плиоцен и четвертичное; 2 – средний и верхний миоцен; 3 – палеоген и нижний миоцен; 4 – верхний мел; 5 – нижний мел; 6 – верхняя юра; 7 – нижняя и средняя юра; 8 – предполагаемые приразломные (жильные) зоны нефтегазонакопления; 9 – разрывные нарушения; 10 – Астраханская чешуя аллохтонного комплекса пород; 11 – скважины. Положение профиля см. на рис. 1.

вержений одни и тех же грязевых вулканов, сопровождаемых выбросами пород, объемы которых часто составляют не одну сотню тысяч кубометров.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с изложенным грязевой вулканизм необходимо рассматривать в качестве природного явления, позволяющего говорить достаточно определенно о связанных с ним и обеспечивающих его проявления геологических процессах. Если интенсивное смятие в складки каких-либо толщ пород, согласно вполне допустимым с логической точки зрения представлениям, рассматривается обычно как результат общего сжатия, то применительно к грязевулканическим регионам такой вывод не может соответствовать действительности. Исключительно сложная складчатая структура земной коры в районах развития грязевого вулканизма и, прежде всего, астенослоев, определяющих проявления грязевого вулканизма, обязана своим формированием непрерывно протекающим непосредственно в самих этих толщах пластичных пород процессам флюидной динамики, процессам пространственного перераспределения в их объеме флюидов в основном углеводородного состава.

Учитывая, что в формировании складчатой структуры земной коры значительную роль играют автономные процессы, экспериментальная тектоника должна, очевидно, исходить из представлений, что складкообразование может быть обеспечено и собственными энергетическими возможностями толщ пород. Необходимо подчеркнуть, что астенослои, или волноводы, для которых это должно быть очевидным, определяют часть общего энергетического потенциала земной коры. В соответствии с такими принципам, изложенными в работе Б.В. Григорьянца, И.С. Гулиева и В.А. Агаджанова [12], была предпринята попытка экспериментального моделирования процесса автономного складкообразования, описание которой приведено В.А. Огаджановым [17].

Результаты исследований, проведенных в грязевулканических регионах, убедительно показали, что процесс инверсии геотектонического режима, т.е. превращения прогибов в поднятия и наоборот, нельзя рассматривать в отрыве от процесса складкообразования. В грязевулканических регионах процесс инверсии геотектонического режима может и должен рассматриваться как следствие процесса складкообразования. Применительно к регионам, где нет таких убедительных свидетельств, какие предоставляет грязевой вулканизм, представления об инверсии геотектонического режима как о процессе смены знака вертикальных движений, предшествующем складкообразованию [5] или о существенном вкладе

глубинной энергетики в происходящие в земной коре, тем более в новейшее время, процессы складкообразования [24] могут и должны рассматриваться как логически возможные, но далеко недостаточные обоснованные фактическим материалом предположения.

Такие оценки не отрицают, вернее, не означают отрицания роли глубинной энергетики в геологических процессах, протекающих в земной коре. Речь идет лишь о том, что глубинная энергетика обеспечивает свое проникновение, если можно так выразиться, в земную кору за счет миграции подвижных компонентов и их аккумуляции в астенослоях. Иначе говоря, глубинная энергетика проявляется в земной коре не как непосредственный, а как опосредованный источник, содействующий созданию благоприятной обстановки течения или проявления геологических процессов. Грязевой вулканизм это наглядно и убедительно доказывает, свидетельствуя определенно о принципиальных особенностях строения земной коры, по крайней мере, в ее верхней части, его изменениях в вертикальном разрезе и определяя тем самым возможности для разработки более обоснованных проектов глубокого и сверхглубокого бурения.

Особое значение грязевому вулканизму придает факт его обусловленности формированием в земной коре особой, жильной по своей природе, категории зон нефтегазоаккумуляции. Учитывая, что с такими зонами нефтегазоаккумуляции связаны и землетрясения, прежде всего разрушительные и катастрофические, необходимо говорить о возможности иного, не связанного с прогнозированием (см. ниже), решения проблемы сейсмичности [9].

И, наконец, еще одно важное значение грязевого вулканизма. Это явление свидетельствует об огромных энергетических ресурсах земной коры. Явно исключительно из-за их недоучета, из-за недооценки их действительных масштабов геологические процессы связывают в основном с мантийной энергетикой, совершенно не считаясь с весьма активными автономными процессами, протекающими в земной коре и в том числе в ее верхней части. Очевидно только поэтому из геологической практики фактически исключены, и совершенно незаслуженно, возможности вмешательства в эти процессы, возможности регулирования, в частности, снижения напряженности в очаговых зонах, как способа предотвращения их разрядки в виде таких опасных проявлений, какими являются землетрясения и извержения грязевых вулканов. При этом сам процесс регулирования заключается в отборе таких полезных ископаемых, как нефть и газ, в частности.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агаларова Д.А.* Микрофауна продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной толщи Туркмении. Ашхабад: Изд-во АН Туркменской ССР, 1956. 192 с.
2. *Агамирзоев Р.А.* Сейсмоструктурная азербайджанской части Большого Кавказа. Баку: Элм, 1987. 124 с.
3. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Гостеолтехиздат, 1954. 606 с.
4. *Валяев Б.М.* Угледородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 30–37.
5. *Гончаров М.А.* Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 263 с.
6. *Григорьянц Б.В.* Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С. 42–53.
7. *Григорьянц Б.В.* Возрастные соотношения осадочного чехла и консолидированной коры в Южно-Каспийской впадине и прилегающих территориях и их структурная значимость // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 130–138.
8. *Григорьянц Б.В.* Роль глинистых толщ в тектоногенезе // Геотектоника. 1992. № 6. С. 99–110.
9. *Григорьянц Б.В.* Сейсмогенный разрыв или сейсмогенный слой? // Природа. 1995. № 11. С. 30–35.
10. *Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А.* Структурная позиция и геохимическая характеристика грязевого вулканизма // Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Азернешр, 1984. С. 149–166.
11. *Григорьянц Б.В., Амбарцумов Л.А., Гаджиев Я.А. и др.* Новые данные о явлениях покровной тектоники на Юго-Восточном Кавказе // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1982. № 1. С. 32–37.
12. *Григорьянц Б.В., Гулиев И.С., Огаджанов В.А.* Условия формирования плотностных неоднородностей и автономной складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 121–125.
13. *Григорьянц Б.В., Гусейн-Заде И.Г., Мустафеев М.Г.* Структурные соотношения между мезозойским и кайнозойским комплексами отложений в зоне сочленения Горного Крыма и Большого Кавказа // Геотектоника. 1981. № 5. С. 71–83.
14. *Косыгин Ю.А.* Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.
15. *Кропоткин П.Н., Валяев Б.М.* Геодинамика грязевулканической деятельности в связи с нефтегазоносностью // Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1981. С. 148–178.
16. *Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М. и др.* Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопам, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6. С. 625–647.
17. *Огаджанов В.А.* Геофизические исследования на основе явления дилатации горных пород: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Саратов: СГУ, 1997. 36 с.
18. *Рахманов Р.Р.* Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр. М.: Недра, 1987. 174 с.
19. *Трофимук А.А., Карагодин Ю.Н.* Баженовская свита – уникальный природный резервуар нефти // Геология нефти и газа. 1981. № 4. С. 29–33.
20. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1985. 480 с.
21. *Шарданов А.Н., Мальшик В.Т., Пекло В.П.* О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова // Геологический сборник. Тр.: КФ ВНИИ нефть. 1962. Вып. 10. С. 53–66.
22. *Шихалибейли Э.Ш., Григорьянц Б.В.* Основные черты структуры и возрастные соотношения фундамента и осадочной толщи в Южно-Каспийской впадине // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Недра, 1983. С. 22–29.
23. *Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др.* Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971. 280 с.
24. *Яковлев Ф.Л.* Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31–48.
25. *Якубов А.А., Али-Заде А.А., Зейналов М.М.* Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Баку: АН АзССР, 1971. 87 с.
26. *Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А. и др.* Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 166 с.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.Н. Шолло

## Mud Volcanism as a Source of Geological Information

B. V. Grigor'yants

Gubkin State Academy of Oil and Gas, Leninskii pr. 65, Moscow, 117939 Russia

**Abstract**—Mud volcanism makes it possible to study, with a high degree of reliability, such issues as the origin of folding and inverted geotectonic regimes in the crust. It provides clear evidence of fluid-dynamic processes in plastic strata, which account for the autonomous folding within them. These processes are also responsible for abrupt changes in crustal structure in vertical section and the emplacement of vein-type hydrocarbon accumulations in plastic strata. The latter, in their turn, may act as earthquake foci or mud volcano hearths.

УДК 551.243(261/264)

## СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО ПОПЕРЕЧНОГО ХРЕБТА ЗОНЫ РАЗЛОМА ВИМА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

© 2001 г. Ю. Н. Разницин

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 26.09.2000 г.

В работе рассматривается строение южного поперечного хребта одной из крупных разломных зон Атлантики – Вима, где ранее была выявлена редкая для Мирового океана ненарушенная последовательность пород океанической литосферы от ультрамафитов в низах до базальтов в верхней части разреза.

Анализ опубликованных и оригинальных материалов, тем не менее, показал, что контакты между различными типами пород тектонические и представляют собой полого наклоненные на юг надвиги. Формирование чешуйчато-надвиговой структуры хребта, сопровождавшееся выводом глубинных пород в верхние горизонты коры, произошло приблизительно 10 млн. лет тому назад. При этом основной срыв имел место в области перехода кора–мантия, что предполагает тектоническую природу границы М в данном районе.

Приведенный в статье материал о структуре и геодинамике южного поперечного хребта зоны разлома Вима и района, расположенного непосредственно к югу от него, позволяет говорить о тектонической расчлененности верхней части литосферы крупного региона Центральной Атлантики.

### ВВЕДЕНИЕ

Зона разлома Вима пересекает Атлантику приблизительно по  $11^\circ$  с.ш., смещая сегменты рифтовой долины на 320 км (рис. 1). Это одна из самых крупных разломных структур в Центральной Атлантике и в то же самое время наиболее изученная геолого-геофизическими методами. В последнее время интерес исследователей к данной разломной зоне заметно активизировался из-за обнаружения здесь достаточно редкой для Мирового океана “нормальной” последовательности пород верхней части океанической литосферы (снизу вверх по разрезу): врехнемантийные ультрабазиты, габбро, образования дайкового комплекса и базальты. Вся совокупность данных, имеющихся на сегодня, как литературных, так и оригинальных, полученных в самое последнее время, позволяет достаточно обоснованно рассмотреть структуру отдельных участков зоны разлома Вима, в первую очередь, строение южного поперечного хребта.

### СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО ПОПЕРЕЧНОГО ХРЕБТА

Морфология зоны разлома Вима в межрифтовой (активной) части характеризуется разломной долиной глубиной 5000 м и шириной 10–20 км с выровненным рельефом дна за счет заполнения мощной, до 1500 м, толщей осадков. Разломная долина с севера и с юга обрамляется поперечными (transverse) хребтами. Западная часть южного

поперечного хребта представляет собой аномально поднятый узкий (25–30 км) блок океанической литосферы протяженностью более 320 км. Как аномальная структура эта часть хребта была выделена Э. Бонатти [16], и именно она обычно рассматривается в литературе под названием “Vema Transverse Ridge” (поперечный хребет зоны разлома Вима). Последний резко выделяется из структур такого типа по высоте, более чем на 3 км превышая уровень, соответствующий модели термальной контракции [15]. Аномальный хребет начинается в западной, “пассивной”, части разлома и прослеживается на восток, образуя большую часть межрифтового, “активного”, отрезка разлома. Наиболее широкий и мелководный (минимальная глубина 450 м) отрезок длиной 120 км располагается в “пассивной” части разлома, к западу от северного сочленения рифт–разлом. Восточнее этого сочленения хребет постепенно сужается и резко обрывается приблизительно в 100 км к западу от южного сегмента рифта, прослеживаясь далее на восток в виде обычного поперечного поднятия.

Геологические работы на французском пилотируемом аппарате “Наутилус” проводились на северном склоне южного хребта в районе  $42^\circ 42'$  з.д., соответственно в 110 и 190 км от западного и восточного сочленений рифт–разлом, где и было обнаружено ненарушенное сечение океанической литосферы [14]. Подробное описание трасс погружений “Наутилуса” приводится в работе М. Кэннет с соавторами [17] и позволяет составить до-

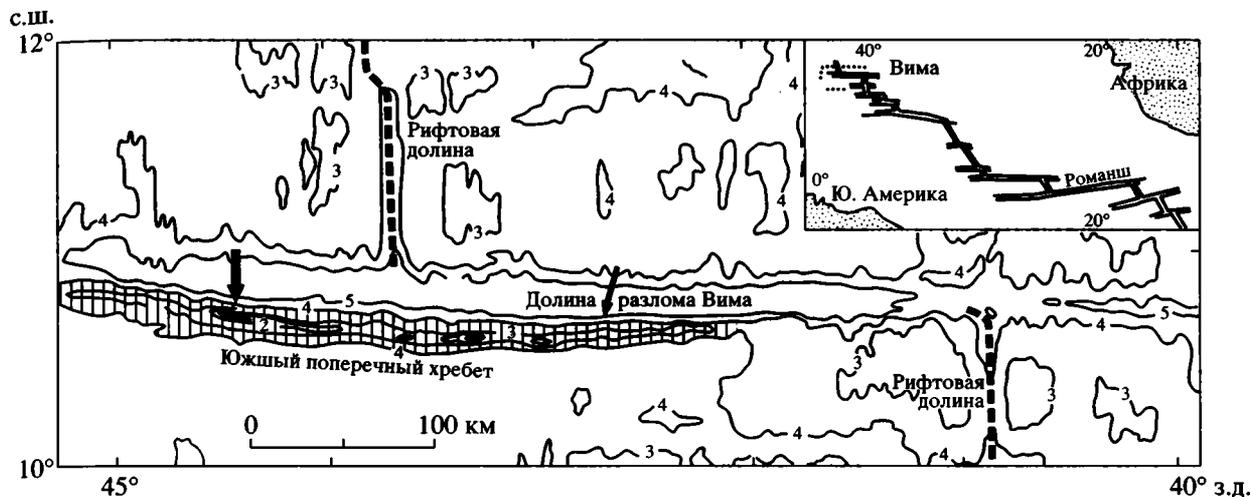


Рис. 1. Схема расположения района работ.

Стрелками показаны: тонкой – район полигона “Наутилус”, толстой – район расположения профилей МОВ ОГТ в “пассивной” части зоны разлома Вима.

статочное полное представление о структуре северного склона южного поперечного хребта.

В строении нижней части северного склона хребта принимают участие серпентинизированные мантийные перидотиты, переслаивающиеся с рассланцованными амфиболитами. При этом ультрабазиты и амфиболиты слагают тектонические чешуи (slices), разделенные широтными разломами (сдвигами в интерпретации авторов), на отдельных участках активными и в настоящее время. Видимая мощность этой части разреза не менее 1000 м.

Южнее этого сильно тектонизированного региона (выше по склону) склон резко выполаживается и здесь представлена габбровая часть разреза с видимой мощностью около 500 м. Нижний контакт габброидов с ультрабазитами непосредственно не наблюдался, однако в его тектонической природе никто не сомневается. Выше по склону (и по разрезу) последний снова становится очень крутым, и в этом районе фиксируются образования дайкового комплекса с видимой мощностью 750–1000 м. Простирается даек преимущественно меридиональное, параллельно оси Срединно-Атлантического хребта. При этом участники погружений указывают, что контакты между габбро и дайковым комплексом, скорее всего, тектонические и также приурочены к субширотным разломам, представленным, по их мнению, сдвигами.

Дайковый комплекс перекрывается так называемым переходным, состоящим из потоков массивных базальтов и пиллоу-лав, базальтовых брекчий и отдельных роев даек с видимой мощностью 60–300 м.

Верхняя часть склона хребта, а соответственно, и верхи разреза, складывается преимущественно базальтами видимой мощностью 280–420 м. Авторы неоднократно подчеркивают, что истинные мощности дайкового и экструзивного комплексов не могут быть определены из-за сильной нарушенности этой части разреза разломами, в том числе и вертикальными, с амплитудой до нескольких сотен метров. Обращается внимание также на значительную латеральную неоднородность верхней части разреза, обусловленную тектоническими причинами, и даже на наличие тектонических чешуей, состоящих из лавовых потоков.

Таким образом, видимая мощность корового разреза (габбро, дайковый комплекс и базальты) составляет около 2000 м, т.е. около половины от мощности разреза “нормальной” океанической коры. При этом контакты между различными типами пород полого наклонены в южном направлении.

В отличие от северного склона поперечного хребта, где вскрыт практически полный разрез океанической коры, южный построен весьма просто: по данным драгирования он целиком сложен базальтами [18].

По результатам драгировок в районе несколько восточнее полигона “Наутилус” установлено наличие гнейсовидных амфиболитов в ассоциации с серпентинитами и различными типами габбро: слегка уралитизированное габбро, нориты, флазер-габбро и милонитизированное габбро. Протолитом для амфиболитов служили габброиды, а их перекристаллизация имела место в условиях интенсивного стресса [19]. Авторы особо подчеркивают, что эти породы по структурно-текстурным признакам и минеральному параге-

незису являются именно амфиболитами, сформированными в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при  $T^{\circ} = 550\text{--}600^{\circ}\text{C}$ . При этом амфиболиты были подняты с глубины 3000 м, тогда как метагабброиды и флазер-габбро – с глубин 2000–3000 м, т.е. амфиболиты залегают в основных габброидов.

Возраст амфиболитов, определенный К-Аг-методом по амфиболам и плагиоклазу, составляет 10 млн. лет, а по U-He-методу –  $10 \pm 2$  млн. лет. Таким образом, два независимых радиоизотопных метода дали одинаковый результат, что увеличивает достоверность датировок [19].

В 1998 г. южный борт разлома Вима был детально опробован к западу и к востоку от района погружений “Наутилуса” между  $42^{\circ}$  и  $43^{\circ}40'$  з.д. на протяжении около 180 км в ходе совместной Итало-Российской геолого-геофизической экспедиции на НИС “Академик Николай Страхов”. При этом изучалась преимущественно нижняя часть склона, сложенная мантийными и нижнекоровыми породами [4, 18].

Значительную группу среди драгированных пород составляют амфиболовые метаультрамафиты. Аналогичные породы выявлены пока только в зоне разломов Сан-Пауло, на скалах Св. Петра и Павла, где они слагают вершинную часть поперечного хребта. По текстурно-структурным особенностям и минералогическому составу выделяется несколько типов протолита для этих пород: шпинелевые перидотиты, плагиоклазовые лерцолиты и породы полосчатой (переходной) серии – дуниты, верлиты, клинопироксены и плагиоклаз-пироксен-оливиновые кумуляты [4]. В ассоциации с амфиболсодержащими ультрабазитами присутствуют мантийные рести́ты (гарцбургиты и дуниты) и габброиды, включающие габбро, оливиновое габбро, габбро-нориты и кварцевое габбро. При этом габброиды располагаются на более высоком гипсометрическом уровне, слагая среднюю часть склона. Амфиболовые ультрамафиты драгированы в зоне контакта перидотитов и габбро и пространственно ассоциируют с зонами деформаций на границе кора–мантия. Отличительной особенностью этой области является широкое развитие деформаций как в мантийных, так и в плутонических породах.

Из всего разнообразия контактов ультрамафитов и габбро заметное, если не преобладающее, место занимают сильно тектонизированные, со структурами пластических и хрупких деформаций в ультрамафитах и в габбро в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. При этом наблюдается весь ряд структур, образованных в ходе субсолидусных деформаций и последующем снижении температур и возрастающем стрессе, от протогранулярных и бластомилонитовых до ультрамилонитовых и сланцеватых

(там же). Отмечается также присутствие зон низкотемпературных метаморфитов, сложенных разнообразными сланцами с многочисленными зеркалами скольжения.

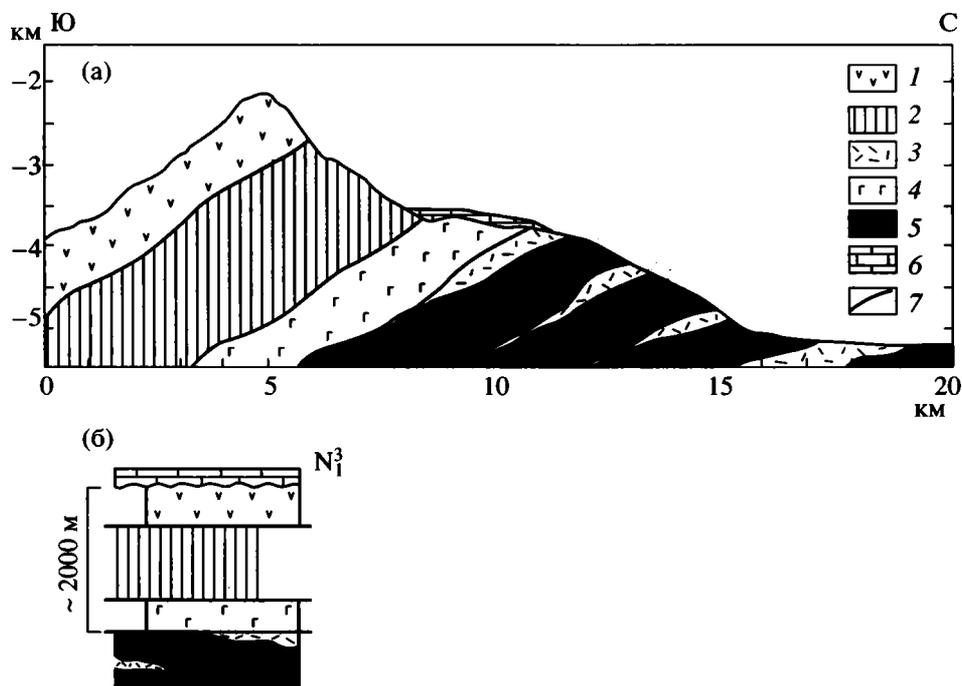
Примечательно также наличие среди поднятого каменого материала легко узнаваемых фрагментов мономиктового серпентинитового меланжа – уплотненных “окатышей” серпентинизированных перидотитов и габбро, покрытых серпентинитовой “рубашкой”, поверхность которой представляет собой зеркало скольжения.

По данным погружений “Наутилуса”, габброиды на глубине 3600 м перекрываются горизонтально залегающей толщей консолидированных известняков. Микропалеонтологический анализ последних показал, что они содержат хорошо сохранившиеся остатки нанофлоры, планктонных фораминифер и радиолярий [13]. Возраст толщи, определенный по всему комплексу органических остатков, укладывается в интервал 10–4.1 млн. лет (поздний миоцен–ранний плиоцен). Отсюда следует, что вывод к поверхности дна глубинных пород имел место около 10 млн. лет тому назад (там же).

В 200 км к западу от полигона “Наутилус”, уже в пассивной части разлома, несколько западнее сочленения северного отрезка рифта с разломом, там, где глубины достигают минимальных отметок 450–600 м, был отработан широтный профиль МОВ ОГТ [15]. При этом выяснилось, что на 50-километровом отрезке хребта его вершинная часть слагается горизонтально-слоистой толщей мощностью около 500 м. По данным драгирования эта толща представлена мелководными лагунно-рифовыми известняками, базальные слои которых имеют позднемиоценовый возраст.

Интенсивный рефлектор в основании этой толщи маркирует кровлю твердой океанической коры и залегают субгоризонтально. Значение скоростей продольных сейсмических волн  $V_p = 5.4$  км/с непосредственно ниже этого рефлектора, по мнению авторов, слишком велики для базальтов, и, скорее всего, соответствуют образованиям дайкового комплекса.

Сейсмические данные, наряду с результатами драгировок и микропалеонтологических исследований, позволили авторам восстановить последовательность тектонических событий в данном районе. На рубеже 10 млн. лет тому назад верхняя часть океанической литосферы была выведена к поверхности дна и впоследствии поднята на уровень моря. При этом отдельные участки располагались даже выше этого уровня. После чего началось медленное опускание данного участка поперечного хребта, сопровождавшееся эрозией в субаэральных условиях, выравниванием рельефа и ростом так называемой “карбонатной платформы”. На фоне погружения отдельные участки



**Рис. 2.** Схематический геологический профиль южного поперечного хребта зоны разлома Вима (а) и геологический разрез (б).

1 – базальты; 2 – дайковый комплекс; 3 – амфиболиты; 4 – габбро; 5 – ультрамафиты; 6 – неоавтохтон: известняки (поздний миоцен); 7 – надвиги.

вновь оказывались на/выше уровня моря. Погружение продолжается вплоть до настоящего времени, при этом авторы полагают, что подобный осцилляторный режим реализовался исключительно в результате вертикальных движений блоков океанической литосферы.

## ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ И ВЫВОДЫ

Весь приведенный выше фактический материал позволяет сделать ряд выводов о строении и геодинамике южного поперечного хребта зоны разлома Вима.

Асимметрия в распределении типов пород на противоположных склонах хребта (последовательно сменяющие друг друга снизу вверх по склону ультрабазиты, габбро, породы дайкового комплекса и базальты – на северном склоне и только базальты – на южном) может означать только одно: строение хребта в данном сечении обусловлено наличием моноклинали, сложенной разрезом океанической коры и верхов мантии, полого наклоненной в южном направлении. Такой вывод подтверждается визуальными наблюдениями во время погружений – контакты между различными типами пород имеют падения “в склон”, т.е. наклонены на юг. Более того, если эти контакты тектонические, как это следует из описаний трасс погружений “Наутилуса”, то мы

имеем дело с моноклинальным пакетом тектонических пластин (рис. 2). Такую структуру подчеркивает наличие в основании базальтовой толщи интенсивного отражающего горизонта, полого наклоненного на юг и отчетливо выраженного на профиле МОВ ОГТ в районе полигона “Наутилус” на  $42^{\circ}42'$  з.д. (М. Лиджи и Э. Бонатти, устное сообщение). Можно с уверенностью говорить, что этот горизонт имеет тектоническую природу, поскольку обычно на подобных профилях в самых разных районах Мирового океана граница между дайковым комплексом и базальтами никак не выражена.

Более того, на профиле МОВ ОГТ, пересекающем южный поперечный хребет в меридиональном направлении по  $44^{\circ}$  з.д. в “пассивной” части разлома Вима, внутри корового разреза обособляются протяженные (до 20 км) наклоненные на юг отражающие горизонты, имеющие, по нашему мнению, тектоническую природу и расслаивающие кору на серию чешуй и пластин [10] (рис. 3).

Выводы участников погружений “Наутилуса” о “переслаивании” сланцеватых (“foliated”) амфиболитов и серпентинизированных мантийных перидотитов в нижней части северного склона южного поперечного хребта и о тектонической природе контакта перидотит–габбро [17], а также данные драгирования приблизительно в этом же

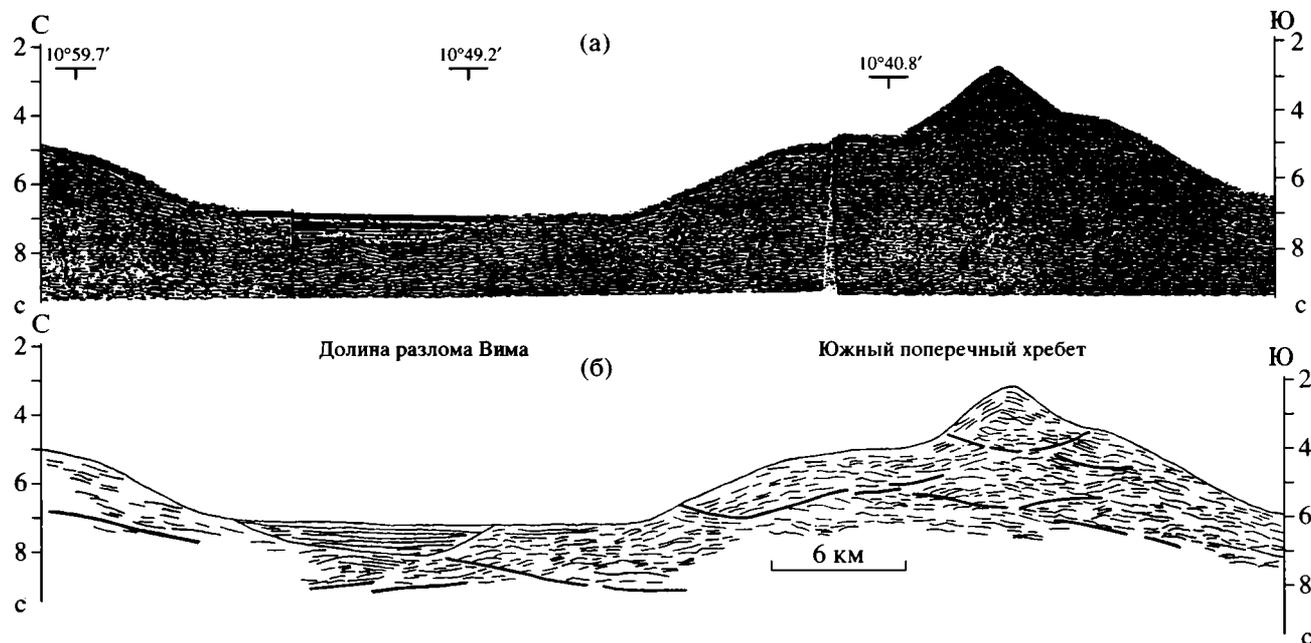


Рис. 3. Фрагмент профиля МОВ ОГТ 068701 (а) и его интерпретация (б), по [10].

Тонкими линиями показаны отдельные отражающие площадки, подчеркивающие общую структуру; утолщенными – тектонические нарушения (надвиги).

районе, указывающие на залегание амфиболитов в основании габброидов [19], позволяют достаточно обоснованно говорить о том, что эти метаморфические образования приурочены к основанию отдельных литопластин (к основаниям плоскостей надвигов) и были сформированы в процессе тектонического становления последних. Наличие амфиболовых метаультрамафитов в зоне контакта перидотитов и габбро, ассоциирующих с зонами интенсивных деформаций на границе корамантия [4], указывает на то, что основной срыв при формировании чешуйчато-надвиговой структуры аномально поднятой части южного поперечного хребта был приурочен именно к этой области и происходил в условиях сильнейшего латерального стресса.

Широкое распространение амфиболсодержащих ультраосновных бластомилонитов (пород с грано-нематобластовыми сланцеватыми структурами, где амфибол структурно равновесен с деформированными пироксенами и формирует типичную метаморфическую полосчатость и сланцеватость) только в аномально поднятой, западной, части южного хребта и полное их отсутствие в восточной [3], на наш взгляд, отражает прямую связь между образованием этих необычных пород и формированием чешуйчато-надвиговой структуры рассматриваемой части южного поперечного хребта зоны разлома Вима.

Условия латерального стресса, по-видимому, сохраняются на отдельных участках южного

хребта вплоть до настоящего времени, о чем косвенно свидетельствуют данные глубинного сейсмического зондирования. Непосредственно напротив устьевой части северного сегмента рифтовой долины южный поперечный хребет пересекается профилем ГСЗ "Line A" [20]. Следует отметить, что это самые качественные работы такого рода в Атлантике. По данным этого профиля под южным склоном хребта фиксируется нормальный по мощности и скоростной структуре разрез океанической коры. При приближении к долине разлома происходит постепенное утонение коры в основном за счет выклинивания 3-го геофизического слоя. При этом минимальная мощность коры (около 2 км) приурочена к нижней части северного склона поперечного хребта, а не к центральной наиболее глубокой части разломной долины, как это имеет место во многих разломах Атлантики. Поверхность М и вышележащие коровые слои под хребтом изгибаются выпуклостью вверх, в целом конформно рельефу. Данное положение подтверждается результатами гравиметрических исследований [21]. Этот изгиб литосферы, по мнению авторов профиля, обусловлен сжимающими напряжениями, ориентированными перпендикулярно простиранию хребта в меридиональном направлении. Положительная изостатическая аномалия, приуроченная к аномально поднятому отрезку южного хребта [22], вероятно, связана с подобным геодинамическим режимом.

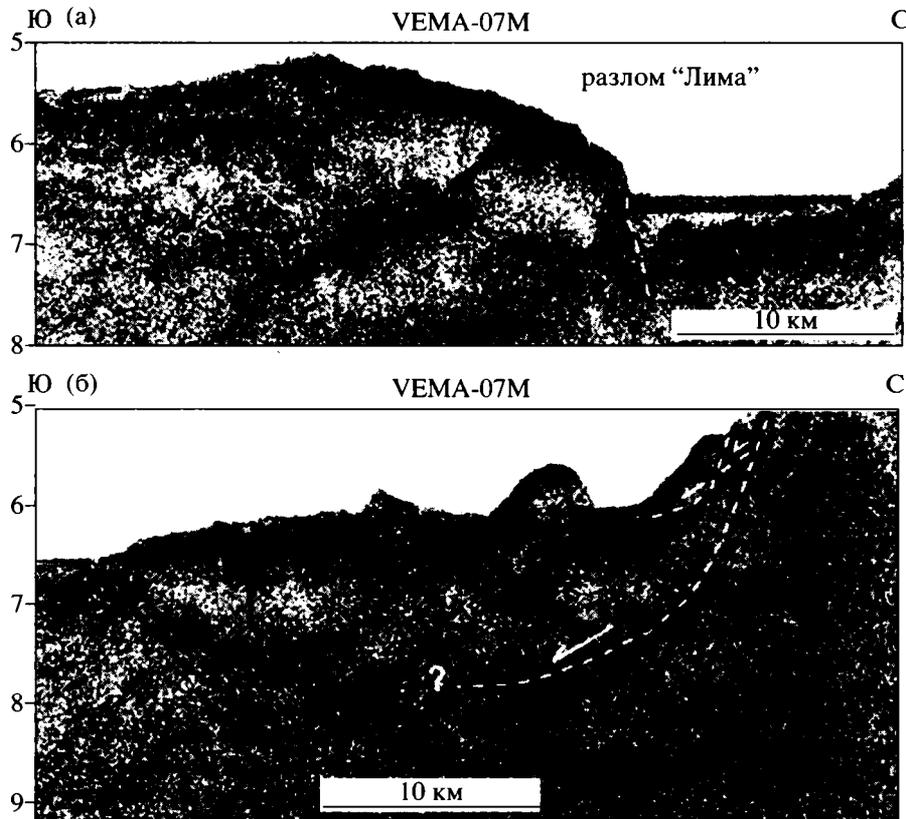


Рис. 4. Фрагменты профиля МОВ ОГТ VEMA-07 М, по [18]:

а – через зону разлома “Лима”, б – через область “хаотических сейсмических фаций” в основании южного склона поперечного хребта зоны разлома Вима.

Белым пунктиром показаны “ковшеобразные”, полого наклоненные на юг разломы.

Время начала формирования чешуйчато-надвиговой структуры аномального участка южного поперечного хребта зоны разлома Вима, сопровождавшегося выводом глубинных пород в верхнюю часть океанической литосферы, в рамках нашей интерпретации отвечает возрасту образования амфиболитов (см. выше) и соответствует уровню 10 млн. лет.

Мелководные лагунно-рифовые известняки и консолидированные известняки, перекрывающие соответственно образования дайкового комплекса в “пассивной” части зоны разлома Вима и габброиды в районе полигона “Наутилус”, датированы как поздний миоцен – средний плиоцен [13] и могут рассматриваться в качестве неоавтохтона по отношению к пакету тектонических пластин.

Таким образом, возрастной рубеж 10 млн. лет как время начала формирования чешуйчато-надвиговой структуры рассматриваемого участка южного поперечного хребта зоны разлома Вима и становления его в виде грандиозного горного сооружения устанавливается достаточно четко.

Движение масс при этом происходило в меридиональном направлении, с юга на север. Об этом свидетельствуют, на наш взгляд, не только наклон контактов между различными типами пород в пределах самого южного поперечного хребта в южном направлении, но и данные сейсмического профиля МОВ ОГТ VEMA-07М [18] (рис. 4). На фрагменте этого профиля непосредственно к югу от поперечного хребта в полосе шириной не менее 100 км фиксируется холмистое неровное дно, ниже которого на сейсмической записи представлена мощная (около 2 с) толща, характеризующаяся сложной геометрией отражающих горизонтов, наличием “хаотических сейсмических фаций” и ковшеобразной формой полого наклоненных на юг разломов (там же). Э. Бонатти и М. Лиджи связывают данное явление с наличием крупных оползней (mega-slumpings) осадочного материала с южного склона поперечного хребта по мере его подъема. На наш взгляд, предпочтительнее рассматривать всю область между разломом Лима (см. рис. 4) и подножьем поперечного хребта в качестве гигантской зоны тектонического скупивания.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Во всех предшествующих многочисленных публикациях, прежде всего в работах Э. Бонатти, тектоническая эволюция южного поперечного хребта зоны разлома Вима рассматривалась исключительно с точки зрения вертикальной тектоники. Несомненно, что вертикальные движения отдельных блоков литосферы имеют большое значение в рассматриваемом районе, тем более, что они доказаны прямыми геологическими наблюдениями с подводного аппарата. Однако эти движения имели место уже после формирования чешуйчато-надвиговой структуры хребта.

Как следует из приведенного выше материала, в пределах северного склона южного поперечного хребта зоны разлома Вима вскрыта ненарушенная последовательность пород океанической коры и верхов мантии, соответствующая понятию “нормальная океаническая кора”, хотя и с сокращенной более чем в два раза мощностью. Однако контакты между основными типами пород представлены здесь надвигами и тектоническими срывами, самый значимый из которых приурочен к границе раздела кора–мантия. Таким образом, вывод А.В. Пейве о тектонической природе поверхности М под океаническими плитами [5, 6] в данном случае подтверждается геологическими фактами. Геофизические данные по Северной и Центральной Атлантике, прежде всего результаты многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ и ШГСП, также находятся в соответствии с этим выводом [2].

Существование разноуровневых поверхностей тектонических срывов в современной океанической коре, приуроченных к нижней части слоя габбро и к зоне контакта габбро – дайковый комплекс, обосновывалось ранее Н.А. Богдановым [1]. Сопоставляя офиолиты с разрезами океанической коры, этот исследователь пришел к выводу о том, что основные субгоризонтальные срывы в офиолитах имели место еще в океанических условиях. Накопленный в последние годы фактический материал по различным районам Мирового океана и по офиолитовым комплексам-палеоаналогам современной океанической литосферы подтверждает такое положение [9, 10].

Весь приведенный выше материал о структуре южного поперечного хребта зоны разлома Вима и района, расположенного к югу от него, позволяет говорить о тектонической расслоенности верхней части литосферы крупного региона Центральной Атлантики. В более общем плане можно ставить вопрос о тектонической расслоенности литосферы Атлантического океана вообще [10]. Под тектонической расслоенностью при этом понимается “результат дифференцированного по скорости субгоризонтального движения глубинных и (или) близповерхностных масс лито-

сферы, которое сопровождается срывом литопластин либо дифференцированным течением этих масс с образованием тектонических ансамблей скупивания в одних местах и деструктивными процессами в других” [8, с. 6]. В рамках ставшей в настоящее время крупной и общепризнанной концепции тектонической расслоенности литосферы [11, 12] более 70% поверхности Земли, занятой океанами, под этим углом зрения рассматривается все еще недостаточно, хотя само понятие “тектоническая расслоенность океанической литосферы” введено Ю.М. Пушаровским еще в 1980 г. [7]. Автор настоящей работы надеется, что она еще раз в какой-то степени восполнит этот пробел.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-64235) и Миннауки РФ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А. О тектоническом скупивании коры в океанах // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133–145.
2. Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26.
3. Отчет 22-го рейса НИС “Академик Николай Стрехов”. М.: ГИН РАН, 2000. 370 с.
4. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г. Структура и деформации области перехода кора–мантия зоны разлома Вима в Центральной Атлантике // Геотектоника. 2000 (в печати).
5. Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 3–17.
6. Пейве А.В. Геология раздела Мохоровичича // Избр. тр.: Эволюция земной коры и мобилизм. М.: Наука, 1991. С. 164–170.
7. Пушаровский Ю.М. Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института. М.: Наука, 1980. С. 123–175.
8. Пушаровский Ю.М., Марков М.С., Перфильев А.С. Тектоническая эволюция территории СССР и мобилизм // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 3–26.
9. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных и древних океанов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97–112.
10. Разницын Ю.Н. Деформации океанической коры и верхов мантии // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 66–108.
11. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
12. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 292 с.
13. Aurbay M.P., Berggren W.A., Auzende J.-M., Lagabrielle Y., Mamaloukas-Frangoulis V. Paleontological evidence for early exposure of deep oceanic crust on the Vema

- Fracture Zone Southern Wall (Atlantic Ocean, 10°45') // *Mar. Geology*. 1992. Vol. 107. № 1/2. P. 1–7.
14. *Auzende J.-M., Bideau D., Bonatti E., Cannat M., Honnorez J., Lagabrielle V., Malavieille J., Mamaloukas-Frangoulis V., Mevel C.* Direct observation of a section through slow spreading crust // *Nature*. 1989. Vol. 337. P. 726–729.
  15. *Bonatti E., Gasperini L., Carrara G., Vera E.* Imaging Crustal Uplift, Emersion, and Subsidence at the Vema Fracture Zone // *Eos. Transaction. American Geophysical Union*. 1994. Vol. 75. № 32. P. 371–372.
  16. *Bonatti E., Sartori R., Boersma A.* Vertical crustal movements at the Vema-Fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 91. № 3/4. P. 213–232.
  17. *Cannat M., Mamaloukas-Frangoulis V., Auzende J.-M., Bideau D., Bonatti E., Honnorez J., Lagabrielle Y., Malavieille J., Mevel C.A.* Geological Cross-section of the Vema Fracture Zone transverse ridge, Atlantic Ocean // *J. Geodynamics*. 1991. Vol. 13. № 2–4. P. 97–118.
  18. *Fabretti P., Bonatti E., Peive A., Brunelli D., Cipriani A., Dobrolubova X., Efivom V., Erofeev V., Gasperini L., Hanley J.E., Marco L., Perfiliev A., Rastorguev V., Raznitsin Yu., Savelieva G., Semjnov V., Simonov V., Sokolov S., Skolotnev S., Susini Sara, Vikentyev I.* First results of cruises (PRIMAR Project): petrological and structural investigations of the Vema Transvers Tidge (equatorial Atlantic) // *Giornale di Geologia*. 1998. Ser. 3. Vol. 60. P. 3–16.
  19. *Honnorez J., Mevel C., Montigny R.* Geotectonic significance of gneissic amphibolites from the Vema Fracture Zone, Equatorial Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 379–400.
  20. *Louden K.E., White R.S., Potts C.G., Fortysh D.W.* Structure and seismotectonics of the Vema Fracture Zone, Atlantic Ocean // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 143. P. 795–805.
  21. *Prince R.A., Forsyth D.W.* Horizontal extent of anomalously thin crust near the Vema Fracture Zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B7. P. 8051–8063.
  22. *Robb J.M., Kane M.F.* Structure of the Vema Fracture Zone from Gravity and Magnetic Intensity Profiles // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80. № 32. P. 4441–4445.

*Рецензент: Н.А. Богданов*

## Structure and Geodynamics of the Vema Fracture-Zone Transverse Ridge, Central Atlantic

Yu. N. Raznitsin

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

**Abstract**—The aim of this paper is to discuss the structure of a transverse ridge in the Vema Fracture Zone, where a continuous sequence of rocks of the oceanic lithosphere, ranging from ultramafics at the base to basalts at the top, unusual to the world oceans, was discovered. Analysis of original and literature data revealed, however, that rocks of different types had tectonic contacts produced by thrust faults dipping gently southward. The formation of the imbricate structure of the ridge, accompanied by the raising of the deep-seated rocks to the upper crustal levels, took place approximately 10 million years ago. The main detachment fault occurred in the region of a crust–mantle transition; this suggests a tectonic origin for the M discontinuity in this region. The evidence reported in this paper concerning the structure and geodynamics of the southern transverse ridge in the Vema fracture zone and of the region bordering it in the south suggests a tectonic layering of the upper lithosphere in a large region of the Central Atlantic.

УДК 551.242(237.12)

## ТЕКТОНО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАСКАДНОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

© 2001 г. Т. В. Романюк<sup>1</sup>, В. Д. Муни<sup>2</sup>, Р. Дж. Блэкли<sup>2</sup><sup>1</sup>Объединенный институт физики Земли РАН, 123810 Москва, Б. Грузинская ул., 10<sup>2</sup>Геологическая служба США, 2-94025 Менло Парк, Мидлфилд 345

Поступила в редакцию 08.06.99 г.

Задача данной работы – построение комплексных взаимосвязанных тектоно-геолого-геофизических моделей вдоль двух наиболее изученных профилей, секущих контрастные северную и центральную части Каскадной субдукционной зоны. Модели описываются физическими параметрами (сейсмическая скорость, плотность, температура) и представлениями о составе пород.

Предложена новая тектоническая интерпретация структуры коры и верхней мантии Каскадной субдукционной зоны, ключевым моментом которой является отрыв нижней части субдуцируемой океанической плиты ~42 млн. лет назад (“слом” плиты) и последующая перестройка конвективных мантийных течений, разрушившая обычную структуру конвергентной зоны. После “слома” плиты продолжающий дрейфовать на запад Северо-Американский континент “наехал” краем на горячую океаническую мантию срединно-океанического хребта. Это и было причиной толеитового вулканизма Западных Каскад 40–18 млн. лет назад, а также последующей магматической и тектонической активизации западной трети Северо-Американского континента, в том числе подъема и растяжения коры, приведших к формированию Провинции Бассейнов и Хребтов. Кратковременный восходящий поток горячего материала над линией “слома” океанической плиты сформировал вулканогенно-осадочный комплекс Западных Каскад на расстоянии от океанического желоба как минимум вдвое меньшем, чем обычно располагаются вулканические дуги, и с толеитовыми лавами, не характерными для вулканических дуг.

После “слома” океанической плиты субдукция со временем возобновилась, но плита, лишенная тяжелой холодной эклогитовой части, проникала в мантию медленно и полого, постепенно охлаждая континентальную окраину, понижая вулканическую активность Западных Каскад и вызывая отступление вулканического фронта на восток. Благодаря медленным субдукционным скоростям к тому моменту, когда край океанической плиты проник в мантию на астеносферную глубину, перекрыв приток нового горячего вещества под край континента, Северная Америка уже успела отдрейфовать на значительное расстояние на запад и, таким образом, существенная порция горячей океанической астеносферы срединно-океанического хребта оказалась под краем континента позади новой плоскости субдукции.

Около 10 млн. лет назад на оregonской окраине вновь установился режим, характерный для субдукционных зон, сформировалась вулканическая дуга Высокие Каскады с андезитовыми и более кислыми магмами. Таким образом, в результате кайнозойских тектонических процессов в верхней мантии под оregonской окраиной оказались магматические очаги, генерирующие базальты, схожие и с базальтами срединно-океанических хребтов, и островных дуг, и с магмами внутрикратонических рифтов.

### ВВЕДЕНИЕ

Поскольку конвергентные субдукционные зоны Земли – это сосредоточение интенсивных аномалий всех наблюдаемых геофизических полей (сейсмичности, теплового потока, гравитационного и электромагнитного полей, а также вулканизма и т.д.), эти регионы представляют повышенный интерес для геофизиков. По мере накопления данных становилось понятным, что субдукционные зоны различаются не только по геодинамическим режимам, но и по структурам как поддвигаемой в мантию, так и надвигаемой плит. В этом смысле западная окраина Северо-Американского материка представляет собой одну из

наиболее сложно организованных зон мира. Уже первые работы по тектонике плит отмечали ее нестационарный геодинамический режим и уникальную особенность: расположение активного океанического хребта в непосредственной близости к конвергентной субдукционной зоне.

В настоящее время западная окраина Северной Америки подразделяется на две части [77]. Южнее мыса Мендосино нет субдукции океанической литосферы под Северную Америку, а контакт между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами маркируется разломом Сан-Андреас. Севернее мыса Мендосино (рис. 1) плита Хуан-де-Фука поддвигается под Северо-Амери-

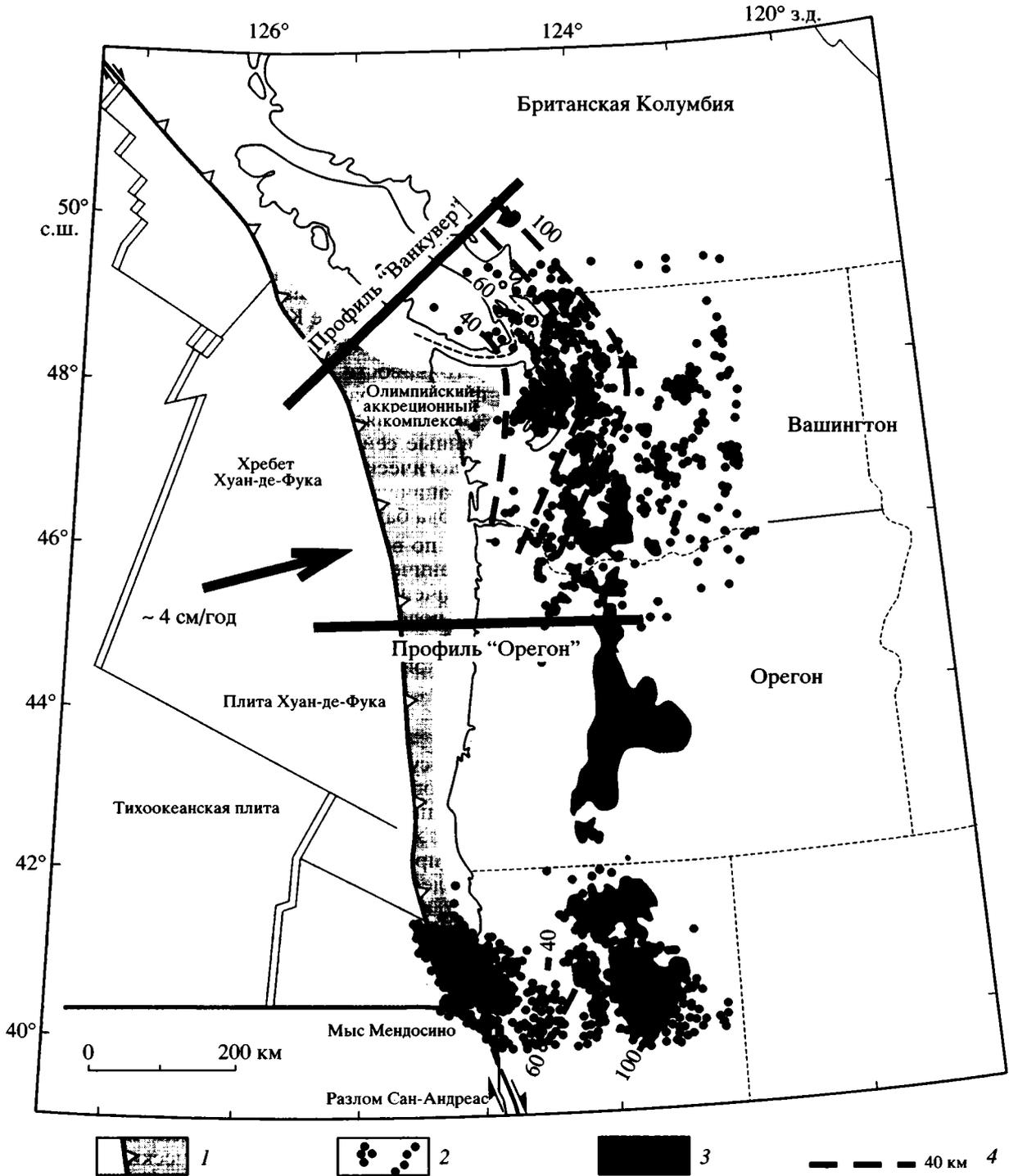


Рис. 1. Генерализованная тектоническая карта Каскадной субдукционной зоны.

1 – аккреционная призма и деформационный фронт; 2 – коровая сейсмичность; 3 – четвертичные вулканические породы и главные вулканы Каскадной вулканической дуги; 4 – глубина до зоны Беньоффа. Жирные черные линии показывают положение профилей.

канский континент со скоростью ~4 см/год, создавая Каскадную субдукционную зону. Режим субдукции плиты Хуан-де-Фука меняется вдоль побережья:

– угол наклона субдуцируемой океанической плиты, по данным сейсмической томографии, оценивается в ~45° под Британской Колумбией, но в ~70° под орегонским побережьем;

– аккреционная призма около острова Ванкувер по размеру в два раза больше, чем у орегонского побережья;

– северное окончание вулканической дуги Высокие Каскады характеризуется сжатием и пониженной вулканической активностью по сравнению с южным окончанием, где фиксируется режим растяжения;

– коровая сейсмичность отсутствует южнее  $\sim 45^\circ$  с.ш. и севернее  $42^\circ$  с.ш.;

– изменчива структура континентальной части коры: центральная часть вулканической дуги имеет глубокие корни до 44 км, в то время как максимальная мощностью северной и южной частей  $\sim 30$  и 40 км соответственно [75];

– геохимические обобщения свидетельствуют о субокеанической мантии под орегонской окраиной и о субконтинентальной – под Британской Колумбией; и т.д.

### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

К настоящему времени накоплено большое количество разнородной информации о северо-западной окраине Северной Америки. Так, океанические осадки и шельф изучены сейсморазведкой и глубоководным бурением, структура океанической коры получена по данным ОГТ, а структура континентальной коры – по данным ГСЗ, поверхность субдуцируемой плиты на мелких глубинах отмаркирована эпицентрами землетрясений, угол наклона субдуцируемой океанической плиты в мантии получен по результатам сейсмической томографии, температуры на поверхности  $M$  вулканической дуги оценены на основе петрологического анализа магм, температуры в субдуцируемой океанической плите и контактной зоне между континентальной и океанической плитами прогнозируются, исходя из скорости субдукции и возраста океанической плиты, и т.д. Специфика перечисленных данных заключается в том, что все они описывают лишь часть модели. В этой ситуации построение плотностной модели при интерпретации гравитационного поля, которое по природе всегда является суммарным эффектом всех частей модели, оказалось связующей основой для всех разнородных данных. При этом важной самостоятельной целью гравитационного моделирования является получение информации о верхней континентальной мантии, не освещенной сейсмическими данными.

Физической основой взаимосвязи моделей вдоль профилей является тот факт, что субдуцируется одна и та же океаническая плита. Это означает, что левые асимптотические океанические части моделей должны быть идентичны, а параметры субдуцируемой океанической плиты должны описываться одним и тем же законом на

двух профилях. Континентальные же части профилей физически не связаны между собой.

Кратко техника построения комплексной геолого-геофизической модели следующая:

- на основе имеющихся геологических, сейсмических данных и данных бурения строится блоковая модель;

- по тепловому потоку и другим данным оценивается температура в коре и верхней мантии для различных частей разреза; положение изотермы  $500^\circ\text{C}$  контролируется оценками глубин нижних кромок магнитоактивных масс, соответствующих точке Кюри ( $\sim 500^\circ\text{C}$ );

- Р-Т траектории наносятся на графики полей устойчивости минеральных ассоциаций метаморфических фаций различных пород, и таким образом выясняется, коррелируются ли сильные глубинные сейсмические границы с фазовыми петрологическими изменениями, для субдуцируемой океанической плиты прогнозируется глубина перехода базальт–эклогит;

- по всей совокупности данных определяются ограничения возможных плотностей в блоках, ограничения градиентов плотностей в совокупностях подблоков, которые используются как априорные ограничения в процессе построения плотностной модели.

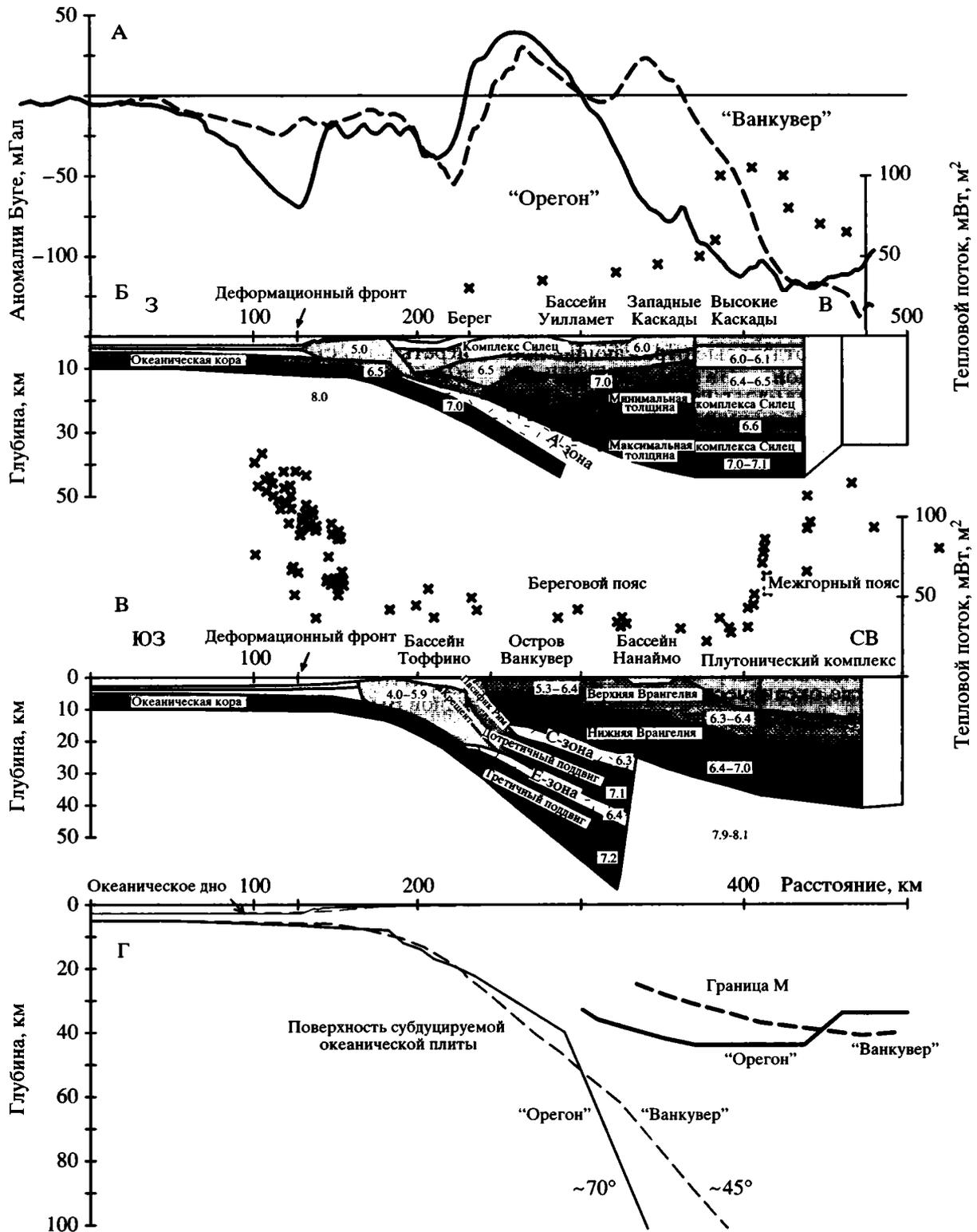
### КОМПИЛЯЦИЯ ДАННЫХ

Рисунок 1 был предоставлен Р. Уэлсом (R. Wells, Геологическая служба США, Менло Парк), гравитационное поле и рельеф взяты из базы данных Р. Блэкли. За отсчетную точку для сопоставления профилей по горизонтали принято положение деформационного фронта, хорошо выраженного в рельефе (рис. 2).

Данные о тепловом потоке для континентальной части по профиле “Ванкувер” взяты из [59], для океанической части – из [69], для континентальной части по профилю “Орегон” кривая теплового потока – с карты, опубликованной в [14].

### Континентальная кора

За основу модели коровой части профиля в Орегоне были взяты сейсмические разрезы из работ: [90] – левый край аккреционной призмы, [99] – прибрежный регион и Западные Каскады, [67] – вулканическая дуга Высокие Каскады. Для подразделения сейсмических слоев в верхних частях коры на блоки и уточнения границ осадочного бассейна Уилламет были использованы геологические карты и данные [49]. Сейсмическое Мохо на профиле “Орегон” получено только под Высокими Каскадами, под Западными Каскадами оценены возможные минимальная и максимальная толщины блока Силец. По причинам, объясняе-



**Рис. 2.** Сопоставление геофизических данных вдоль профилей “Орегон” и “Ванкувер”, секущих Каскадную субдукционную зону: А – наблюдаемое гравитационное поле; Б, В – сейсмогеологические разрезы вдоль профилей “Орегон” (Б) и “Ванкувер” (В); Г – сопоставление трех важнейших плотностных границ обоих профилей (дно океана, граница М и поверхность субдуцируемой океанической плиты).

Для А, Б: цифры на разрезах – сейсмические скорости в км/с; более интенсивная заливка соответствует повышенным скоростям. Пустые блоки – нет сейсмических данных. Крестиками показан тепловой поток, шкала – справа.

мым далее, мы использовали как границу М условную линию, соединяющую Мохо под Высокими Каскадами, и максимальную оцененную глубину блока Силец.

Для профиля “Ванкувер” за основу модели коры взяты данные из [33]. Контуры блоков для коровой части и оценки их плотностей взяты из [42]. Высокоскоростные слои Третичного и Дотретичного поддвигов вместе с разделяющими их зонами пониженных скоростей и повышенной отражаемости (“Е” и “С” зоны) четко прослеживаются по сейсмическим данным под островом Ванкувер вплоть до бассейна Нанаймо. Под бассейном Нанаймо по сейсмологическим данным фиксируются лишь отдельные отражающие площадки, которые не попадают на мысленные продолжения “Е” и “С” зон [25]. Поэтому мы не протягивали блоки Третичного и Дотретичного поддвигов под бассейн Нанаймо и Межгорный Пояс, как это сделано в [42].

Хотя интерпретируемые профили разделяет расстояние менее 500 км, глубинная структура и поверхностная геология континентальных окраин в окрестностях профилей разительно отличаются. Доминирующими структурами на профиле “Ванкувер” являются доэоценовые аккреционные структуры. В юре–эоцене (200–40 млн. лет назад) вдоль всего западного побережья Северной Америки, где океаническая плита Фараллон субдуцировалась под континент, происходила аккреция тектонически и метаморфически переработанных мезозойских террейнов, океанических дуг, островов, плато, офиолитов и осадков [34]. Согласно [76], около северо-западной окраины Северной Америки мелкие фрагменты были сначала собраны в два больших супертеррейна, которые затем были аккретированы к континенту: восточный супертеррейн в средней юре, сформировав Межгорный Пояс, а западный террейн (включающий блок Врангелию) на рубеже раннего и позднего мела, сформировав Береговой пояс. Считается, что, начиная с этого времени, окраина повела себя как относительно жесткий континентальный блок [60].

В эоцене (60–40 млн. лет назад) срединно-океанический Тихоокеанский хребет приблизился к западной окраине Северной Америки [46, 94], началась субдукция его фрагментов под северо-западную часть окраины континента и активная реорганизация движения океанических плит в северо-восточном секторе Тихого океана [70]. Вдоль побережья северо-западной окраины Северной Америки в штатах Орегон, Вашингтон и Британская Колумбия выделены вулканические комплексы с возрастными ~60–40 млн. лет, убывающими на север. В [9] все эти комплексы объединены по условиям их формирования в единую эоценовую вулканическую формацию. Как правило,

морские толеитовые базальты формируют нижнюю часть формации, а верхняя представляет собой вулканогенно-осадочные комплексы, причем излияния базальтов происходили, по-видимому, в условиях рифтинга океанической окраины, который был вызван миграцией на север вдоль побережья субдуцируемого океанического хребта между плитами Фараллон и Кула [70]. Согласно [91], средняя плотность блока базальтов Силец, позднеэоценовых базальтов, базальтовых потоков непосредственно на побережье, а также габброидных и щелочных гипабиссальных интрузивов – около 2.8 г/см<sup>3</sup>.

Эоценовые интрузии в породах шельфа стали играть роль стопора для субдуцируемых осадков и положили начало новой продолжающейся до настоящего времени фазе аккреции. Мы рассматриваем часть коры под шельфом между современной аккреционной призмой и выходящими на поверхность эоценовыми базальтами Силец на оregonском побережье (см. рис. 2) как мезозойский аккреционный осадочный комплекс, подвергшийся в эоцене воздействию магматизма и метаморфизма, а часть коры восточнее этого блока – как консолидированную доэоценовую кору. Постэоценовый период на окраине Британской Колумбии был сравнительно тектонически спокойным и не внес заметных изменений в структуру коры, если исключить цепь стратовулканов Высоких Каскад.

Приблизительно 42 млн. лет назад произошло почти мгновенное (по геологическим меркам) резкое изменение в направлении движения Тихоокеанской плиты относительно системы горячих точек, маркируемое знаменитым изгибом Гавайской цепи подводных гор [95]. В это же время началось изменение тектонического режима в целом и на западной окраине Северной Америки [107], где возросла вулканическая активность, глобальное сжатие постепенно сменилось глобальным поднятием и растяжением коры, наиболее ярким проявлением которого стало впоследствии формирование Провинции Бассейнов и Хребтов. Приблизительно 30 млн. лет назад протяженный сегмент срединно-океанического хребта приблизился вплотную к калифорнийскому побережью, что привело к отколу от плиты Фараллон плиты Хуан-де-Фука, образованию трансформного разлома Сан-Андреас, постепенному затуханию субдукции и др. [8, 15, 16, 73]. Процессы, связанные с непосредственным взаимодействием океанического хребта с западным краем континента, являлись и продолжают до сих пор оставаться доминирующими в прибрежной полосе.

Магматическая активность на оregonской окраине в эоцене привела к образованию вулканического базальтового комплекса Силец, усилилась в олигоцене, когда сформировались Запад-

ные Каскады, а с позднего миоцена до настоящего времени проявляется в виде вулканизма Высоких Каскад. Перечисленные эпизоды магматической активности были настолько сильны, что совершенно скрыли доэоценовую структуру коры.

Таким образом, общими комплексами для обоих профилей являются эоценовые базальты (блок Крещент на профиле “Ванкувер” и блок Силец на профиле “Орегон”) и неогеновая вулканическая дуга Высокие Каскады. Фактически данных по структуре коры орегонской окраины до эоцена нет, можно только предполагать, что, по-видимому, как и все западное побережье, орегонская доэоценовая кора представляла собой коллаж аккрегированных фрагментов. В постэоценовый период прибрежные провинции Орегона и Британской Колумбии развивались обособленно и в разных режимах, и только ~10 млн. лет назад вновь образованная вулканическая дуга Высокие Каскады оказалась тем доминирующим признаком, по которому тихоокеанское побережье от острова Ванкувер до северной Калифорнии в настоящий момент объединяется в единую Каскадную субдукционную зону.

**Профиль “Орегон”** (рис. 3, см. рис. 1, 2Б). Осадочный бассейн Уилламет заполнен третичными и четвертичными осадками с плотностью  $2.4 \text{ г/см}^3$  [20].

**Западные Каскады.** Приблизительно 40 млн. лет назад начал формироваться вулканогенно-осадочный комплекс Западные Каскады, в процессе развития которого вулканический фронт мигрировал с запада на восток от западного борта осадочного бассейна Уилламет (~35 млн. лет назад) до современной вулканической дуги Высокие Каскады [81]. В [82] предложено выделять ранний (~42–18) млн. лет назад) и поздний (~18–9 млн. лет назад) периоды. В [101] приведены оценки скоростей извержения базальтов в Западных Каскадах на орегонской окраине: ~400 м/млн. лет в ранний период с понижением активности к концу позднего периода до ~60 м/млн. лет. На основе этих данных полная мощность вулканогенно-осадочного комплекса Западных Каскад составляет 5–8 км – в ранний эпизод и в 3–5 км в поздний эпизод, а суммарная мощность – в ~10 км, что примерно соответствует слоям с сейсмическими скоростями вплоть до 6.5 км/с. Плотность оценивается близкой к плотности базальтов с примесью небольшого количества осадков:  $2.8–2.9 \text{ г/см}^3$  для раннего периода и  $2.7–2.75 \text{ г/см}^3$  для позднего периода, что соответствует приблизительно смеси 50% базальтов ( $2.9 \text{ г/см}^3$ ) и 50% осадков ( $2.5 \text{ г/см}^3$ ).

**Высокие Каскады.** Согласно [54, 55], вулканическая дуга Высокие Каскады, простирающаяся от северной Калифорнии до южной Британской Колумбии, начала формироваться в позднем мио-

цене ~10 млн. лет назад с извержения характерных для вулканических дуг андезитов-базальтов, андезитов и дацитов, пород более кислых и легких ( $2.7 \text{ г/см}^3$ ), чем морские толеитовые базальты Западных Каскад. Согласно [52], концентрация вулканизма в нескольких главных стратовулканах в Британской Колумбии и на Вашингтонской окраине – это результат сжатия коры, в то время как широкое распространение вулканических полей на орегонской окраине и южнее, по-видимому, отражает расширение коры.

**Профиль “Ванкувер”** (см. рис. 1, 2В). Согласно [42], блок Крещент состоит из раннеэоценовых вулканических, толеитовых субареальных и морских базальтов, диабазовых даек и габброидов, плотность которых, по [71, 103],  $2.7–2.8 \text{ г/см}^3$ . Блок Пацифик Рим сложен нижнемеловыми осадками с плотностями от  $2.6$  до  $3.0 \text{ г/см}^3$ , залегающими на породах раннемезозойской вулканической дуги. Блок Врангелия представляет собой по большей части морские вулканические и осадочные породы девонского–раннеюрского возраста с интрузивными включениями, местами на поверхности обнажаются метаморфические комплексы. Относительно высокие плотности в верхней коре Врангелии обусловлены базальтами, перекрывающими почти половину острова, со средними плотностями, по разным оценкам:  $2.93$  [103]– $2.96 \text{ г/см}^3$  [42]. Все остальные формации, согласно [92], имеют более низкие плотности –  $2.7–2.8 \text{ г/см}^3$ .

### Океаническая кора

Общепринято подразделять океаническую кору на три слоя.

**Слой 1** – осадочный – подразделяется на два подслоя: 1а – верхне рыхлые высокопористые осадки и 1б – нижние более уплотненные осадки. Осадки изучены глубоководным бурением как около орегонского побережья, так и около острова Ванкувер [42, 61, 66]. Плотность осадков в слое 1а оценивается по этим данным в  $1.8–2.0 \text{ г/см}^3$ , в слое 1б и осадках Тоффино бассейна – в  $2.4–2.45$  и  $2.5–2.55 \text{ г/см}^3$  соответственно.

**Слой 2** подразделяется на три подслоя: 2А – базальтовые подушки и потоки, 2В – базальтовые потоки, интродуцированные дайками, и 2С – щитовые дайки. Поскольку эти подслои выдержаны по толщине, при региональном моделировании их можно заменить слоем 2 с усредненной плотностью. Интервал оценок плотности для слоя 2 по сводкам различных авторов весьма широк. Например, в [23] дается интервал  $2.75–2.80 \text{ г/см}^3$ , а в [21] –  $2.62–2.69 \text{ г/см}^3$ . Наибольшая неопределенность связана с подслоями 2А и 2В, благодаря значительным вариациям пористости, которая сильно меняет плотность пород [28, 30, 31, 62, 63].

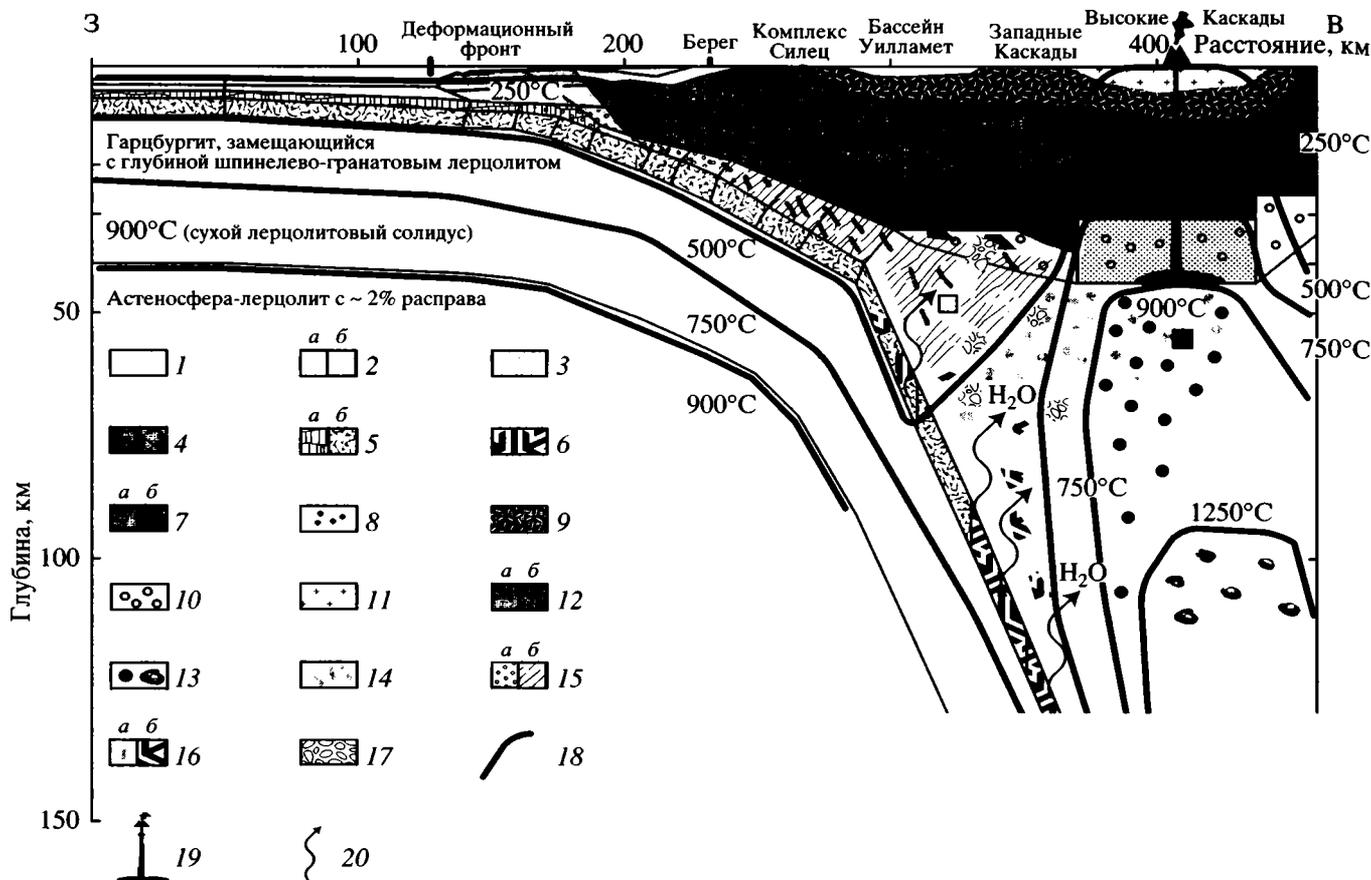


Рис. 3. Петрологическая модель и распределение температуры для верхней части литосферы профиля "Орегон".

1 – неогеновые осадки континентального бассейна; 2 – океанические осадки: *a* – рыхлые, *б* – уплотненные; 3, 4 – аккрецированные океанические осадки: 3 – постэоценовые, 4 – доэоценовые; 5 – океанические: *a* – базальты, *б* – габбро; 6 – эклогиты; 7 – доэоценовая континентальная кора, сложенная в основном аккрецированными террейнами, испытывавшая в третичное время амфиболитовый (*a*) и гранулитовый (*б*) метаморфизм; 8 – позднепалеоценовые–среднеэоценовые базальты и/или габброиды, интродуцированные в аккреционную призму или прибрежные части дотретичной коры; 9, 10 – позднэоценовые–среднемиоценовые: 9 – вулканогенно-осадочный комплекс Западных Каскад, 10 – базальты/габбро, интродуцированные в дотретичную кору; 11 – неогеновые андезит-базальты; 12 – метаморфизм: *a* – амфиболитовый, *б* – гранулитовый; 13 – плавление перидотитов: *a* – увлажненных, *б* – сухих; 14 – субдуцируемые осадки и фрагменты океанической и континентальной коры; 15 – метаморфизм в контактной зоне: *a* – пренит-пумпеллиитовый, *б* – голубосланцевый; 16 – плавление увлажненных кислых пород (*a*), эклогитизация основных пород (*б*); 17 – серпентинизация мантийных перидотитов в мантийном клине; 18 – изотермы; 19 – комплекс вулканической дуги; 20 – выделение флюида из субдуцируемой океанической коры.

Контурный квадрат под бассейном Уилламет – объем входящего через контактную зону материала за 1 млн. лет при скорости субдукции 3 см/год и толщине слоя 300 м. Черный залитый квадрат под Высокими Каскадами – объем базальтовых поступлений в нижнюю кору за 1 млн. лет, требуемых для поддержания наблюдаемой современной активности вулканической системы Лассен (Lassen) в южных Высоких Каскадах [51].

Однако в [93] были использованы измерения гравитационного поля одновременно на дне и поверхности океана для того, чтобы определить плотность верхней части океанической коры для южного сегмента хребта Хуан-де-Фука в 200 км западнее профиля "Орегон". Средняя плотность верхних 2 км была определена в  $2.63 \pm 0.05$  г/см<sup>3</sup> (подслой 2A + 2B). Если использовать оценки средней плотности для подслоя 2C – 2.83–2.88 г/см<sup>3</sup> [21, 23] и принять во внимание, что в плите Хуан-

де-Фука толщина подслоя 2C приблизительно равна суммарной толщине подслоев (2A + 2B) [40], то средняя плотность слоя 2 плиты Хуан-де-Фука окажется  $2.74 \pm 0.05$  г/см<sup>3</sup>. Это несколько меньше, чем оценки, приводимые в [58] для пород океанического фундамента по материалам глубоководного бурения. Полагалось, что слой 2 океанической коры сохраняется без существенных изменений в движущейся плите вплоть до аккреционных призм. Под аккреционными призмами

этот слой показан выклинивающимся на обоих профилях, так как предполагается, что поры в базальтах верхней коры закрываются под действием высокого давления, а плотность и последующие метаморфические изменения в процессе опускания океанической плиты в мантию в слое 2 не должны сильно отличаться от изменений в габбровом слое 3.

**Слой 3.** Поскольку возраст субдуцируемой коры плиты Хуан-де-Фука не превышает ~10 млн. лет, нет оснований предполагать наличие слоя 3В (смесь серпентенизированных перидотитов и гарцбургитов) в основании коры. Предполагается, что слой 3 состоит из смеси габбро с возможными примесями базальтов в амфиболитовой, зеленосланцевой или голубосланцевой фациях метаморфизма (слой 3А), оценки плотности его, по [21, 23, 27, 62] составляют  $2.96 \pm 0.05 \text{ г/см}^3$ .

### Аккреционные призмы

Теоретические оценки, сравнение скоростей поступления осадков в субдукционные зоны с общим объемом осадочных прибрежных комплексов, детальные сейсмические исследования методом отраженных волн и другие данные показывают, что часть осадков до 1 км толщиной, покрывающих субдуцируемую океаническую плиту, может затягиваться в мантию, а оставшаяся часть соскребывается с плиты, копится, уплотняясь, на шельфе и таким образом создает аккреционную призму [102]. Океанические края аккреционных призм на обоих профилях довольно хорошо изучены по отраженным волнам и другими методами [90, 104, 109]. Континентальный край аккреционной призмы около острова Ванкувер (положение и наклон контактной поверхности между аккреционной призмой и вулканогенно-осадочным блоком Кресцент, см. рис. 2В) дополнительно контролируется скважиной [42]. Континентальный край аккреционной призмы около орегонского побережья гораздо более неопределен. В сейсмической модели [99] он показан как вертикальный контакт. Однако данные об аккреционных призмах в других регионах [102] и гравитационное моделирование свидетельствуют в пользу наклонной границы.

Физические процессы в аккреционных призмах и субдуцируемых осадках включают закрытие пор, деформирование и дегидратацию материала, миграцию высвободившегося флюида [98, 109], специфический метаморфизм осадочного материала и пород континентального края под влиянием флюидов и Р-Т условий [19, 44, 47, 48, 79, 89] и др. Благодаря этим процессам плотность в аккреционной призме должна возрастать с глубиной и в направлении от деформационного фронта.

По данным глубоководного бурения, плотность невозмущенных осадков перед деформационным фронтом оценивается в  $1.8\text{--}2.0 \text{ г/см}^3$ . Поскольку пористость осадков до аккреции оценивается в 60, не менее 50% [11, 102], осадочный материал без пор должен быть довольно тяжелым,  $2.7\text{--}2.8$ , не менее  $2.6 \text{ г/см}^3$ . Это согласуется также с данными минералогического анализа осадков орегонского шельфа, где наряду с минералами легкой фракции (кварц, плагиоклаз, глауконит и др.) было обнаружено до ~40% обломков минералов тяжелой фракции (амфиболо-пироксено-эпидотовые ансамбли) [26]. В [102] приведены оценки падения пористости до 30–40% в процессе аккреции осадков, а в [109] установлено, что более трети первоначальной жидкости, сохранившейся в порах, должно теряться в процессе аккреции осадков. Это позволяет прогнозировать увеличение плотности в аккреционной призме вплоть до  $2.4\text{--}2.5 \text{ г/см}^3$  исключительно благодаря уменьшению пористости.

Другой процесс, сильно влияющий на плотность осадков в аккреционной призме, – метаморфизм. В основании аккреционной призмы на глубине 10–20 км могут ожидать цеолитовая и пренит-пумпеллитовая фации метаморфизма. Осадочные породы, подвергшиеся пренит-пумпеллитовому и даже более высокотемпературному зеленосланцевому метаморфизму, обнаружены в основании экспонирующегося в настоящее время на поверхности аккреционного Олимпийского комплекса в штате Вашингтон [9, 19]. В [27] приводятся средние плотности базальта –  $2.83 \pm 0.11$  и  $2.91 \pm 0.08 \text{ г/см}^3$  для пренит-пумпеллитовой и цеолитовой фаций. Большие интервалы стандартных отклонений в оценке плотностей не позволяют с определенностью прогнозировать, какой плотностной эффект можно ожидать в аккреционной призме благодаря проявлению этих типов метаморфизма, однако приведенные величины можно использовать как оценку для верхнего предела увеличения плотности материала в основании аккреционной призмы. Таким образом, при гравитационном моделировании плотности в аккреционной призме должны были увеличиваться в направлении от деформационного фронта к основанию призмы не менее чем на  $0.4 \text{ г/см}^3$ , как если бы в результате аккреции происходило только редуцирование пористости, и не более чем на  $0.8 \text{ г/см}^3$ , что подразумевает совместный эффект влияния на плотность редуцирования пористости и глубокого метаморфизма.

### Контактная зона между субдуцируемой океанической и континентальной плитами

В [90, 104] на профиле “Орегон” показаны разломы на деформационном фронте, которые выносятся в осадках на 1 км выше поверхно-

сти фундамента, и толстый нижний слой недеформированных осадков. С другой стороны, по сейсмическим данным, между поверхностью субдуцируемой океанической плиты и краем континента располагается широкая зона (А-зона, см. рис. 2Б), характеризующаяся пониженными сейсмическими скоростями и повышенной отражаемостью [99]. Эта зона трактуется как коридор, по которому часть осадков затягивается в мантию субдуцируемой плитой. Процесс облегчается общим режимом растяжения, господствующим на орегонском побережье, по геологическим данным, начиная с позднего эоцена [100].

На канадской окраине, напротив, разломы на деформационном фронте прослеживаются вплоть до поверхности фундамента, а непосредственно над поверхностью субдуцируемой океанической плиты под континентальной окраиной располагается высокоскоростной блок третичного поддвига (см. рис. 2В). Контакт между ними – гладкая поверхность, коррелирующаяся с зоной Беньоффа, маркируемой гипоцентрами землетрясений (на орегонской окраине коровая сейсмичность не наблюдается и зона Беньоффа не определена). Все это свидетельствует о том, что лишь очень малая часть осадков может затягиваться в мантию под Британскую Колумбию [60]. Под островом Ванкувер найдены две зоны (“Е” и “С”, см. рис. 2В) пониженных скоростей, повышенной сейсмической отражаемости и электрической проводимости, которые интерпретируются как возможные палеозоны затягивания осадков предыдущих субдукционных эпизодов, либо как зоны концентрации флюидов [32, 60].

### Мантийный клин

Мантийный клин – это часть мантии между субдуцируемой океанической плитой и континентальной корой вышележащей плиты. В горизонтальном направлении он простирается условно до вулканической дуги и представляет собой область взаимодействия мантийного материала и затягиваемой через контактную зону смеси субдуцируемых осадков, пластин океанической коры и эродированного материала континентальной коры, а также флюидов, выделяемых из субдуцируемой океанической плиты. Считается, что вода (флюид?), выделяемая из субдуцируемой океанической плиты на глубинах 70–100 км, попадая в мантийный клин, вызывает специфическое (“мокрое”) плавление перидотитов и является главной причиной формирования вулканической дуги. Однако в настоящий момент не существует общепринятой обобщенной петролого-геодинамической модели этого процесса. Детали миграции флюидов, частичного плавления, дифференциации вещества, метаморфизма, возможных миниконвективных течений и др. в мантийном

клине активно численно моделируются и обсуждаются в литературе [4, 17, 41, 79, 80, 84].

Мантийные клинья рассматриваемых профилей принципиально различаются как по структуре, так и тектонической и вулканической активности, петрологическим и другим параметрам. В то время как постэоценовая вулканическая активность в Британской Колумбии представлена только несколькими стратовулканами неогеновых Высоких Каскад с незначительным общим количеством изверженных пород, высокая вулканическая активность орегонской окраины как минимум с эоцена подразумевает перенос больших масс горячего материала из мантии в кору. Наряду с магмами, достигшими поверхности и сформировавшими базальтовый комплекс Силец и осадочно-вулканогенные толщи Западных и Высоких каскад, следует учитывать значительные количества горячего материала, интродуцированного в кору. Так, например, в [51] скорость четвертичных базальтовых выплавов в нижнюю кору для Карибского вулканического поля оценивается как  $\sim 0.3 \text{ км}^3/(\text{км}^2 \text{ млн. лет})$  и для вулканического региона Лассен как  $\sim 1.6 \text{ км}^3/(\text{км}^2 \text{ млн. лет})$  (оба – южная часть Высоких Каскад). Как было впервые отмечено в [96], в необновляемом и не подпитываемом из глубокой мантии относительно небольшом по объему мантийном клине не могло выплавиться наблюдаемое значительное количество базальтовой магмы.

По-видимому, на орегонской окраине происходит интенсивное обогащение пород мантийного клина и в конечном итоге магм вулканической дуги субдуцируемыми компонентами. Если предположить, что лишь 300-метровый слой осадков субдуцируется через контактную зону со скоростью 3 см/год, это означает, что  $\sim 10 \text{ км}^3/(\text{км}^2 \text{ млн. лет})$  механически транспортируемого холодного материала попадает в мантию (см. рис. 3). То есть для полного обновления материала мантийного клина требовалось бы только 10–20 млн. лет. Такой режим не может быть стабилен на протяжении геологических циклов в десятки миллионов лет. Возможно, что затягивание осадков под орегонское побережье осуществляется только в течение последних нескольких миллионов лет.

Все вышесказанное вместе с эпизодами усиления и затухания вулканической активности вырисовывает картину интенсивного нестационарного взаимодействия холодного затягиваемого вниз субдукцией и горячего мантийного поступающего снизу материала на орегонской окраине. Возможно, что процесс взаимодействия циклический. Так, в [96] на орегонской окраине выявлен цикл вулканической активности в 5 млн. лет, характерный для последних 45 млн. лет, связываемый с миниконвекционными ячейками, наводимыми движением субдуцируемой океанической плиты в

мантийном клине. На окраине Британской Колумбии, напротив, постэоценовый режим был, по-видимому, стабилен и в мантийном клине до сих пор сохранены наклонные структуры предполагаемых дотретичного и третичного поддвигов, с разделяющими их "Е" и "С" зонами пониженных скоростей. Аналогичные структуры если и имелись на оregonской окраине, то должны были быть полностью переработаны последующими процессами, а их следы стерты.

Наиболее важную информацию о мантийном клине дает петрологическое и геохимическое исследование магм. Обобщение анализов кайнозойских лав Каскадной субдукционной зоны позволило в [10] сделать вывод о существовании как минимум трех типов источников магм: (1) деплетированной субдуговой мантии, (2) мантии, обогащенной современной субдукционной компонентой, и (3) источника океанических островных базальтов. Размеры источников в пределах мантии не известны, но пространственные соотношения всех трех типов лав подразумевают либо ограниченные их размеры, либо слоистую структуру мантии. Возможно также смешивание источников в мантии или перемешивание расплавов различных источников.

В [13] высказана идея о схожести некоторых частей мантии, подстилающей аккрецированные террейны северо-западной окраины Северной Америки, с мантией под океаническими горами северо-восточного сектора Тихого океана. В южной части Каскадной субдукционной зоны следы такой мантии не обнаружены. В [10, 24, 53] высказана идея о распространении деплетированной субдуговой мантии не только под оregonской окраиной, но и восточнее современной Каскадной дуги вплоть до северной части провинции Бассейнов и Хребтов. В [37] исследован 10-метровый слой оливинного анальцита с возрастом 4 млн. лет, обнаруженный в скважине на глубине 780 м. Образование этого анальцита связывается не с субдукцией, но с более ранними эпизодами плавления, которые сгенерировали океаническую литосферу до ее аккреции к Северной Америке.

По [55], в разные периоды времени условия в мантии под Центральными Каскадами были различны. Так, позднемiocеновые–раннемiocеновые базальты Высоких Каскад, деплетированы в отношении легких редкоземельных и некоторых крупноионных литофильных элементов, что повсеместно наблюдается в базальтах срединно-океанических хребтов. Более поздние базальты, начиная с плиоценовых, обогащены разнообразными крупноионными литофильными элементами и широким набором редкоземельных элементов, что делает их химически похожими на базальты океанических островов.

Бурная вулканическая и тектоническая история оregonского побережья вместе с петрологическими данными, свидетельствующими о генерации мантией широкого спектра лав, подразумевают высокую структурную и петрологическую неоднородность мантийного клина, хотя прямых данных о ее характере пока нет. Отсутствие коровой сейсмичности на оregonской окраине затрудняет применение детальной сейсмической томографии. Во всяком случае у нас не было информации об обнаружении каких-либо слоев или блоков в мантийном клине ни по каким данным. Поскольку гравитационное поле чувствительно только к горизонтальным неоднородностям и не может, в силу своей природы, обнаружить слоистую структуру, мы подразделили мантийный клин на формальные вертикальные блоки. Использовались широкие ограничения на плотности от значений  $3.2 \text{ г/см}^3$ , подразумевающих либо очаги с высокой долей расплава, либо смесь мантийных и коровых пород, до значений  $3.37 \text{ г/см}^3$ , характерных для неактивизированной континентальной мантии.

#### **Океаническая литосферная мантия и субдуцируемая океаническая плита**

Геометрия субдуцируемой океанической плиты в мантии скомпилирована по [39, 57, 74, 83, 105, 106]. Плита характеризуется сейсмическими скоростями на 3–8% выше окружающей ее мантии и прослеживается до глубин 200–300 км под вашингтонским и оregonским побережьями.

Оценки плотности "нормальной" верхней океанической мантии варьируют в широких пределах. Например, по [45, PREM-model], плотность убывает с глубиной от  $3.38$  до  $3.35 \text{ г/см}^3$  в слое 40–220 км, что согласуется с оценкой [18] средней величины плотности литосферного слоя ( $3.37 \text{ г/см}^3$ ). С другой стороны, в [68, океаническая колонка] предлагаются более низкие значения ( $3.30$ – $3.36 \text{ г/см}^3$ ) для слоя 14–98 км, а величина  $3.33 \text{ г/см}^3$  используется как стандартная плотность литосферной океанической мантии.

В оценках плотности авторы следовали представлениям [78, 84] о литосферной океанической мантии как слое, в котором деплетированный гарцбургит с глубиной замещается не подвергавшимся плавлению шпинелевым, а затем гранатовым лерцолитом. Согласно [87], валовый нормативный состав гранатового лерцолита – это смесь оливина, ортопироксена, клинопироксена, граната в соотношении 60 : 20 : 10 : 10. В процессе формирования океанических плит гранат и клинопироксен плавятся, оставляя после ~30% переплавления гарцбургитовый и/или дунитовый остаток (80 : 20).

По [7], нормативные плотности мантийных минералов следующие (в г/см<sup>3</sup>): оливина (Fa<sub>0.12</sub><sup>\*</sup>) – 3.37, ортопироксена (Fs<sub>0.12</sub><sup>\*</sup>) – 3.31, клинопироксена (Hd<sub>0.12</sub><sup>\*</sup>) – 3.32, граната – 3.68, однако плотность оливина чувствительна к содержанию железа, она может варьировать от 3.21 до 4.4 г/см<sup>3</sup>. Гранатовый лерцолит (60 : 20 : 10 : 10) с нормативными плотностями минералов должен иметь плотность 3.38 г/см<sup>3</sup>. Плотность гранатового лерцолита чувствительна к содержанию граната: если доля граната уменьшается с 10 до 5% с замещением его ортопироксеном, плотность с 3.38 уменьшается до 3.35 г/см<sup>3</sup>, что примерно соответствует оценкам [18, 65] средней плотности нормативного не подвергавшегося плавлению лерцолита – 3.34 г/см<sup>3</sup>. Плотность легкого твердоплавного гарцбургитового остатка оценивается в 3.295 г/см<sup>3</sup> [65], но, по [7], составляет около 3.35 г/см<sup>3</sup>.

В связи с тем, что температура в глубокой мантии под плитой Хуан-де-Фука повышена, мы ориентировались в общем на пониженные плотностные оценки и использовали широкий интервал возможных плотностей в слое непосредственно под границей М от 3.30, что соответствовало бы преимущественно гарцбургитовому составу, до 3.34 г/см<sup>3</sup>, что соответствует смеси в пропорции 30 : 70 гарцбургита и нормативного гранатового лерцолита.

Вертикальная протяженность мантийных частей модели слишком велика, чтобы можно было пренебречь влиянием на плотность ( $\rho$ ) температуры (Т) и давления (Р). Для оценок плотностей на различных глубинах использовалось соотношение:

$$\rho = \rho_0 + (\partial\rho/\partial P)(P - P_0) + (\partial\rho/\partial T)(T - T_0),$$

где  $(\partial\rho/\partial P) \approx 2 \times 10^{-3}$  г/см<sup>3</sup>/кбар,  $(\partial\rho/\partial T) \approx -9 \times 10^{-5}$  г/см<sup>3</sup>/°С, по [29].

Оценки возможных изменений плотности под влиянием температуры и давления в мантии под абиссальной котловиной при перепаде температуры от ~500°С под Мохо до ~900°С на поверхности астеносферы и давления от 4 до 13 кбар показывают слабоотрицательный плотностной градиент. Для мантийной части субдуцируемой океанической плиты, наоборот, получены существенные положительные величины в связи с медленным нарастанием температуры. Например, увеличение плотности на глубине ~100 км благодаря этому эффекту ( $\Delta T \approx 200^\circ\text{C}$ ,  $\Delta P \approx 25$  кбар) равно ~0.065 г/см<sup>3</sup>.

### Океаническая астеносфера

Формы зон пониженных скоростей, отождествляемых с астеносферой, для обоих профилей

\*Fa – фаялит, Fs – ферросилит, Hd – геденбергит.

взяты из [74]. В [72] по обобщениям данных экспериментов на образцах зоны пониженных скоростей под океанической литосферой на глубине ~50 км интерпретируются как зоны квазисухого частичного плавления лерцолита при температуре ~900°С с концентрацией расплава не более 1%. По [86], ~3%-е плавление возможно только в молодой астеносфере возраста (0–5 млн. лет) на глубине 45 км, в более старой астеносфере заметно го количества расплавов не ожидается.

В [32] приведены измеренные плотности двух образцов перидотитов (типов гарцбургита и дунита с включениями серпентенизированных перидотитов) при Р-Т условиях, соответствующих стандартной океанической литосфере; получены плотности 3.31–3.33 при нулевых Р-Т условиях и 3.26–3.28 г/см<sup>3</sup> для глубин 40–150 км. Принимая во внимание молодой возраст плиты Хуан-де-Фука и явно более горячую мантию в целом под западной частью США [56], авторы использовали оценки для пород с 1–2% расплава, что соответствует плотностям 3.30–3.26 г/см<sup>3</sup>.

### Верхняя мантия

В “нормальных” моделях для глубин 300 км обычно принимается плотность ~3.48 г/см<sup>3</sup> [7, 68]. Однако пониженные на 6–8% сейсмические скорости Р-волн [56] и S-волн [6, 50], аномально низкие групповые скорости волн Рэля и высокие коэффициенты поглощения сейсмической энергии [5], прослеживаемые вплоть до глубины 300 км, вместе с наблюдаемым повышенным тепловым потоком, высоким рельефом и другими данными позволили проинтерпретировать мантию как очень разогретую и близкую к плавлению или даже с небольшим количеством расплавов под большей частью западной окраины Северной Америки [56]. Эта аномальная мантия захватывает орегонскую и вашингтонскую окраины, однако не наблюдается севернее под Британской Колумбией. Поэтому было введено условие более тяжелой (на 0.03 г/см<sup>3</sup>) мантии в асимптотических условных блоках на правом краю модели по профилю “Ванкувер” по сравнению с профилем “Орегон”, а также зафиксирована плотность на подошве моделей (глубина 300 км) 3.36 г/см<sup>3</sup>, что ниже стандартных значений на ~4%.

### ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ДЛЯ НЕКОТОРЫХ ГЛУБИННЫХ ЧАСТЕЙ МОДЕЛИ

Есть все основания считать, что породы консолидированной континентальной коры на обоих профилях более основные, чем породы “стандартной” консолидированной коры щитов и платформ. В окрестностях профилей повсеместно преобладают разновозрастные базальты, извест-

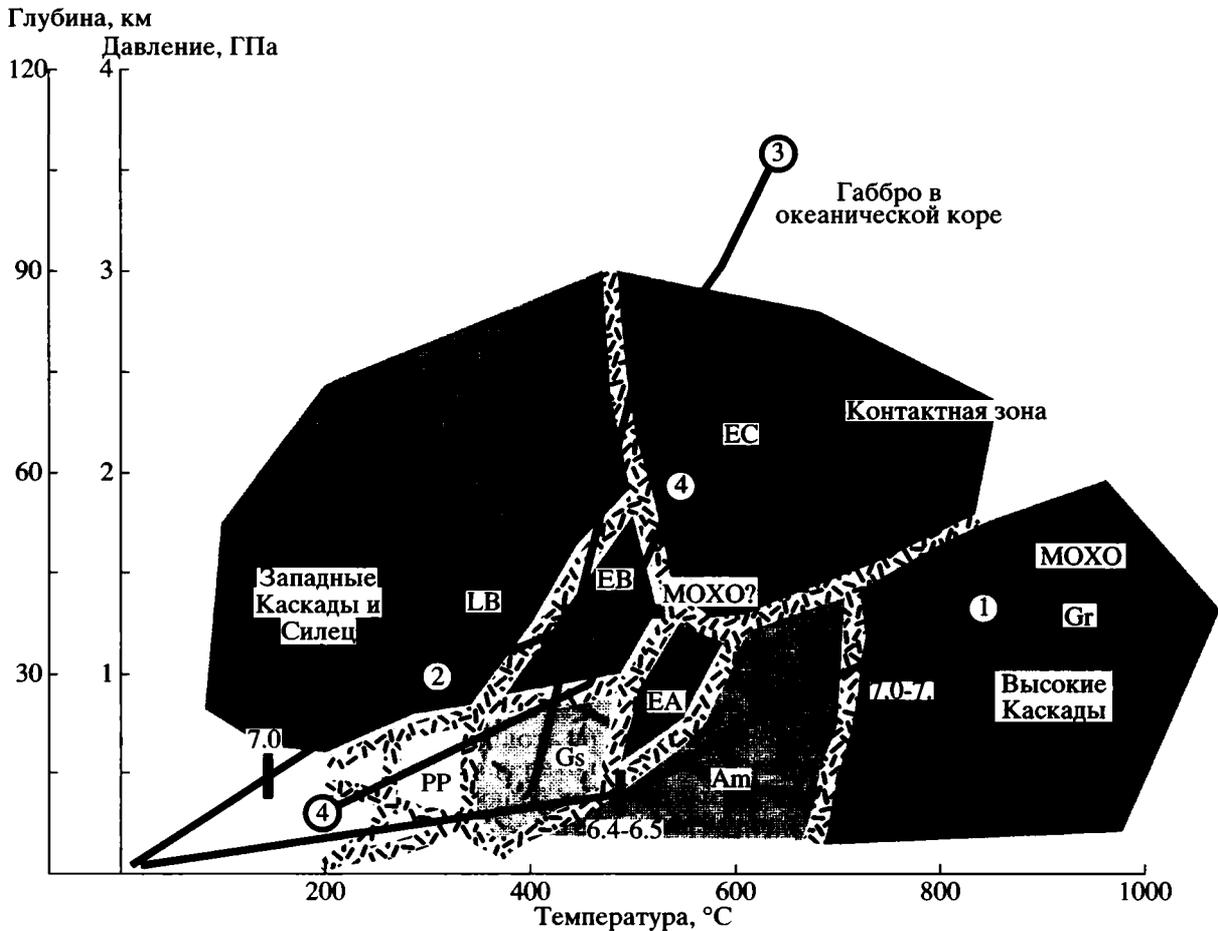


Рис. 4. Границы полей устойчивости минеральных ассоциаций важнейших метаморфических фаций пород базальтового состава в зависимости от P-T условий, по [79].

P-T траектории (номера – цифры в кружках): 1 – под вулканической дугой Высокие Каскады, 2 – под континентальными блоками Силец, Западные Каскады и Врангелия, 3 – в габбровом слое субдуцируемой океанической коры, 4 – в контактной зоне под оregonской окраиной. Штриховые метки со значениями сейсмических скоростей на траекториях соответствуют границе М и другим сейсмическим границам.

Буквы на схеме – метаморфические фации: PP – пренит-пумпеллиитовая, Gs – зеленосланцевая, EB – голубосланцевая-эпидотовая, LB – голубосланцевая-лавсонитовая, EA – эпидот-амфиболитовая, Am – амфиболитовая, Ec – эклогитовая, Gr – гранулитовая.

няки, песчаники, сланцы, морские осадочные породы, подвергшиеся разным метаморфическим преобразованиям, встречаются серпентинизированные перидотиты, амфиболиты, включения габбро. По обобщениям [34], верхняя мезозойская аккреционная кора западной окраины Северной Америки должна быть в целом химически близка к андезиту по валовому составу, а нижняя кора – к основным гранулитам. Средняя плотность оregonской коры (исключая осадки) между побережьем и вулканической дугой оценивается в  $2.9\text{--}3.0\text{ г/см}^3$ , в то время как средняя плотность стандартной коры щитов и платформ с преобладанием гранитов и кислых пород в верхнем слое коры  $\sim 2.85\text{ г/см}^3$  [29]. Все это является основанием использовать графики полей метаморфических фаций базальтов для петрологических

прогнозов, касающихся не только субдуцируемой океанической коры и контактной зоны, но и консолидированной континентальной коры рассматриваемых профилей повсюду, за исключением Межгорного пояса в Британской Колумбии, где присутствие значительного количества гранитных интрузий делает это неправомерным.

По разным данным удалось оценить четыре P-T траектории (см. рис. 3), которые соответствуют условиям (1) под вулканической дугой Высокие Каскады, (2) в коровых породах под Западными Каскадами и блоком Силец на оregonской окраине, а также Врангелии на окраине Британской Колумбии, (3) в габбровом слое субдуцируемой плиты Хуан-де-Фука и (4) в зоне контакта океанической и континентальной плит на оregonской окраине "А"-зона. Эти траектории нанесены на

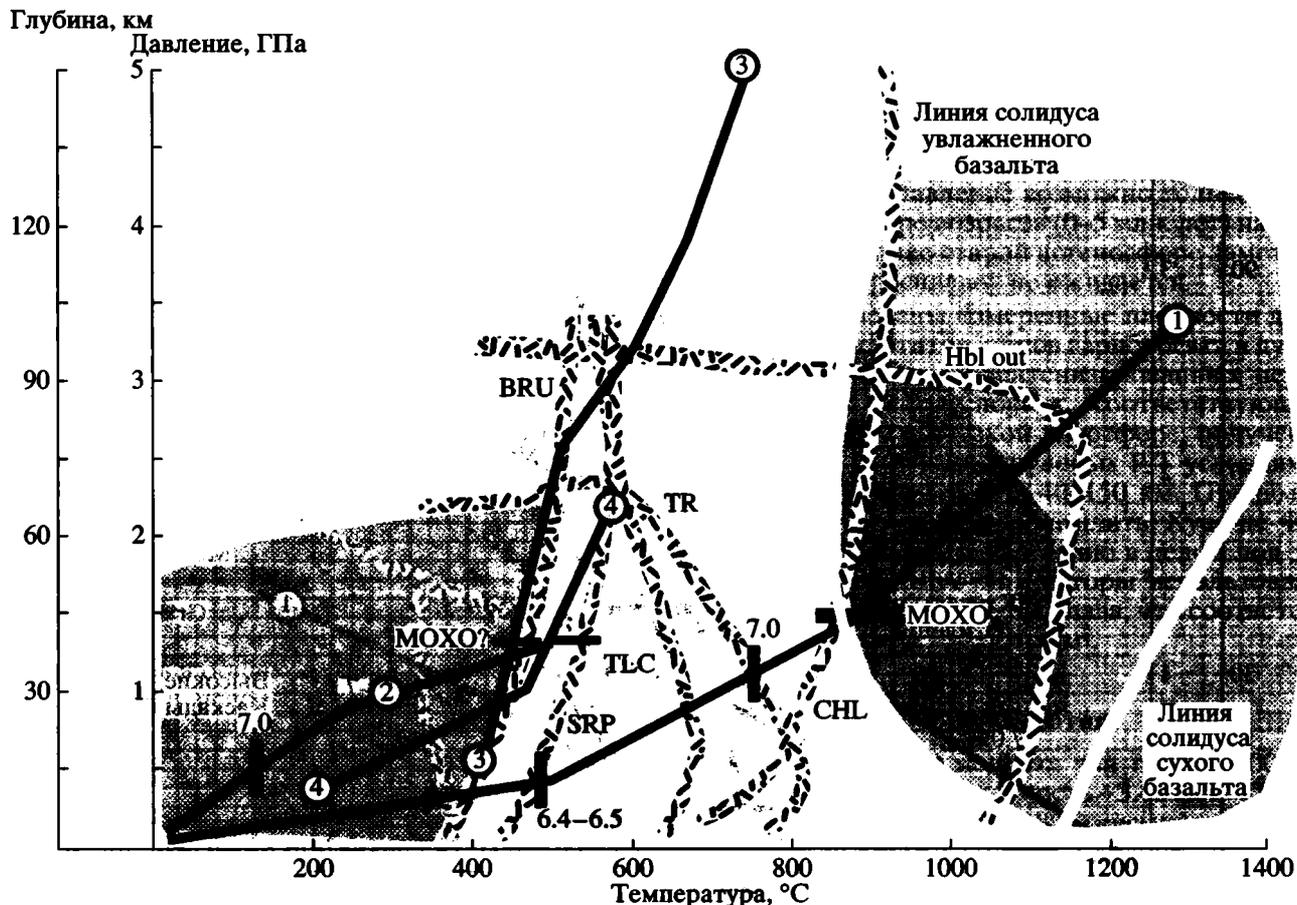


Рис. 5. P-T реакции дегидратации для наиболее часто встречающихся гидратированных минералов, кривые “сухого” и “мокрого” плавления перидотита по [80] с P-T траекториями (см. рис. 4).

Hbl out – реакция “сухого” выплавления роговой обманки.

Латинские буквы на схеме – минералы: BRU – брусит, CHL – хлорит, SRP – серпентин, TLC – тальк, TR – тремолит.

графики полей устойчивости минеральных ассоциаций важнейших метаморфических фаций пород базальтового состава (рис. 4), кривых дегидратации наиболее широко распространенных гидратированных минералов, а также сухого и мокрого плавления (рис. 5).

**Высокие Каскады (1).** Высокие Каскады – это активная четвертичная вулканическая дуга, которая гораздо горячее других окружающих ее блоков. Верхнекоровый (0–10 км, 0–500°C) термальный градиент здесь составляет ~40–50°C/км и контролируется измеренным поверхностным температурным градиентом, полученным по измерениям в скважинах [14], и оценками глубины изотермы Кюри, равными ~9 км и полученными по данным спектрального анализа магнитных аномалий [36]. Средне- и нижнекоровая температуры оценены, исходя их температуры на границе М (нижняя оценка ~900°C) [17].

Все резкие сейсмические границы под Высокими Каскадами на оregonской окраине могут быть проинтерпретированы как границы, вызы-

ваемые современными метаморфическими преобразованиями базальтовой фракции. На глубине 10 км сейсмические скорости увеличиваются с 6.0 до 6.4–6.5 км/с, что может соответствовать началу амфиболитизации. На глубинах от 25 до 30 км увеличение скорости от ~6.6 до 7.0 км/с и более может соответствовать началу гранулитового метаморфизма. Поверхность М на глубине 44 км, где температура достигает ~900°C и выше, соответствует “мокрому” плавлению перидотитов. Хорошее совпадение всех главных резких сейсмических границ метаморфическим фациям позволяет сделать вывод о том, что дочетвертичная структура коры Высоких каскад на оregonской окраине практически полностью переработана.

Кора вулканической дуги в Британской Колумбии (по крайней мере, ее верхний слой) гранитизирована. Кварц (преобладающий минерал в гранитах, его доля достигает 70%) устойчив до глубин 70 км и температур 700°C, поэтому в коре трудно ожидать каких-либо фазовых границ, связанных с превращениями кварца и отражающих-

ся на сейсмических скоростях. Если на профиле “Орегон” на стыке холодных Западных и горячих Высоких Каскад сейсмическая структура коры кардинально меняется, то на профиле “Ванкувер” трехслойная структура коры Межгорного пояса не претерпевает никаких заметных возмущений под вулканической дугой. Наиболее вероятно, что границы, разделяющие слои коры, – структурные, сохранившиеся со времен позднемеловых и более ранних эпизодов аккреции. В условиях сжатия на окраине Британской Колумбии продукты четвертичной вулканической деятельности сконцентрированы в узких подводных каналах нескольких стратовулканов и нет их широкого внедрения в кору, а следовательно, и заметного воздействия на ее структуру.

**Западные Каскады, Силец и Врангелия (2).** Температура в коре Западных Каскад и блоке Силец оценена, исходя лишь из низкого поверхностного теплового потока  $\sim 20\text{--}40$  мВт/м<sup>2</sup>. Стационарная геотерма для таких величин дает температуру  $\sim 300\text{--}400^\circ\text{C}$  на глубинах 30–40 км [59]. Р-Т траектория не пересекает границ метаморфических фаций, которые могли бы вызвать резкое изменение сейсмических скоростей вплоть до глубин  $\sim 40\text{--}50$  км, где может начинаться переход базальт–эклогит. Таким образом, в глубинной коре под Западными Каскадами, Силецом и Врангелией изменения сейсмических скоростей вряд ли связаны с современными активными метаморфическими превращениями; более вероятно, что их природа обусловлена другими причинами, в частности, палеометаморфизмом. Поскольку эти блоки в разное время были ареной высокой вулканической деятельности (Силец – в эоцене, Западные Каскады – в олигоцене, Врангелия – в девоне–ранней юре), можно предположить, что они испытывали нагревание, подобное современному в Высоких Каскадах, т.е. в средней и нижней коре могли быть широко распространены процессы амфиболитизации и гранулитового метаморфизма.

**Океаническая кора (3).** По [22, 43], температура в габбровом слое коры с возрастом 10 млн. лет оценивается в  $\sim 400^\circ\text{C}$ . Это позволяет предположить, что слой 3 под абиссальной котловиной состоит из габбро с включениями базальтов в зеленосланцевой фации. Р-Т траектория из [79], при скорости субдукции 3 см/год со сдвиговыми напряжениями, возрастающими пропорционально давлению (5% от давления), и хрупкопластичном переходе при  $\sim 500^\circ\text{C}$ , позволяет предполагать возрастающую роль зеленосланцевого метаморфизма до глубин  $\sim 20$  км и затем переход к голубосланцевой фации до глубин  $\sim 60\text{--}70$  км и ожидать начало перехода базальт–эклогит [4] на глубине  $\sim 75$  км в субдуцируемой океанической коре. Поэтому мы полагали, что субдуцируемая океаническая кора не подвергается плавлению, и ори-

ентировались на соответствующие оценки плотностей [108].

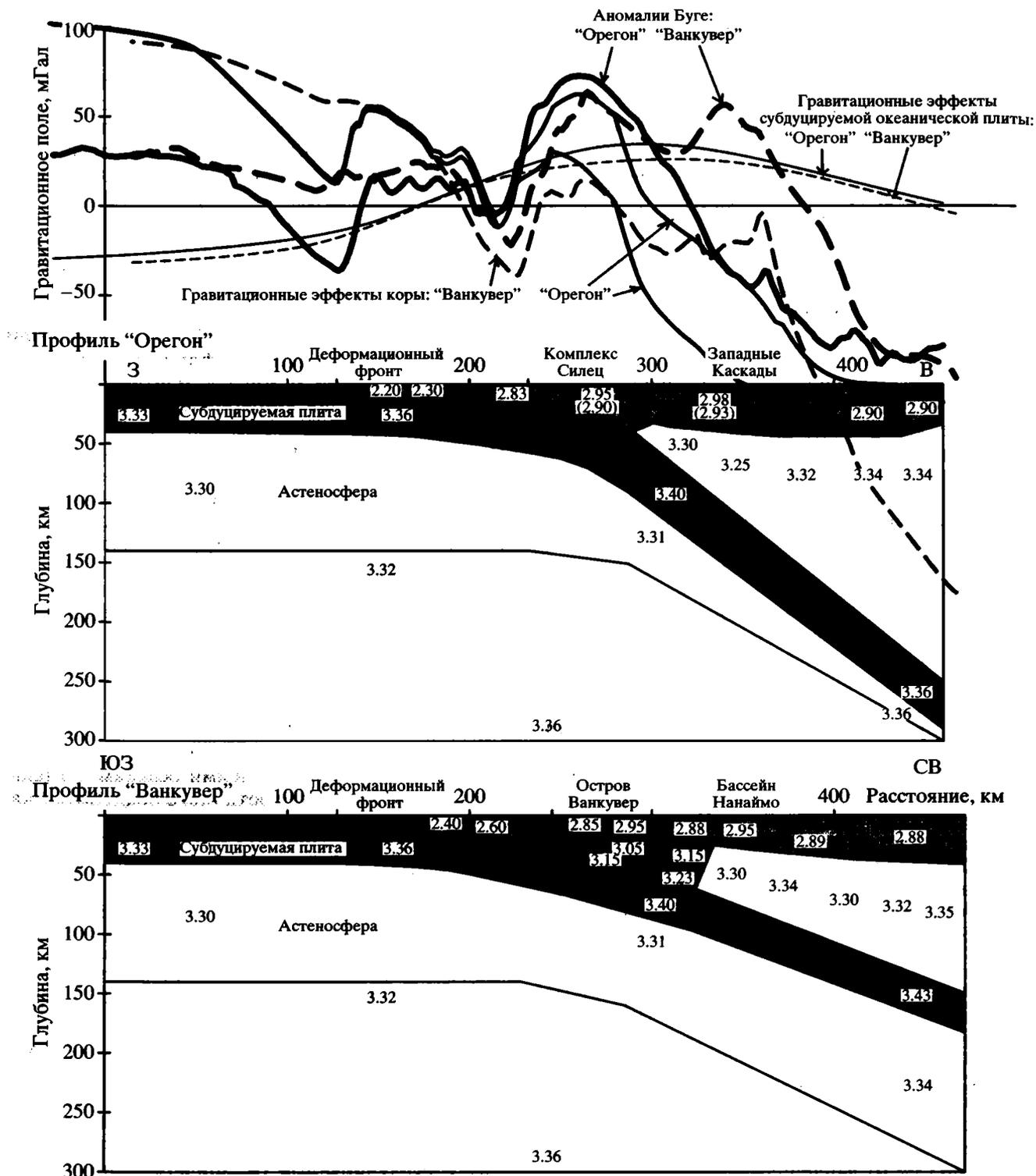
**Контактная “А”-зона (4) и мантийный клин.** Трение на контакте океаническая плита–континентальная окраина быстро повышает температуру до величин, при которых вещество становится эффективно пластичным. С этого момента скорость роста температуры резко замедляется и траектория (4) изгибается вверх. В начале “А”-зоны цеолитовый и пренит-пумпеллитовый метаморфизм играет важную роль, в нижней части контактной зоны возможен зелено- и/или голубосланцевый метаморфизм.

Р-Т условия допускают широкий спектр метаморфических преобразований в орегонском мантийном клине. При наличии флюида в зоне сочленения контактной А-зоны и мантийного клина возможны реакции амфиболитизации широкого спектра пород, ближе к вулканической дуге возможно частичное плавление поступающих через контактную зону компонент с высоким содержанием окиси кремния и серпентинизация мантийных перидотитов, под вулканической дугой происходит плавление мантийных перидотитов, но возможна эклогитизация базальтов, а также другие превращения с увеличением плотности. Тяжелые фракции в процессе дифференциации вещества должны уходить вниз, а легкие (расплавы и серпентинитовые купола) – подниматься вверх и внедряться в кору.

Мы рассматривали (возможно, без достаточных обоснований) “Е” и “С” зоны на профиле “Ванкувер” как палеоконтактные зоны, заполненные метаморфизованными осадками, а пластины третичного и дотретичного поддвигов – как реликты верхних слоев океанических плит, состоящих в отношении 40 : 10 : 50 из габбро океанической коры, серпентинизированных перидотитов и гарцбургитов верхней мантии. Нарастание плотностей с глубиной оценено в соответствии с предполагаемыми Р-Т условиями.

## ГРАВИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Плотностные модели вдоль тех же самых профилей были построены ранее для профиля в Орегоне [38] и для профиля в Британской Колумбии [42], причем независимо одна от другой и лишь до глубины 50 км, без учета градиентного нарастания плотности с глубиной в аккреционных призмах и субдуцируемой океанической плите. Модель для орегонской окраины была чрезвычайно упрощена, потому что в то время почти не было сейсмических данных [64]. Однако в 1989–1991 гг. были выполнены новые сейсмические исследования ГСЗ, что позволило построить детальную сейсмическую модель коры [99], которая является основой для усовершенствования плотностной модели.



**Рис. 6.** Сопоставление генерализованных плотностных (в  $\text{г/см}^3$ ) моделей вдоль профилей.

Дополнительно рассчитаны относительные гравитационные эффекты субдуцируемой океанической плиты, показанной темной заливкой (для остальных частей моделей принята плотность  $3.35 \text{ г/см}^3$ ), и коровых частей, показанных светлой заливкой (как для континентальной, так и океанической мантии принята плотность  $3.35 \text{ г/см}^3$ ). Точками показан гравитационный эффект орегонской коры при пониженных плотностях (приведены в скобках на рисунке) под Западными Каскадами и блоком Силец.

Для нахождения плотностных параметров модели используются алгоритм и программы, разработанные Т.В. Романюк на основе идей В.Н. Страхова [1, 2]. Гравитационное моделирование было выполнено методом, описанным в [1] (один из вариантов решения линейной обратной задачи гравиметрии с дополнительными условиями в виде постоянных ограничений на переменные и регуляризацией по А.Н. Тихонову; роль стабилизирующего функционала выполняет условие изостатической уравниваемости модели), но с некоторыми дополнительными модификациями:

- чтобы в процессе моделирования абсолютные гравитационные уровни поля обеих моделей были тождественны, левые океанические части моделей были заданы одинаковыми, а решение задачи находилось для обоих профилей одновременно;

- находилось единое плотностно-глубинное соотношение для субдуцируемой океанической плиты, астеносферы и океанической мантии на обоих профилях, но плотности океанических осадков, аккреционных призм и континентальных частей определялись независимо;

- условие близости моделей к изостатическому равновесию было использовано только на концах профилей: для глубокого океана и континентальных частей за вулканической дугой; внутренние части моделей контролировались только гравитационным полем.

Полученные детальные разрезы приведены в работе [85], а обобщенные плотностные модели показана на рис. 6.

## ВЫВОДЫ ИЗ ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

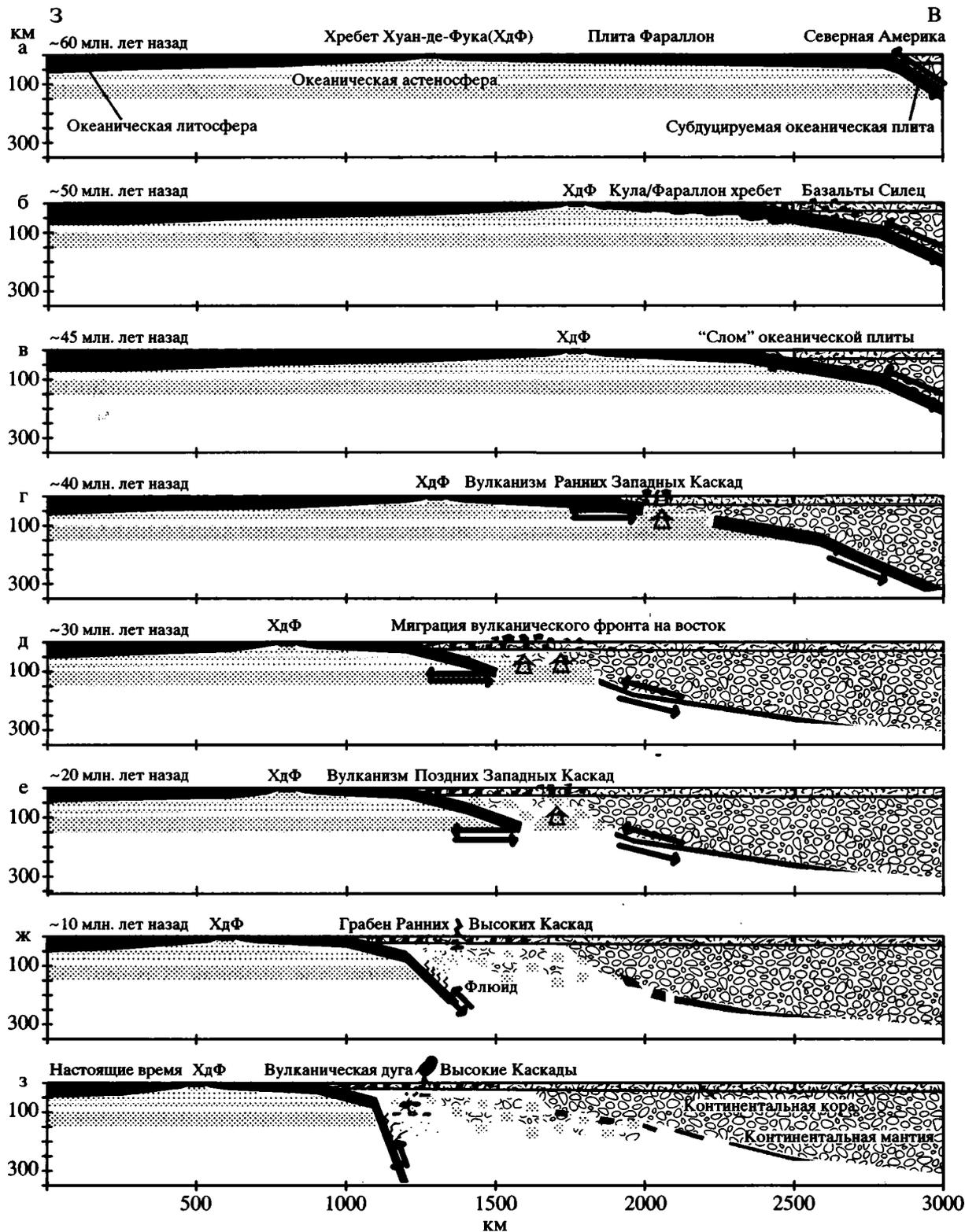
1. Оказалось возможным построить плотностные модели, согласующиеся со всей совокупностью имеющихся данных (бурения, сейсмических и геологических данных и т.д.) и представлений для обоих профилей одновременно.

2. Гравитационное моделирование показало, что существование гравитационного минимума на деформационном фронте на профиле "Орегон" и его отсутствие на профиле "Ванкувер" может быть объяснено различным рельефом наиболее сильных гравитирующих границ: океанического дна и границы М. Однако аккреционная призма на профиле "Ванкувер" должна быть приблизительно на  $0.1-0.2 \text{ г/см}^3$  плотнее, чем на профиле "Орегон". Если бы средние плотности аккреционных призм были равны, то необходимо было бы вводить плотностные неоднородности в верхнюю часть субдуцируемой океанической плиты. Нарастание плотности в аккреционной призме около орегонского побережья соответствует только редуцированию пористости осадков, но увели-

чение плотности в ванкуверской призме подразумевает как редуцирование пористости, так и метаморфические превращения осадков в ее нижней половине.

3. Добавочные вычисления гравитационного эффекта субдуцируемой плиты показывают, что существенная часть (до ~20%) прибрежных гравитационных максимумов на обоих профилях обусловлена увеличением плотности в холодной субдуцируемой океанической плите. Если бы возрастающая плотность в плите, согласующаяся с теоретическими прогнозами Р-Т условий и петрологическими аргументами, не была бы введена в модель, то было бы необходимо использовать более высокие плотности для пород в прибрежных блоках, например, для профиля "Орегон" вплоть до  $3.0 \text{ г/см}^3$ . Но имеющиеся в наличии сводки измерений плотности образцов дают меньшие величины – около 2.8, максимум  $2.9 \text{ г/см}^3$  [91]. В предлагаемой модели максимально возможное увеличение плотности в субдуцируемой океанической плите было получено из-за ограничений величины плотности верхней коры блока Силец. Тем не менее на профиле "Орегон" получена очень высокая средняя плотность всей коры:  $\sim 2.95 \text{ г/см}^3$  в прибрежной части и  $\sim 3.0 \text{ г/см}^3$  под Западными Каскадами. Для сравнения средняя плотность верхней и нижней Врангелии  $\sim 2.95 \text{ г/см}^3$  под прибрежным максимумом и  $\sim 2.9 \text{ г/см}^3$  в других частях. Средняя плотность коры достигнет  $\sim 3.0 \text{ г/см}^3$  лишь в том случае, если в кору включить блоки третичного и дотретичного поддвигов.

4. Наибольшая разница между гравитационными полями вдоль профилей приходится на интервал между отметками 300 и 400 км, это район Западных Каскад для орегонской окраины. Природа пониженного поля – суммарный эффект различных составляющих. Дополнительные расчеты показывают, что, если бы средние плотности континентальных кор для обоих профилей были равны, то коровая гравитационная кривая была бы ниже для профиля "Орегон", поскольку кора здесь почти на 8 км толще. Однако для полученной модели гравитационный эффект коры на профиле "Орегон" между побережьем и вулканической дугой больше, чем на профиле "Ванкувер", благодаря более высокой средней плотности коры. То есть эффект повышения плотности перекрывает эффект утолщения коры, даже если использовать максимальную оценку глубины подошвы комплекса Силец. Для того чтобы суммарное гравитационное поле всей модели над Западными Каскадами соответствовало пониженным наблюдаемым значениям, необходима разуплотненная верхняя мантия. Если объяснять наблюдаемое пониженное поле только коровым эффектом, необходимо понизить среднюю плотность коры под Западными Каскадами с  $3.0$  до  $2.9 \text{ г/см}^3$ . Однако в этом случае, не говоря уже о том, что



было бы трудно петрологически проинтерпретировать пониженные плотности и повышенные сейсмические скорости, плотность в средней и нижней высокоскоростной холодной коре под Западными Каскадами оказалась бы ниже, чем под

горячими вулканическими Высокими Каскадами ( $2.95 \text{ г/см}^3$ ). Нам представляется более обоснованной интерпретация с разуплотненной мантией под оregonским побережьем по сравнению с Британской Колумбией, что согласуется и с величи-

**Рис. 7.** Схематическая иллюстрация главных тектонических кайнозойских событий на орегонской окраине.

- а) 60 млн. лет назад срединно-океанический Тихоокеанский палеохребет приблизился к западной окраине Северной Америки. Черные встречные стрелки отмечают поверхность главных конвергентных движений.
- б) 50 млн. лет назад активизировавшийся хребет между плитами Кула и Фараллон, условно показанный черными пятнами, субдуцируется под орегонскую окраину и, мигрируя вдоль нее на север, вызывает эоценовый вулканизм (базальты Силец).
- в) 45 млн. лет назад – “слом” (жирная черная черта) субдуцируемой океанической плиты и начало толейтового вулканизма Западных Каскад.
- г) 40 млн. лет назад – пик магматической активности Ранних Западных Каскад. Стрелка символизирует внедрение горячего астеносферного материала.
- д) 30 млн. лет назад – охлаждение окраины и миграция вулканического фронта на восток.
- е) 20 млн. лет назад – снижение вулканической активности в Поздних Западных Каскадах.
- ж) 10 млн. лет назад – заложение грабена современной вулканической дуги Высокие Каскады с андезитовым и более кислым магматизмом.
- з) конфигурация настоящего времени.

нами наблюдаемых сейсмических мантийных скоростей  $P_n \sim 7.7$  и  $\sim 7.9-8.1$  км/с соответственно.

5. Гравитационное моделирование подтверждает более крутой наклон субдуцируемой океанической плиты под орегонской окраиной, чем под Британской Колумбией. В представленной модели под Западными Каскадами была получена пониженная мантийная плотность  $\sim 3.25$  г/см<sup>3</sup>. Понижение плотности в мантии до таких величин может быть объяснено наличием нескольких процентов расплава, либо небольшой долей примеси легких коровых компонент, затягиваемых в мантию субдуцируемой океанической плитой, частичной серпентинизацией мантийных перидотитов и др. Вспомогательная модель, в которой субдуцируемая океаническая плита под орегонской окраиной имела наклон  $\sim 45^\circ$ , такой же, как и под Британской Колумбией, имела меньший объем мантийного клина и, следовательно, требовала еще более пониженных плотностей (до  $\sim 3.1$  г/см<sup>3</sup>). Такие низкие мантийные плотности трудно объяснимы, так как подразумевают либо значительную долю корового материала в мантийном клине (до 50%), либо  $\sim 30\%$  расплава, что может предполагаться только в магматических камерах под активными срединно-океаническими хребтами.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ МОДЕЛЕЙ

Олигоценовая тектоническая активизация западной окраины Северной Америки, как правило, связывается с Йеллустонским горячим плюмом [97] и/или с возникновением “окна” в субдуцируемой океанической плите, через которое горячий астеносферный материал мог проникнуть под континентальную окраину [8, 88]. “Окно” могло образоваться около 30 млн. лет назад, когда сегмент срединно-океанического палеохребта подошел вплотную к береговой линии континента. Считается при этом, что структура субдукционной зоны в целом не разрушалась. Вариации вулканических режимов на окраине объяс-

няются лишь изменением угла и скорости субдукции плиты [35]. Однако, обобщив всю имеющуюся информацию, мы предложили кардинально другую тектоническую интерпретацию структуры коры и верхней мантии Каскадной субдукционной зоны (рис. 7).

Новая океаническая кора создавалась в северных частях как Тихого, так и Атлантического океанов, начиная с юрского периода (откол Северной Америки от Пангеи и ее дрейф на запад). Но субдукция океанической литосферы происходила только в конвергентной зоне на западной окраине Северной Америки, поскольку нет никаких конвергентных зон на окраинах Атлантического океана. Это должно приводить к скорости субдукции океанической плиты, равной сумме скоростей разрастания коры в Тихом и Атлантическом океанах, а в результате к сближению срединно-океанического Тихоокеанского палеохребта и Северо-Американского континента. Плейст-тектонические реконструкции северо-восточного сектора Тихого океана по системе горячих точек [46, 94] свидетельствуют об очень высоких ( $\sim 15$  см/год) субдукционных скоростях в интервале между 80 и 43 млн. лет назад и одновременном постоянном западном дрейфе Северной Америки. Численное моделирование дрейфа континента для такой ситуации [3] показывает, что в конце концов, при достаточно тесном положении хребта и континента, должен произойти отрыв (“слом”) нижней части субдуцируемой океанической плиты и последующая перестройка конвективных мантийных течений, приводящая к разрушению обычной структуры конвергентной зоны. После этого продолжающий дрейфовать на запад континент должен “наехать” своим краем на горячую океаническую мантию срединно-океанического хребта.

Мы полагаем, что момент “слома” плиты, а, более точно, потеря механической связи между поверхностной и глубинной субдуцируемой частью плиты Фараллон, был ключевым моментом в кайнозойской тектонической истории конвер-

гентной зоны и произошел ~42 млн. лет назад. Это событие вызвало резкое изменение движения океанических плит Тихого океана, в том числе Тихоокеанской плиты, маркируемое известным изгибом Гавайской подводной цепи гор. Одни части разрушенной океанической плиты остались как бы приклеенными снизу к холодной кратонической литосфере Северо-Американского континента, а другие утонули в мантии. Части палеоплиты Фараллон под западной окраиной Северной Америки иногда удается обнаружить по сейсмическим данным [5, 12].

Область "слома" плиты простиралась примерно от устья современного Калифорнийского залива до южного окончания острова Ванкувер, где в то время располагался хребет, разделяющий плиты Фараллон и Кула. В результате процессы, связанные со "сломом" плиты, проявились на орегонской окраине, но не наблюдались в Британской Колумбии. До "слома" движущаяся субдуцируемая океаническая плита была как непроницаемая стенка между горячей океанической и холодной континентальной мантией и поэтому не могло быть проникновения горячего материала под континент. После "слома" плиты по мере продвижения Северной Америки на запад ее западная окраина все более активно подвергалась воздействию горячей аномальной мантии срединно-океанического хребта. Мы полагаем, что это и было причиной толеитового вулканизма Западных Каскад 40–18 млн. лет назад, а также последующей магматической и тектонической активизации всей западной трети Северо-Американского континента, в том числе и подъема и растяжения коры, приведших к формированию Провинции Бассейнов и Хребтов.

Кратковременный восходящий поток горячего материала над линией "слома" плиты сформировал проторифт, впоследствии разившийся в Калифорнийский залив, рифтовую Большую долину, а также вулканогенно-осадочный комплекс Западных Каскад, расположенный на расстоянии от океанического желоба как минимум вдвое меньше, чем обычно располагаются вулканические дуги, и с толеитовыми лавами, нетипичными для вулканических дуг.

После "слома" плиты субдукция со временем возобновилась, но океаническая плита, лишенная тяжелой холодной части, проникала в мантию медленно и полого, постепенно охлаждая окраину, понижая вулканическую активность Западных Каскад и вызывая миграцию вулканического фронта на восток. Благодаря медленным субдукционным скоростям к тому моменту, когда нижний край океанической плиты достиг астеносферной глубины, перекрыв приток нового горячего вещества под край континента, Северная Америка уже успела отдрейфовать на значительное расстояние на запад и, таким образом, суще-

ственная порция горячей океанической астеносферы срединно-океанического хребта оказалась под континентальной окраиной позади новой плоскости субдукции. Около 10 млн. лет назад на орегонской окраине вновь установился режим, характерный для субдукционных зон, сформировалась вулканическая дуга Высокие Каскады с андезитовыми и более кислыми магмами. Таким образом, в результате кайнозойских тектонических процессов в верхней мантии под орегонской окраиной оказались магматические очаги, генерирующие базальты, схожие и с базальтами срединно-океанических хребтов, и с базальтами островных дуг, и с лавами внутрикратонических рифтов, а также лавы различного промежуточного состава.

В кайнозойский период кора орегонского побережья подвергалась как утонению вследствие растяжения, так и наращиванию за счет внедрения нового материала в виде базальтовых потоков на поверхности или осадочно-вулканогенных комплексов, а также коровых интрузий. Деструктивные процессы были слабее, и в настоящее время наблюдается общее утолщение коры и прогибание границы М. Коровый корень разной мощности фиксируется в настоящее время под Высокими Каскадами везде, за исключением северного сегмента на канадской окраине, где вулканическая активность была слаба [75]. В отличие от области под бассейном Нанаймо, где получено четкое рефракционное Мохо и, по-видимому, существует структурный раздел между коровыми и мантийными породами, под Западными Каскадами поверхности М, понимаемой как раздел между породами коры и ультраосновными мантийными породами со скачком сейсмических скоростей (до 8.0 км/с) и плотностей (до 3.3 г/см<sup>3</sup>), возможно, не существует, а имеется переходная зона от преимущественно коровых пород к преимущественно мантийным. Полученные пониженные плотности в мантии под Западными Каскадами можно объяснить олигоценным внедрением горячей океанической астеносферы срединно-океанического хребта.

Что касается Британской Колумбии, основное влияние на структуру коры здесь оказали аккреционные процессы, причем главные события произошли в средней юре и на рубеже позднего и раннего мела.

Авторы выражают благодарность рецензенту Е.Н. Меланхолиной за внимательное прочтение рукописи и конструктивную критику, которая, несомненно, способствовала улучшению статьи.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 98-05-64897.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Романюк Т.В. Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии вдоль геотраверса "Кварц" // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11–23.

2. *Страхов В.Н., Романюк Т.В.* Восстановление плотностей земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // *Физика Земли*. 1984. № 6. С. 44–63; № 7. С. 64–80.
3. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Механизм формирования наклонных зон субдукции // *Физика Земли*. 1997. С. 3–14.
4. *Ahrens T.J., Schubert G.* Gabbro-eclogite reaction rate and its geophysical significance // *Rev. Geophys.* 1975. Vol. 13. № 2. P. 383–400.
5. *Al-Khatib H.H., Mitchell B.J.* Upper mantle anelasticity and tectonic evolution of the Western United States from surface wave attenuation // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. № B11. P. 18129–18146.
6. *Alsina D., Woodward R.L., Snieder R.K.* Shear wave velocity structure in North America from large-scale waveform inversions of surface waves // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. № B7. P. 15969–15986.
7. *Anderson D.L.* Theory of the Earth. Boston, Massachusetts: Blackwell Scientific Publication, 1987. 366 p.
8. *Atwater T.* Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America // *Geological Society of America Bulletin*. 1970. Vol. 81. P. 3513–3536.
9. *Babcock R.S., Burmester R.F., Engebretson D.C., Warnock A.* A Rifted Margin origin for the crescent basalts and related rocks in the Northern Coast Range Volcanic Province, Washington and British Columbia // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № B5. P. 6799–6821.
10. *Bacon C.R., Bruggman P.E., Christiansen R.L., Clyne M.A., Donnelly-Nolan J.M., Hildreth W.* Primitive magmas at five cascade volcanic fields: Melts from hot, heterogeneous subarc mantle // Submitted in Canadian Mineralogist.
11. *Behrmann J.H., Bauer P., Kopf A.* Data report: Provenance analysis of quaternary sands and sandstones from Cascadia margin / Eds. Carson B., Westbrook G.K., Musgrave R.J., Suess E. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*. 1995. Vol. 146 (Pt. 1). P. 425–429.
12. *Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H.* Lithospheric structure of Northern California from teleseismic images of the upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № B4. P. 4791–4807.
13. *Bevier M.L.* A lead a strontium isotopic study of the Anahim volcanic belt, British Columbia: additional evidence for widespread suboceanic mantle beneath western North America // *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 101. P. 973–981.
14. *Blackwell D.D., Steele J.L., Frohme M.K., Murphy C.F., Priest G.R., Black G.L.* Heat flow in the Oregon Cascade Range and its correlation with regional gravity, Curie point depths, and geology // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. № 12. P. 19475–19493.
15. *Blakely R.J.* Extend of partial melting beneath the Cascade Range, Oregon: Constraints from gravity anomalies and ideal-body theory // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B2. P. 2757–2773.
16. *Bohannon R.G., Parson T.* Tectonic Implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1995. Vol. 107. № 8. P. 937–959.
17. *Borg L.E., Clyne M.A., Bullen T.D.* The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California // Submitted in *Contrib. Mineral Petrol.* 1997.
18. *Bottinga Y., Steinmetz L.* A geophysical, geochemical, petrological model of the submarine lithosphere // *Tectonophysics*. 1979. Vol. 55. P. 311–347.
19. *Brandon M.T., Calderwood A.R.* High-pressure metamorphism and uplift of the Olympic subduction complex // *Geology*. 1990. Vol. 18. P. 1252–1255.
20. *Bromery R.W., Shavely P.D.* Geologic interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys in Northern Oregon // *Geological Survey Bulletin*. 1181-M,N. Washington, 1964. P. N1–N13.
21. *Carlson R.L., Herrick C.N.* Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. P. 9153–9170.
22. *Carlson R.L., Johnson H.P.* On modeling the thermal evolution of the oceanic upper mantle: An assessment of the cooling plate model // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B2. P. 3201–3214.
23. *Carlson R.L., Raskin G.S.* Density of the ocean crust // *Nature*. 1984. V. 311. P. 555–558.
24. *Carlson R.W., Hart W.K.* Crustal genesis on the Oregon Plateau // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 6191–6206.
25. *Cassidy J.F., Ellis R.M.* S-wave Velocity Structure of the Northern Cascadia Subduction Zone // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. № B3. P. 4407–4421.
26. *Chamov N.P., Murdmaa I.O.* Coarse fraction minerals of sands in Cascadia margin sediments / Eds. Carson B., Westbrook G.K., Musgrave R.J., Suess E. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*. 1995. Vol. 146 (Pt. 1). P. 33–43.
27. *Christensen N.I.* Poisson's ratio and crustal seismology // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. № B2. P. 3139–3156.
28. *Christensen N.I., Blair S.C., Wilkens R.H., Salisbury M.H.* Compression wave velocities, densities, and porosities of basalts from holes 417A, 417D, and 418A // *Deep Sea Drilling Project. Legs 51–53. Initial Rep. Deep Sea Dril. Proj.* 1980. Vol. 51–53. Pt 1. P. 1579–1597.
29. *Christensen N.I., Mooney W.D.* Structure and composition of the continental crust: a global view // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № B7. P. 9761–9788.
30. *Christensen N.I., Salisbury M.H.* Sea floor spreading, progressive alteration of layer 2 basalts and associated changes in seismic velocities // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1972. Vol. 15. P. 367–375.
31. *Christensen N.I., Salisbury M.H.* Velocities, elastic moduli, and weathering age relations for Pacific layer 2 basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 19. P. 461–470.
32. *Chung D.H.* On the composition of the oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. № 23. P. 4129–4134.
33. *Clowes R.M., Zelt C.A., Amor J.R., Ellis R.M.* Lithospheric structure in the Southern Canadian Cordillera from a network of seismic refraction lines // *Can. J. Earth Sci.* 1995. Vol. 32. P. 1485–1513.

34. *Condie K.C., Chomiak B.* Continental accretion: contrasting Mesozoic and Early Proterozoic tectonic regimes in North America // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 265. P. 101–126.
35. *Coney P.J., Reynolds S.J.* Cordilleran Benioff zones // *Nature*. 1977. Vol. 270. December № 5636. P. 403–406.
36. *Connard G., Couch R., Gemperle M.* Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon // *Geophysics*. 1983. V. 48. № 3. P. 376–390.
37. *Conrey R.M.* Olivine analcinite in the Cascade Range of Oregon // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. № 12. P. 19639–19649.
38. *Couch R.W., Riddihough R.P.* The crustal structure of western continental margin of North America // *Pakisser L.C. and Mooney W.D.* Geophysical framework of the continental United States. Colorado: Boulder, 1989. Geological Society of America. Memoir 172. P. 103–128.
39. *Crosson R.S., Owens T.J.* Slab geometry of the Cascadia subduction zone beneath Washington from earthquake hypocenters and teleseismic converted waves // *Geophys. Res. Lett.* 1987. Vol. 14. № 8. P. 824–827.
40. *Cudruk F.C., Clowes R.M.* Crustal structure of Endeavour Ridge segment, Juan de Fuca Ridge, from a detailed seismic refraction survey // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. № B4. P. 6329–6349.
41. *Davies J.H., Stevenson D.J.* Physical model of source region of subduction zone volcanics // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № B2. P. 2037–2070.
42. *Dehler S.A., Glowes R.M.* Integrated geophysical modeling of terranes and other structural features along the western Canadian margin // *Can. J. Earth Sci.* 1992. Vol. 29. № 7. P. 1492–1508.
43. *Denlinger R.P.* A Revised estimate for the temperature structure of the oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № B5. P. 7219–7222.
44. *Dumitru T.A.* Effect of subduction parameters on geothermal gradients in forearcs, with an application to Franciscan subduction in California // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. № B1. P. 621–641.
45. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth. Plan. Int.* 1981. Vol. 25. P. 297–356.
46. *Engelbreton D.C., Cox A., Thompson G.A.* Relative motions between oceanic and plates in the Pacific Basin // *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 1985. Vol. 206. 59 p.
47. *Ernst W.G.* Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones // *Tectonophysics*. 1972. Vol. 17. P. 255–272.
48. *Ernst W.G.* Metamorphism of Franciscan tectonostratigraphic assemblage, Pacheco Pass area, east-central Diablo Range, California Coast Ranges // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. Vol. 105. P. 618–636.
49. *Finn C., Williams D.L., Couch R.W., Danes Z.F., Pitts G.S., Phillips W.M.* Gravity anomaly and terrain maps of the Cascade range, California, Oregon, Washington, and British Columbia // *Geophysical investigations map*, Published by the US Geological Survey, 1986.
50. *Grand S.P.* Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American Plate // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. № B13. P. 14065–14090.
51. *Guffanti M., Clyne M.A., Muffler L.J.P.* Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. № B2. P. 3003–3013.
52. *Guffanti M., Weaver C.S.* Distribution of the late Cenozoic volcanic vents in the Cascadia Range: Volcanic arc segmentation and regional tectonic considerations // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 6513–6529.
53. *Hart W.K.* Chemical and isotopic evidence for mixing between depleted and enriched mantle, northwestern USA // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. Vol. 49. P. 131–144.
54. *Hughes S.S.* Mafic magmatism and associated tectonism of central High Cascade Range, Oregon // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. № B12. P. 19623–19638.
55. *Hughes S.S., Taylor E.M.* Geochemistry, petrogenesis, and tectonic implications of central High Cascade mafic platform lavas // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1986. Vol. 97. P. 1024–1036.
56. *Humphreys E.D., Dueker K.G.* Physical state of the western U.S. upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B5. P. 9635–9650.
57. *Humphreys E.D., Dueker K.G.* Western U.S. upper mantle structure // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B5. P. 9615–9634.
58. *Hyndman R.D., Drury M.J.* The physical properties of oceanic basement rocks from deep drilling on the Mid-Atlantic ridge // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. P. 4042–4060.
59. *Hyndman R.D., Wang K.* Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. № B2. P. 2039–2060.
60. *Hyndman R.D., Yorath C.J., Clowes R.M., Davis E.E.* The northern Cascadia subduction zone at Vancouver Island: seismic structure and tectonic history // *Can. J. Earth Sci.* 1990. Vol. 27. № 3. P. 313–329.
61. *Jarrard R.D., MacKay M.E., Westbrook G.K., Screamor E.J.* Log-based porosity of ODP sites on the Cascadia accretionary prism / Eds. Carson B., Westbrook G.K., Musgrave R.J., Suess E. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*. 1995. Vol. 146 (Pt. 1). P. 313–335.
62. *Johnson H.P., Semyan S.W.* Age variation in the physical properties of oceanic basalts: Implications for crustal formation and evolution // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B2. P. 3123–3134.
63. *Johnston J.E., Christensen N.I.* Seismic properties of layer 2 basalts // *Geophys. J. Int.* 1997. Vol. 128. P. 285–300.
64. *Keach II R.W., Oliver J.E., Brown L.D., Kaufman S.* Cenozoic active margin and shallow Cascades structure: COCORP results from western Oregon // *Geological society of America Bulletin*. 1989. Vol. 101. № 6. P. 864–875.
65. *Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. № B8. P. 8089–8115.
66. *Kulm L.D., von Huene R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1973. Vol. 18. Washington

- (U.S. Government Printing Office). 1973. Sites 174–177. P. 97–285.
67. *Leaver D.S., Mooney W.D., Kohler W.M.* A seismic refraction survey of the Oregon Cascades // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 3121–3134.
  68. *Lerner-Lam A.L., Jordan T.H.* How thick are the continents? // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. № B13. P. 14007–14026.
  69. *Lewis T.J., Bentkowski W.H., Davis E.E., Hydman R.D., Souther J.G., Wright J.A.* Subduction of the Juan de Fuca plate: Thermal consequences // *J. Geophys. Res.* 1988. № B12. P. 15207–15225.
  70. *Lonsdale P.* Paleogene history of Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. Vol. 100. № 5. P. 733–754.
  71. *MacLeod N.S., Tiffin D.L., Snavely P.D., Currie R.G.* Geological interpretation of magnetic and gravity anomalies in the Strait of Juan de Fuca, U.S.–Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1977. Vol. 14. P. 223–238.
  72. *Matsushima S.* Partial melting of rocks observed by the sound velocity method and the possibility of a quasi-dry low velocity zone in the upper mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1989. Vol. 55. P. 306–312.
  73. *McLaughlin R.J., Sliter W.V., Sorg D.H., Russell P.C., Sarna-Wojcicki A.M.* Large-scale right-slip displacement on the East San Francisco Bay Region fault system, California: Implications for location of late Miocene to Pliocene Pacific plate boundary // *Tectonics.* 1996. Vol. 15. № 1. P. 1–18.
  74. *Michaelson C.A., Weaver C.S.* Upper mantle structure from teleseismic P-wave arrivals in Washington and Northern Oregon // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. P. 2077–2094.
  75. *Miller K.C., Keller G.R., Gridley J.M., Luetgert J.H., Mooney W.D., Thybo H.* Crustal structure along the west flank of the Cascades, western Washington // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. № B8. P. 17857–17873.
  76. *Monger J.W.H., van der Heyden P., Jouney J.M., Evenchick C.A.* Jurassic-Cretaceous basins along the Canadian Coast Belt: Their bearing on pre-mid-Cretaceous sinistral displacements // *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 175–178.
  77. *Mooney W.D., Weaver C.S.* Regional crustal structure and tectonics of the Pacific Coastal States; California, Oregon, and Washington // *Pakiser L.S., Mooney W.D.* Geophysical framework of the continental United States. Colorado: Boulder, 1989. Geological Society of America. Memoir 172. P. 129–162.
  78. *Niu Y., Batiza R.* In situ densities of MORB melts and residual mantle: Implications for buoyancy forces beneath mid-oceanic ridges // *J. Geol.* 1991. Vol. 99. B. 767–775.
  79. *Peacock S.M.* Blueschist-facies metamorphism, shear heating, and P-T-t paths in subduction shear zones // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № B12. P. 17693–17707.
  80. *Ponko S.C., Peacock S.M.* Thermal modeling of the southern Alaska subduction zone: Insight into the petrology of subducting slab and overlying mantle wedge // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № B11. P. 22117–22128.
  81. *Priest G.R.* Volcanic and tectonic evolution of the Cascade Volcanic arc, central Oregon // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. № B12. P. 19583–19599.
  82. *Priest G.R., Vorg B.F.* Geology and geothermal resources of the central Oregon Cascade Range // *Spec. Pap. Oreg. Dep. Geol. Miner. Ind.* 1983. Vol. 15. 123 p.
  83. *Rasmussen J., Humphreys E.* Tomographic image of the Juan de Fuca plate beneath Washington and Western Oregon using teleseismic P-wave travel times // *Geophys. Res. Lett.* 1988. Vol. 15. № 12. P. 1417–1420.
  84. *Ringwood A.E.* Mantle dynamics and basalt petrogenesis / Eds. K. Kobayashi, I.S. Sacks. Structures and Processes in Subduction Zones // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 112. P. 17–34.
  85. *Romanyuk T.V., Blakely R.J., Mooney W.D.* The Cascadia subduction zone: two contrasting models of lithospheric structure // *Physics and Chemistry of the Earth.* 1998. Vol. 23. № 3. P. 297–301.
  86. *Sato H., Sacks S.* Anelasticity and thermal structure of the oceanic upper mantle: Temperature calibration with heat flow data // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. № B5. P. 5705–5715.
  87. *Scott D.R., Stevenson D.J.* A Self-consistent model of melting, magma migration and Buoyancy-Driven circulation beneath mid-oceanic ridges // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. № B3. P. 2973–2988.
  88. *Severinghaus J., Atwater T.* Cenozoic geometry and thermal state of subducting slabs beneath western North America / Ed. Wernice B.P. // Basin and range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada. Geological Society of America. 1990. Memoir 176. P. 1–22.
  89. *Shi Y., Wang C., Langseth M.C., Hobart M., Huene R.* Heat flow and thermal structure of the Washington–Oregon accretionary prism – a study of the lower slope // *Geophys. Res. Letts.* 1988. Vol. 15. № 10. P. 1113–1116.
  90. *Snavely P.D., Jr., von Huene R., Mann D.M., Miller J.* The central Oregon margin, line WO76-4, seismic images of modern convergent margin tectonic structure // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol.* 1986. Vol. 26. P. 26–27.
  91. *Snavely P.D., Wagner H.C.* Geological sketch of northwest Oregon // *Geological Survey Bulletin.* 1964. 1181-M,N. Washington, 1964. M1-M17.
  92. *Stacey R.A., Stephens L.E.* An interpretation of gravity measurements on the west coast of Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1969. Vol. 6. P. 463–474.
  93. *Stevenson J.M., Hilderbrand J.A., Zumberge M.A., Fox C.G.* An ocean bottom gravity study of the southern Juan de Fuca Ridge // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B3. P. 4875–4888.
  94. *Stock J.M., Molnar P.* Uncertainties and implications of the late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates // *Tectonics.* 1988. Vol. 7. № 6. P. 1339–1384.
  95. *Stoddard P.R., Wainright E.J.* A reconstruction of the Northeastern Pacific from the Hawaii–Emperor hotspot trace // *Tectonophysics.* 1983. V. 99. P. 221–229.
  96. *Taylor E.M.* Volcanic history and tectonic development of the Central Cascade Range, Oregon // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. № B12. P. 19611–19622.

97. *Thompson G.A., Catchings R., Goodwin E., Holbrook S., Jarchow C., Mann C., McCarthy J., Okava D.* Geophysics of the western Basin and Range province / Pakiser L.S., Mooney W.D. // Geophysical framework of the continental United States. Colorado: Boulder, 1989. Geological Society of America. Memoir 172. P. 177–204.
98. *Tobin H.J., Moore J.C., MacKay M.E., Orange D.L., Kul L.V.* Fluid flow along a strike-slip fault at the toe of the Oregon accretionary prism: Implication of the geometry of frontal accretion // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. Vol. 105. P. 569–582.
99. *Thehu A.M., Asudeh I., Brocher T.M., Luetgert J.H., Mooney W.D., Nabelek J.L., Nakamura Y.* Crustal architecture of the Cascadia Forearc // *Science.* 1994. Vol. 266. P. 237–243.
100. *Trehu A.M., Wheeler W.H.* IV. Possible evidence for subducted sedimentary materials beneath central California // *Geology.* 1987. Vol. 15. P. 254–258.
101. *Verplanck E.P., Duncan R.A.* Temporal variations in plate convergence and eruption rates in the Western Cascades, Oregon // *Tectonics.* 1987. Vol. 6. № 2. P. 197–209.
102. *Von Huene R., Scholl D.W.* Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust // *Rev. Geophys.* 1991. Vol. 29. № 3. P. 279–316.
103. *Walcott R.I.* The Bouguer anomaly map of southwestern British Columbia. Iniversity of British Columbia Institute of Earth Sciences. 1967. Scientific Report 15. 74 p.
104. *Wang C.Y., Shi Y., Hwang W.T., Chen H.* Hydrogeologic processes in the Oregon–Washington accretionary complex // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. № B6. P. 9009–9023.
105. *Weaver C.S., Baker G.E.* Geometry of the Juan de Fuca plate beneath Washington – Evidence from seismicity and the 1949 South Pugen Sound earthquake // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1988. Vol. 78. P. 264–275.
106. *Weaver C.S., Michaelson C.A.* Seismicity and volcanism in the Pacific Northwest: Evidence for the segmentation of the Juan de Fuca plate // *Geophys. Res. Lett.* 1985. Vol. 12. P. 215–218.
107. *Wells R.E., Engebreston P.D., Snavely Jr., Coe R.S.* Cenozoic plate motions and the volcano-tectonic evolution of western Oregon and Washington // *Tectonics.* 1984. Vol. 3. № 2. P. 275–294.
108. *Yasuda A., Fujii T., Kurita K.* Melting phase relations of an anhydrous mid-oceanic ridge basalts from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B5. P. 9401–9414.
109. *Yuan T., Spence G.D., Hyrdman R.D.* Seismic velocities and inferred porosities in the accretionary wedge sediments at the Cascadia margin // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B3. P. 4413–4427.

Рецензенты: Н.А. Богданов, А.С. Перфильев

## Cascade Subduction Zone: A Tectono-Geophysical Model

T. V. Romanyuk<sup>1</sup>, W. D. Mooney<sup>2</sup>, and R. J. Blakely<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Physics of the Earth, B. Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123810 Russia*

<sup>2</sup>*US Geological Survey, Middlefield 345, Menlo Park, 2-94025 USA*

**Abstract**—The aim of this study was to derive integrated and interrelated tectonic, geological, geophysical models along two best studied profiles across the contrasting northern and central segments of the Cascade subduction zone. The models are based on physical parameters such as seismic velocity, density, and temperature and on the knowledge of the lithological composition of the rocks. A new tectonic interpretation is offered for the structure of the crust and upper mantle under the Cascade subduction zone, the key point of which is the detachment of the lower portion of the down-going oceanic slab (“break” of the slab) ~42 Ma ago and the subsequent rearrangement of mantle convection flows, which violated the ordinary structure of the convergent zone. After the break of the slab, the edge of the still drifting North American continent rode over the hot oceanic mantle of the mid-oceanic ridge. This caused tholeiitic volcanic activity in the Western Cascades 40–18 Ma ago and the subsequent renewal of magmatic and tectonic activity in the western third of the North American continent, including the rise and extension of the crust, which resulted in the formation of the Basin and Range Province. A short-lived upward flow of a hot material above the break line of the oceanic slab produced the Western Cascades complex of volcanic and volcanogenic sedimentary rocks at a distance from the oceanic trench twice as small as is common for oceanic arcs, its tholeiitic lavas being uncommon for volcanic arcs. Some time after the break of the oceanic slab, subduction resumed, but the slab, devoid of its cold eclogite portion, sank into the mantle slowly and at a low-dipping angle, slowly cooling the continental margin, reducing the volcanic activity of the Western Cascades, and causing the retreat of the volcanic front to the east. Owing to the slow subduction rate, the North American continent could not drift westward over a significant distance by the time when the edge of the oceanic slab sank into the mantle to the depth of the asthenosphere, shutting off the flow of a new hot material under the edge of the continent. As a result, a substantial portion of the hot oceanic asthenosphere of the mid-oceanic ridge happened to underlie the edge of the continent behind the new subduction plane. Approximately 10 Ma ago, the Oregon margin again experienced the conditions typical of subduction zones and the High Cascade arc was formed with its andesitic and more silicic magmas. Thus, as a result of the Cenozoic tectonic activity, the upper mantle under the Oregon margin happened to contain magma sources generating basalts similar to the basalts of mid-oceanic ridges and island arcs and to the magmas of intracratonic rifts.

## К 90-ЛЕТИЮ ЛЬВА ИСААКОВИЧА КРАСНОГО



4 апреля 2001 г., практически совпадая с Днем геолога, исполняется 90 лет Льву Исааковичу Красному – многолетнему члену редколлегии нашего журнала, одному из патриархов отечественной геологии, геологической и тектонической картографии, завершившего совсем недавно, в середине 2000 г., работу над составлением “Геолого-минерагенической карты Мира” масштаба 1 : 15000000 с комплектом объяснительных записок.

Л.И. Красный – член-корреспондент РАН, лауреат Ленинской и Государственной премий, награжден многими орденами и медалями, участник Великой Отечественной войны, автор более 200 научных работ и многочисленных геологических и специализированных карт территории СССР, России, сопредельных районов Китая, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана.

Лев Исаакович родился в 1911 г. в Петербурге в семье учителя. В дальнейшем с Ленинградом были тесно связаны многие страницы его жизни:

Ленинградский горный институт, аспирантура, защита осажденного города во время Великой Отечественной войны (командир батареи и начальник штаба форта “Красная Горка” на Балтике), а затем многолетняя работа во ВСЕГЕИ.

По окончании в 1936 г. Горного института Лев Исаакович в Дальневосточном геологическом управлении проводил геологическую съемку и поиски полезных ископаемых в наиболее труднодоступных и неисследованных районах Нижнего Приамурья, Восточного Сихотэ-Алиня и Западного Приохотья.

С 1956 по 1971 г. Л.И. Красный возглавляет во ВСЕГЕИ отдел геологии и полезных ископаемых Восточных районов. Труды Л.И. Красного существенно обогатили российскую геологическую науку и содействовали созданию научно-обоснованной геологической базы для комплексного геолого-геофизического и минерагенического изучения Дальнего Востока.

В 1970 г. Л.И. Красный избирается членом-корреспондентом АН СССР. В Хабаровске он возглавил руководство отделом региональной геологии Дальневосточного института минерального сырья Мингео СССР, уделяя большое внимание созданию надежной стратиграфической базы, достоверности биостратиграфического расчленения разновозрастных образований, повышению качества геолого-съёмочных работ. По инициативе Льва Исааковича в Хабаровске созданы Дальневосточный филиал НРС ВСЕГЕИ и Дальневосточная региональная межведомственная стратиграфическая комиссия.

В 1975 г. Л.И. Красный назначается председателем Совета по координации научно-исследовательских и тематических геологических и геофизических работ Мингео СССР в регионе Байкало-Амурской магистрали. Под его научным руководством и при непосредственном участии был реализован ряд крупных проектов.

В 1991 г. Л.И. Красному присуждена Государственная премия РСФСР в области науки и техники за комплекс обобщающих работ по геологии, гидрогеологии и инженерной геологии зоны БАМ.

Проводя работу по обобщению материала по тектонике континентов, океанов и переходных зон между ними, в 1962 г. Лев Исаакович впервые обратился к вопросам тектонической систематики и терминологии, и спустя 10 лет вышло в свет первое, а в 1977 г. – второе издание книги “Проблемы тектонической систематики”.

В середине 60-х годов Лев Исаакович выдвинул концепцию геоблоковой делимости литосферы Земли, различные аспекты которой были восприняты геологами разных специальностей. Геоблоки были определены им как крупные региональные структуры, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма, метаморфизма и минерации. Эта концепция первоначально была обоснована материалами по геологии и тектонике Дальнего Востока и Северо-Востока СССР и значительной части Азии (1967 г.). В дальнейшем было установлено, что закономерности распределения глубинных и поверхностных неоднородностей Земли наиболее полно раскрываются при анализе геологического строения

всей планеты, что нашло отражение в книге “Глобальная система геоблоков” (1984 г.).

Л.И. Красный создал школу дальневосточных региональных геологов, сплотив вокруг себя талантливых исследователей из производственных и научных организаций. Среди его учеников немало докторов и кандидатов наук, первооткрывателей месторождений, крупных руководителей геологоразведочного производства и науки. Он является деятельным участником международных конгрессов, пропагандируя достижения советской и российской науки за рубежом.

Л.И. Красный был участником XXX (г. Пекин) и XXXI (г. Рио-де-Жанейро) сессии МГК, на которых представлялись составленные под его редакцией “Геологическая карта Приамурья” и “Геолого-минералогическая карта Мира”.

В опубликованных в последние годы работах рассмотрены: геолого-структурные связи с минерацией, а также уникальные рудные неоднородности Земли (1995 г.), проблемы ангулярной тектоники (1996 г.), геолого-структурные особенности суперструктур Земли (1998 г.), глобальной нефтегазоносности (1999 г.), глубинных восходящих фидерных структур (плюмы, плюмажи – горячие пятна, астеносферные (мантийные) диапиры) (2000 г.). Перечень опубликованных в последнем десятилетии работ подчеркивает их прикладную и комплексную тектоно-минералогическую направленность, реализованную в 1998 г. в работе “Основные черты геологии и минерации Мира” и в 2000 г. в “Геолого-минералогической карте Мира” и четырех объяснительных записках к ней.

За боевые заслуги в Великой Отечественной войне Л.И. Красный награжден тремя орденами Отечественной войны II степени и многими медалями. За трудовые успехи Л.И. Красный награжден орденами “Знак Почета” и “Дружба народов”.

Мы поздравляем Льва Исааковича Красного с юбилеем и желаем доброго здоровья, долгих плодотворных лет жизни и больших творческих свершений на благо нашей Родины.

*Межведомственный тектонический комитет  
Редколлегии журнала “Геотектоника”*

Сдано в набор 12.02.2001 г.

Подписано к печати 10.04.2001 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 5.0 тыс.

Уч.-изд. л. 14.1

Бум. л. 7.0

Тираж 347 экз.

Зак. 2106

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН



## Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика"

на английском языке

- |   |   |
|---|---|
| Acoustical Physics                                      | Molecular Biology                                   |
| Applied Biochemistry and Microbiology                   | Oceanology  |
| Astronomy Letters                                       | Optics and Spectroscopy                             |
| Astronomy Reports                                       | Paleontological Journal                             |
| Automation and Remote Control                           | Pattern Recognition and Image Analysis              |
| Biochemistry (Moscow)                                   | Petroleum Chemistry                                 |
| Biology Bulletin  | Petrology   |
| Biophysics  | Physics of Atomic Nuclei                            |
| Colloid Journal   | Physics of Particles and Nuclei                     |
| Computational Mathematics and Mathematical Physics      | Physics of the Solid State                          |
| Cosmic Research   | Plasma Physics Reports                              |
| Crystallography Reports                                 | Polymer Science, Series A                           |
| Differential Equations                                  | Polymer Science, Series B                           |
| Doklady Biochemistry and Biophysics                     | Polymer Science, Series C                           |
| Doklady Biological Sciences                             | Problems of Information Transmission                |
| Doklady Chemistry                                       | Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics |
| Doklady Earth Sciences                                  | Programming and Computer Software                   |
| Doklady Mathematics                                     | Protection of Metals                                |
| Doklady Physical Chemistry                              | Radiochemistry                                      |
| Doklady Physics   | Russian Journal of Applied Chemistry                |
| Entomological Review                                    | Russian Journal of Biorganic Chemistry              |
| Eurasian Soil Science                                   | Russian Journal of Biotechnology                    |
| Geochemistry International                              | Russian Journal of Coordination Chemistry           |
| Geology of Ore Deposits                                 | Russian Journal of Developmental Biology            |
| Geomagnetism and Aeronomy                               | Russian Journal of Ecology                          |
| Geotectonics  | Russian Journal of Electrochemistry                 |
| Glass Physics and Chemistry                             | Russian Journal of General Chemistry                |
| Herald of the Russian Academy of Sciences               | Russian Journal of Genetics                         |
| High Energy Chemistry                                   | Russian Journal of Inorganic Chemistry              |
| High Temperature  | Russian Journal of Marine Biology                   |
| Human Physiology  | Russian Journal of Mathematical Physics             |
| Inorganic Materials                                     | Russian Journal of Nondestructive Testing           |
| Instruments and Experimental Techniques                 | Russian Journal of Organic Chemistry                |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics              | Russian Journal of Physical Chemistry               |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth                   | Russian Journal of Plant Physiology                 |
| Journal of Analytical Chemistry                         | Russian Microelectronics                            |
| Journal of Communications Technology and Electronics    | Semiconductors                                      |
| Journal of Computer and Systems Sciences International  | Solar System Research                               |
| Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology     | Stratigraphy and Geological Correlation             |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics         | Studies on Russian Economic Development             |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters | Technical Physics                                   |
| Journal of Ichthyology                                  | Technical Physics Letters                           |
| Kinetics and Catalysis                                  | The Physics of Metals and Metallography             |
| Laser Physics   | Theoretical Foundations of Chemical Engineering     |
| Lithology and Mineral Resources                         | Thermal Engineering                                 |
| Microbiology  | Water Resources                                     |

## Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Агрохимия  
 Автоматика и телемеханика\*  
 Акустический журнал\*  
 Астрономический вестник\*  
 Астрономический журнал\*  
 Биологические мембраны  
 Биология внутренних вод  
 Биология моря\*  
 Биоорганическая химия\*  
 Биофизика\*  
 Биохимия\*  
 Вестник РАН\*  
 Вестник древней истории  
 Водные ресурсы\*  
 Вопросы ихтиологии\*  
 Вопросы философии  
 Вопросы языкознания  
 Восток  
 Вулканология и сейсмология  
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)\*  
 Генетика\*  
 Геология рудных месторождений\*  
 Геомагнетизм и аэрномия\*  
 Геоморфология  
 Геотектоника\*  
 Геохимия\*  
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология  
 Государство и право  
 Дефектоскопия\*  
 Дифференциальные уравнения\*  
 Доклады Академии наук\*  
 Журнал аналитической химии\*  
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова  
 Журнал вычислительной математики и математической физики\*  
 Журнал научной и прикладной фотографии  
 Журнал неорганической химии\*  
 Журнал общей биологии  
 Журнал общей химии\*  
 Журнал органической химии\*  
 Журнал прикладной химии\*  
 Журнал технической физики\*  
 Журнал физической химии\*  
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии\*  
 Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Защита металлов\*  
 Земля и Вселенная  
 Зоологический журнал  
 Известия АН. Механика жидкости и газа  
 Известия АН. Механика твердого тела  
 Известия АН. Серия биологическая\*  
 Известия АН. Серия географическая  
 Известия АН. Серия литературы и языка  
 Известия АН. Серия физическая  
 Известия АН. Теория и системы управления\*  
 Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
 Известия АН. Энергетика  
 Исследование Земли из космоса  
 Кинетика и катализ\*  
 Коллоидный журнал\*  
 Координационная химия\*  
 Космические исследования\*  
 Кристаллография\*  
 Лесоведение  
 Литология и полезные ископаемые\*  
 Микробиология\*  
 Микроэлектроника\*  
 Мировая экономика и международные отношения  
 Молекулярная биология\*  
 Нейрохимия  
 Неорганические материалы\*  
 Нефтехимия\*  
 Новая и новейшая история  
 Общественные науки и современность  
 Океанология\*  
 Онтогенез\*  
 Оптика и спектроскопия\*  
 Отечественная история  
 Палеонтологический журнал\*  
 Петрология\*  
 Письма в Астрономический журнал\*  
 Письма в Журнал технической физики\*  
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования  
 Почвоведение\*  
 Приборы и техника эксперимента\*  
 Прикладная биохимия и микробиология\*  
 Прикладная математика и механика  
 Проблемы машиностроения и надежности машин  
 Проблемы передачи информации\*  
 Программирование\*  
 Психологический журнал  
 Радиационная биология и радиоэкология  
 Радиотехника и электроника\*  
 Радиохимия\*  
 Расплавы  
 Российская археология  
 Русская речь  
 Сенсорные системы  
 Славяноведение  
 Социологические исследования  
 Стратиграфия. Геологическая корреляция\*  
 Теоретические основы химической технологии\*  
 Теплофизика высоких температур\*  
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова\*  
 Успехи современной биологии  
 Успехи физиологических наук  
 Физика Земли\*  
 Физика и техника полупроводников\*  
 Физика и химия стекла\*  
 Физика металлов и металловедение\*  
 Физика плазмы\*  
 Физика твердого тела\*  
 Физиология растений\*  
 Физиология человека\*  
 Химическая физика  
 Химия высоких энергий\*  
 Химия твердого топлива  
 Экология\*  
 Экономика и математические методы  
 Электрохимия\*  
 Энергия, экономика, техника, экология  
 Этнографическое обозрение  
 Энтомологическое обозрение\*  
 Ядерная физика\*

\* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке