

К. Э. Делерев

ISSN 0016-853X

Номер 2

Март - Апрель 2004



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 2004 Март–Апрель

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский*

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),
В.А. Верниковский, Ю.А. Волож, А.О. Глико, С.С. Драчев,
А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Е.А. Константиновская,
Н.В. Короновский, К. Крук (Австралия), Ю.Г. Леонов,
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),
А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро,
В.Н. Шолпо, А.А. Щипанский

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

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), S.S. Dratchev, A.O. Glicko,
V.E. Khain, A.L. Knipper, E.A. Konstantinovskaia, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,
Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),
A.S. Perfiyev, S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, A.A. Shchipanskii, V.N. Sholpo,
V.A. Vernikovskii, Yu.A. Volozh

“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
Научный редактор Н.Б. Заборовская*

*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”**

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2004

Виктор Ефимович Хаин (90 лет со дня рождения)	3
Мой путь в тектонике <i>В. Е. Хаин</i>	5
Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля МОГТ 4В <i>М. В. Минц, Р. Г. Берзин, А. К. Сулейманов, Н. Г. Заможная, В. М. Ступак, А. Н. Конилов, В. Л. Злобин, Т. В. Каулина</i>	10
Тектоническая интерпретация петрохимических характеристик протерозойских и палеозойских щелочных пород Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) <i>В. М. Моралев, М. Д. Самсонов</i>	30
Тепловое поле и термическая модель литосферы Урала (в связи с бурением сверхглубокой скважины СГ-4) <i>М. Д. Хуторской, Ю. Г. Леонов, Л. А. Певзнер, Г. Н. Савельева</i>	42
Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона <i>А. В. Ершов, А. М. Никишин</i>	55
О возможной связи вариаций сейсмичности Анатолии и Карпат <i>Е. В. Архипова</i>	73
Позднекайнозойское напряженное состояние земной коры Прихубсугуля (Северная Монголия) по натурным и экспериментальным данным <i>В. А. Саньков, А. И. Мирошниченко, А. В. Парфеевец, А. В. Аржанникова, А. В. Лухнев</i>	78

Рецензии

Новый выдающийся труд по истории становления и развития геологической науки в России (Ю.Я. Соловьев, З.А. Бессуднова, Л.Т. Пржедецкая. Отечественные действительные и почетные члены Российской академии наук. XVIII–XX вв. Геология и горные науки) <i>Д. А. Туголесов</i>	91
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	95

Contents

No. 2, 2004

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

Victor Efimovich Khain (on his 90th Birthday)	3
My Path in Tectonics <i>V. E. Khain</i>	5
The Deep Structure of Early Precambrian Crust of the Karelian Craton, Southeastern Fennoscandian Shield: Results of Investigation along CMP Profile 4B <i>M. V. Mints, R. G. Berzin, A. K. Suleimanov, N. G. Zamozhnyaya, V. M. Stupak, A. N. Konilov, V. L. Zlobin, and T. V. Kaulina</i>	10
A Tectonic Interpretation of Petrochemical Signatures of Proterozoic and Paleozoic Alkaline Rocks from the Porjaguba Dike Swarm, Kandalaksha Bay, White Sea <i>V. M. Moralev and M. D. Samsonov</i>	30
The Thermal Field and a Thermal Model of the Ural Lithosphere in View of SG-4 Superdeep Drilling <i>M. D. Khutorskoi, Yu. G. Leonov, L. A. Pevzner, and G. N. Savelieva</i>	42
Recent Geodynamics of the Caucasus–Arabia–East Africa Region <i>A. V. Ershov and A. M. Nikishin</i>	55
Possible Relations between Seismicity Variations in the Carpathians and Anatolia <i>E. V. Arkhipova</i>	73
Late Cenozoic State of Stress in the Earth's Crust of the Khubsugul Region (Northern Mongolia): Field and Experimental Evidence <i>V. A. San'kov, A. I. Miroshnichenko, A. V. Parfeevets, A. V. Arzhannikova, and A. V. Likhnev</i>	78

Reviews

New Outstanding Treatise on the History of the Buildup and Development of the Science of Geology in Russia (Yu. Ya. Solov'ev, Z. A. Bessudnova, and L. T. Przhedetskaya. Native Full Members and Honorary Members of the Russian Academy of Sciences. XVIII–XX Centuries. Geology and Mining Sciences) <i>D. A. Tugolesov</i>	91
Rules for Authors	95



ВИКТОР ЕФИМОВИЧ ХАИН
(90 лет со дня рождения)

26 февраля 2004 г. исполнилось 90 лет Виктору Ефимовичу Хаину, замечательному ученому, академику РАН, одному из наиболее ярких и известных геологов-тектонистов.

Виктор Ефимович родился, вырос и стал геологом в г. Баку. С первых же самостоятельных работ на Кавказе он проявил пытливость и талант исследователя и уже в 1937 году выступил на XVII сессии Международного геологического конгресса с докладом о режиме тектонических движений земной коры. С выходом в свет фундаментальных монографий “Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа” (1950 г.) и “Геотектонические основы поисков нефти” (1954 г.) Виктор Ефимович стал одним из ведущих тектонистов нашей страны, а затем, уже на московском этапе своей творческой биографии, и в международном масштабе: он возглавил работы по созданию новой Международной тектонической карты Европы и Международной тектонической карты мира.

Исключительная одаренность, широкие знания, феноменальная память, безошибочная научная интуиция в сочетании с редкостным трудолюбием и работоспособностью определили впечатляющую продуктивность Виктора Ефимовича как ученого. Он автор более 700 научных трудов, в том числе более 40 монографий, а также один из создателей таких уникальных геологических документов, как “Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы” и “Атлас литолого-палеогеографических карт СССР”. Работая целеустремленно, Виктор Ефимович завершил свой давний замысел – создание всеобъемлющей трилогии: I. “Общая геотектоника” (несколько изданий, начиная с 1964 г.); II. “Региональная геотектоника” в пяти томах (ее обновленный вариант – “Тектоника континентов и океанов”, 2001 г.); III. “Историческая геотектоника” в трех томах. В этом воплотился свойственный Виктору Ефимовичу дар научного синтеза.

Среди научных достижений В.Е. Хаина за первые десятилетия его деятельности хотелось бы выделить важный вклад в учение о геосинклиналях, о глубинных разломах, о складчатости, а также в формационный анализ. Затем, в 1970 г., выступив с полемической статьей “Происходит ли научная революция в геологии?”, Виктор Ефимович одним из первых в нашей стране определил фундаментальные изменения в тектонической науке по мере ее перехода на основы актуализма. Его опыт геодинамической интерпретации Кавказа (1975 г.), выполненный с позиций тектоники плит, положил начало новому этапу как региональных, так и теоретических исследований в отечественной геотектонике. С тех пор проблемы тектоники плит и пути дальнейшего развития теории глобального тектогенеза (на основе новых успехов геофизики и геологии) все время находятся в центре внимания Виктора Ефимовича.

Круг научных интересов В.Е. Хаина выходит далеко за рамки геотектоники, охватывая также проблемы общей, региональной и исторической геологии, геоморфологии, палеогеографии, океанологии, петрологии, сравнительной планетологии, учения о нефти и многие другие. Ему принадлежит монография “Основные проблемы современной геологии”, обновленное издание которой вышло в 2003 г. Особую страницу творчества В.Е. Хаина составляют исследования по истории и методологии геологических наук, он главный автор двух монографий в этой области.

Живой интерес к самым разнообразным вопросам геологии, эрудиция, доброжелательное внимание и готовность поделиться научными новостями и идеями всегда привлекали к Виктору Ефимовичу множество коллег – как опытных ученых, так и начинающих исследователей, аспирантов, студентов. Его влияние в этом общении трудно переоценить. Кроме того, еще в Азербай-

джанском Индустриальном институте В.Е. Хаин начал свою успешную преподавательскую деятельность, которую продолжает до настоящего времени в МГУ им. М.В. Ломоносова. Он подготовил более 60 кандидатов наук, среди его учеников много докторов наук.

Научные заслуги В.Е. Хаина получили широкое признание. Он действительный член РАН, почетный доктор Парижского университета им. П. и М. Кюри, член Нью-Йоркской Академии, почетный член Французского, Лондонского и Болгарского геологических обществ, член Американского Геофизического союза и Американской Ассоциации геологов-нефтяников, член-корреспондент Международного комитета по истории геологических наук, почетный академик Академии естественных наук РФ. Он награжден Золотой медалью им. А.П. Карпинского, Золотой медалью им. П. Фурмарье Королевской Бельгийской Академии наук, медалью Г. Штейнманна Германского геологического общества, медалью Прествича Французского геологического общества. В.Е. Хаин лауреат Государственной премии СССР, Государственной премии РФ, премии Московского общества испытателей природы, Ломоносовской премии Московского университета.

Череда монографий и научных статей В.Е. Хаина, опубликованных за последние годы, находящихся в печати, а также тех, которые еще не сошли с рабочего стола или существуют только в замысле, все это – свидетельство неиссякающей творческой активности Виктора Ефимовича. В этот большой юбилей мы шлем ему наши сердечные поздравления и пожелания здоровья и дальнейших успехов в его выдающейся творческой и профессорской деятельности.

Редколлегия

МОЙ ПУТЬ В ТЕКТОНИКЕ

© 2004 г. В. Е. Хаин

Я заинтересовался теоретическими аспектами геотектоники практически сразу после окончания института, т.е. около 70 лет назад, и затронул один из вопросов, относящихся к этой науке (соотношение тектоники и седиментации) уже в докладе, представленном на 17-ю сессию Международного геологического конгресса в 1937 г. С тех пор и до настоящего времени в меру своих сил я следил за развитием этой науки, что находило отражение в моих публикациях – статьях, монографиях и учебниках, комментируя со своих личных позиций ход событий.

Поскольку эти публикации одновременно в известной мере отражают ход развития тектоники на протяжении многих десятилетий, мне показалось небезынтересным поделиться своим обзором об этом с читателями “Геотектоники”. Я озаглавил этот обзор “Пой путь в тектонике”, беря пример с великого Станиславского, назвавшего свою знаменитую книгу “Моя жизнь в искусстве”, но отнюдь не претендуя, конечно, на его славу.

После доклада на 17-м конгрессе, опубликованного, но не прочитанного, я напечатал в “Бюллетене МОИП” довольно большую статью “Осцилляционный ритм земной коры”, которая, по существу, открыла одно из излюбленных мной направлений исследований в тектонике, касающееся многопорядковой цикличности геологических процессов, – проблему, которая меня занимает и по сей день. В этой статье критически рассмотрены и взгляды русских геологов – Архангельского, Усова, и зарубежных – Грабау, Бухера, Умбгрова и др. на природу геологической цикличности и подчеркнуто ее важное значение и глобальный характер проявления.

В последующие годы, 40-е, 50-е, я затрагивал в своих статьях отдельные вопросы, касающиеся закономерностей развития геосинклиналей (в частности, вопрос о роли инверсии) и платформ. В 1960 г. в связи со столетием учения о геосинклиналях была опубликована в “Советской геологии” моя статья, написанная совместно с Ю.М. Шейнманном и в рукописи разруганная В.В. Белоусовым, а статья о развитии платформ подверглась печатной критике со стороны М.Ф. Мирчинка и А.А. Бакирова. Попало мне за одну из статей и от Н.С. Шатского, но я горжусь тем, что это его косвенно побудило написать одну из своих наиболее

удачных работ “О длительности складкообразования и фазах складчатости”. Эта полемика касалась модной в то время дискуссии вокруг взглядов Г. Штилле и “неокатастрофизма”. Свои взгляды, с учетом высказываний Н.С. Шатского, я подытожил в статье о непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов, позаимствовав само это определение из работы М.И. Варенцова и считая его принципиально наиболее правильным.

В 1958 году я выступил в Московском обществе испытателей природы со своим первым критическим обзором предложенных к тому времени тектонических гипотез. А в 1964 году было опубликовано первое издание моей “Общей геотектоники”.

Предпринять этот труд меня побудило прежде всего желание создать учебное пособие по курсу, который я начал читать в 1945 г. в Баку, в Азербайджанском Индустриальном институте. В нем я поставил себе цель дать “объективное изложение различных, иногда противоположных взглядов по отдельным дискуссионным вопросам с выдержанностью определенной принципиальной линии, представляющейся автору наиболее правильной”.

В соответствии с этим, в одной из заключительных глав книги дается обзор предложенных к тому времени тектонических гипотез. В нем рассмотрены контракционная гипотеза, гипотеза расширяющейся Земли, пульсационная, гипотеза дрейфа материков Вегенера, причем отмечено, что в последние годы мы являемся свидетелями возрождения интереса к идеям мобилизма; а также гипотеза подкорковых течений, гипотеза глубокой дифференциации, почему-то объединенная с расширением Земли. К этой последней гипотезе отнесена концепция В.В. Белоусова, изложенная в его монографиях 1948–62 гг. Хотя автор этих строк в те годы испытал значительное влияние идей В.В. Белоусова, уже в этой книге высказаны некоторые упреки в адрес его построений, оказавшиеся затем справедливыми, – это недоучет роли горизонтальных движений коры, якобы имевшая место смена “гранитной” стадии в развитии Земли “базальтовой”, ограничение сферы действия тектонических процессов глубиной 900 км, игнорирование влияния космических факторов на тектоническую “жизнь” Земли. В связи с последним довольно много места уделено ротационной гипотезе и особо рассмотрены взгляды А.В. Пей-

ве, высказанные им в 1961 г. При этом положительно оценивается мысль о возможности дифференциальных перемещений блоков коры и верхней мантии вдоль горизонтальных поверхностей раздела между слоями разного состава.

Заключая свой критический обзор тектонических гипотез, я пришел к выводу, что основной причиной их разнообразия и противоречивости служит сложность и многообразие тектонических движений и факторов, их порождающих, и что в этих условиях авторы гипотез сосредоточивали свое внимание на одной какой-то стороне структуры и развития Земли. И далее я предпринял довольно наивную попытку представить “эволюционный ряд структурных элементов земной коры”, каким он тогда мне казался наиболее вероятным. Надо сказать все же, что этот “эволюционный ряд” в общем уже напоминает цикл Вилсона, – он начинается первичным океаном и заканчивается вторичным океаном, проходя через геосинклинальный пояс, ороген, рифты и авлакогены и впадины красноморского и окраинно-морского типа. Но, конечно, мы в нем не находим еще ни спрединга, ни субдукции, хотя наклоненные под континент зоны разломов по краям океанов показаны.

Через 9 лет после первого издания “Общей геотектоники”, в 1973 г., последовало и второе издание. В предисловии к нему я указывал, что за этот промежуток времени появились принципиально новые данные по океанам, по глубинному строению коры и верхней мантии, по геологии докембрия, но не отметил самого главного – возрождения мобилизма и появления тектоники плит. Правда, это было учтено при переработке заключительной главы книги. В ней тектонические гипотезы разделены на две группы: классические и современные, а к последним отнесены гипотезы глубинной дифференциации Белоусова–Беммелена и гипотеза новой глобальной тектоники – тектоники плит. Последняя была изложена впервые в нашей учебной литературе. До этого я ее привел в статье в № 1 журнала “Природа” за 1970 г., написанной в защиту тезиса Дж.Т. Вилсона о научной революции в геологии, выразившейся в появлении тектоники плит.

Изложив в этом издании “Общей геотектоники” основные положения тектоники плит, я сопроводил это рядом оговорок и, в частности, отметил, что главным возражением против мобилизма может служить длительное унаследованное развитие структуры земной коры, выражающееся в сохранении сети устойчиво существующих линейных элементов. Однако, писал я, это противоречие нельзя считать непреодолимым. И далее констатировал: “В общем дискуссия вокруг мобилизма находится еще в полном разгаре... и поэтому было бы преж-

двременным делать какие-то окончательные выводы”. “Представляется, однако, что накопленного материала...уже достаточно, чтобы отказать от “интегрального фиксизма”, не допускающего сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений крупных блоков литосферы”.

Вот таким мне виделось положение дел в 1973 году (вернее, 1972-м, когда писалась книга).

Дискуссия, о которой шла речь в книге 1973 г., активно продолжалась в 70-е и отчасти 80-е годы, и автор принимал в ней деятельное участие, все больше отстаивая правомочность идей тектоники плит. Тем не менее, в учебнике “Общая геотектоника”, написанном совместно с А.Е. Михайловым и изданном в 1985 году, все еще фактически на равных правах рассматриваются обе геодинамические концепции – фиксистская в версии В.В. Белоусова и мобилистская в форме тектоники плит. Отдельное место отведено “альтернативным представлениям”, в качестве которых приводятся взгляды Е.В. Артюшкова и А.В. Пейве–А.А. Савельева. При изложении тектоники плит указываются некоторые сложности развития литосферы, не учитываемые “классической” моделью, и упоминается концепция горячих точек – мантийных струй Вилсона–Моргана. Интересно соображение о том, что “корни тектономагматических процессов, наиболее энергично протекающих в тектоносфере, лежат в пограничной зоне между мантией и ядром, представляющей базальный уровень дифференциации мантийного вещества”. Фактически здесь речь идет о ставшем позднее знаменитым слое D”.

Между тем годы шли, и накопление новые фактов, особенно данных глубоководного бурения, убедительно показывало, что фиксистские представления пора считать достоянием истории науки и нет смысла забивать ими головы студентов. Поэтому при создании, совместно с М.Г. Ломизе, нового учебника “Геотектоника с основами геодинамики” (1995 г.) мы с самого начала взяли за основу теорию тектоники литосферных плит и именно на этой основе построили все дальнейшее изложение материала о строении и развитии тектоносферы и Земли в целом. В значительной мере это была инициатива моего более молодого и возможно потому более прогрессивного соавтора. Пришлось мне отказать в этой книге и от ранее милой моему сердцу геосинклинальной терминологии для подвижных поясов.

Вместе с тем если в начале книги основные положения тектоники плит излагались в их “канонической” форме, то в заключительном ее параграфе мы стремились показать, в каких поправках и дополнениях нуждаются эти положения в свете данных, полученных в последние десятиле-

тия, включая идеи плюм-тектоники, выражаясь современным языком. И был сделан такой вывод: “Дальнейшее развитие и совершенствование плитнотектонической концепции ведет, очевидно, к ее перерастанию в более общую теорию глобальной геодинамики, приближающую нас к построению настоящей теории Земли”.

В качестве “крупного шага в этом направлении” в самом конце книги приведена только что опубликованная к тому времени концепция японских геологов (С. Маруяма, М. Кумазава и др.).

Забегая несколько вперед, должен сказать, что к настоящему моменту мы с М.Г. Ломизе подготовили новое издание нашей книги, в котором вместо изложения взглядов японских коллег, которым мы справедливо отдали должное в первом издании, изложили свои собственные современные представления по глобальной геодинамике.

Отвлекаясь теперь от моих сочинений, связанных с преподавательской деятельностью, и касаясь общей эволюции моих взглядов на развитии геотектоники в последние четверть века, я должен сказать, что мне в эти годы становилось все более очевидным следующее.

Во-первых, что действие тектоники плит проявляется лишь в пределах тектоносферы, т.е. до нижней границы собственно верхней мантии. Это стало совершенно ясным в свете данных сейсмографии, появившейся в начале 80-х годов. При этом я никогда не ставил под сомнение правомочность применения принципов тектоники плит к анализу развития литосферы в фанерозое и позднем протерозое, тем более после блестящего подтверждения современной кинематики плит методом GPS.

Во-вторых, стремительно накапливающиеся данные той же сейсмографии обязывали серьезно обратить внимание на глубинную геодинамику, на ее роль в глобальной геодинамике. Но еще раньше, в 1978 г., в статье в “Геотектонике” я уже ставил вопрос о необходимости “перехода от тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза”. Позднее я неоднократно возвращался к этой теме.

В-третьих, все более серьезного внимания требовала к себе и внутриплитная тектоника и особенно магматизм. Отсюда все возрастающий интерес к плюм-тектонике.

В-четвертых, прогресс в разработке геохронологии докембрия привел к открытию, что вегенерская Пангея была не первой в истории Земли и в докембрии периодически возникали и распались подобные же суперконтиненты и, следовательно, проявлялась крупномасштабная цикличность. Нечто подобное мне мерещилось еще в далеком 1958-м году, когда я опубликовал статью

“О крупных и крупнейших циклах в истории Земли”, но теперь все это приняло гораздо более конкретные формы и заставило рассмотреть вопрос о соотношении “суперконтинентальных циклов” с ранее выделенными циклами Вилсона и Бертра. Это и было сделано мною в статье в “Геотектонике” в 2000 году (№ 6).

И, наконец, в-пятых, становилась все яснее необходимость серьезно учитывать роль в глобальной геодинамике ротационного и космического факторов. Должен сказать, что о значении этих факторов я постоянно напоминал в своих обзорных статьях и учебных руководствах, но теперь пришла пора разобраться с ними более основательно, особенно со вторым – космическим.

Вот эти пять проблем стали для меня определяющими в последние 10–15 лет моей научной деятельности.

Касаясь первых двух из них, я в 1989 г. опубликовал в “Докладах АН” статью, в которой попытался показать, что в основу глобальной геодинамики должно быть положено представление о многооболочечном строении Земли и соответствующем многоуровневом проявлении конвекции. Иначе говоря, было предложено рассматривать отдельные геосферы как квазиавтономные подсистемы системы “Земля” со своими особенностями проявления конвективного теплопереноса. И вместе с тем допускалось, что процессы, протекающие в отдельных оболочках, активно взаимодействуют, слагаясь в общую глобальную картину развития всей системы. Эта концепция продолжала развиваться мною и в последующих работах, в увязке с некоторыми другими представлениями, о которых я скажу дальше.

Проблема плюм-тектоники в последние годы становилась все более актуальной, особенно после того, как с ней стало увязываться становление крупных трапповых полей и дайковых роев континентов и исландского типа вулканических плато океанов, получивших в англоязычной литературе общее название LIP’ов (Large Igneous Provinces). Поэтому мне пришлось затронуть эту проблему в нескольких новейших своих работах, отметив нерешенность в ней трех главных вопросов; а именно: о местонахождении “корней” плюмов, об их предполагаемом фиксированном положении в глубокой мантии и о соотношении плюмов и конвективных течений. По первому вопросу я пришел к выводу, что, скорее всего, существует три уровня зарождения плюмов – слой D” (суперплюмы), пограничный слой между нижней и верхней мантией и астеносфера. Интересно, что к аналогичному выводу недавно пришла и группа французских геофизиков. Стационарность корней плюмов вызывает все большие со-

мнения, а вопрос о соотношении плюмов и конвекции оказывается весьма сложным. Значительная часть плюмов лежит в пределах или тяготеет к спрединговым хребтам и, следовательно, вписывается в восходящие ветви конвективных ячеек, но другие, особенно суперплюмы и их производные, обнаруживают независимость от последних.

Особая и важная проблема, которой также приходилось касаться, – проблема относительной роли плюм- и плейт-тектоники в истории Земли. Сначала казалось логичным допустить полное преобладание плюм-тектоники в развитии ранней Земли, по крайней мере, до позднего архея, когда проявления плейт-тектоники становятся уже вполне очевидными (офиолиты, зоны субдукции, вулканические дуги). Но теперь, с одной стороны, такие признаки обнаруживаются уже в раннем архее (Гренландия), а с другой стороны, выясняется существенная роль аккреции вулканических плато в образовании архейских гранит-зеленокаменных областей. Так что уже в архее плюм-тектоника могла “переплетаться” с плейт-тектоникой, но, вероятно, ее относительная роль была тогда более существенной.

Другая крупная проблема, упоминавшаяся выше, проблема суперконтинентов стала активно обсуждаться с середины 80-х годов. В докембрийском томе “Исторической геотектоники” (1988 г.) мы с Н.А. Божко привели имевшийся фактический материал в пользу образования таких континентов, начиная с конца архея. В дальнейшем я отождествил суперконтинентальные циклы с циклами Вилсона (так же поступили некоторые американские коллеги, Д. Теркотт, в частности) и связал образование и распад суперконтинентов со сменой не только одноячейстой конвекции многоячейстой, но и общемантийной на двухъярусную, т.е. раздельную в нижней и верхней мантии. Противоречие между представлениями о господстве общемантийной или двухъярусной конвекции, которое давно разделило геофизиков на два лагеря, мне всегда казалось наиболее убедительно решаемым именно с позиций смены во времени одного типа конвекции другим, как это впервые предположили французские геофизики П. Машетель и П. Вебер. А позднее американец Д. Юэн и его коллеги отметили вероятность того, что в истории Земли в связи с охлаждением мантии происходил переход от преобладания двухъярусной конвекции к преобладанию общемантийной.

В специальной работе я попытался обосновать выделение трех наиболее крупномасштабных циклов в развитии Земли: наряду с циклами Вилсона, циклов еще двух порядков, названных мною в честь Бертрана и Штилле. Циклы Бертрана давно общеизвестны – каледонский, герцинский и др., а циклы Штилле длительностью около 30 млн. лет

выделялись и другими исследователями, в частности, большое, даже главное значение за ними признавал Н.Д. Добрецов, который их установил впервые на основании распределения во времени офиолитов и голубых сланцев. Я попытался увязать проявления цикличности разного порядка с конвекцией на разных уровнях в мантии, а еще дальше в этом направлении пошел мой коллега по кафедре в МГУ М.А. Гончаров. Он предпринял интересную попытку связать иерархию цикличности с иерархией оболочек Земли – геосфер.

В последние годы меня стала все больше интересовать и проблема влияния процессов в Космосе на внутреннюю динамику Земли. Одним из наиболее очевидных аспектов такого влияния являются периодически усиливающиеся кометно-астероидно-метеоритные бомбардировки Земли, являющиеся наиболее вероятной причиной великих вымираний и обновлений органического мира. Обращает на себя внимание приуроченность к тем же рубежам и мощных вспышек внутриплитного, плюмового магматизма, образования упоминавшихся выше LIP'ов. Многие исследователи связывают вымирования именно с этими событиями, но наиболее перспективным представляется искать органическую связь между импактными событиями и плюмовой активностью. А в качестве общей причины внешних импульсов, воздействующих на нашу планету, наиболее вероятным представляются те изменения условий окружающей нашу планету космической среды, которые связаны с ее обращением в составе Солнечной системы в Галактике. Я всегда также считал, что определенную роль в эндо- и экзодинамике Земли следует отводить связям по линии Земля–Луна–Солнце, а также изменению скорости вращения Земли и ее орбитальных параметров (ротационный фактор), с чем связана и регматическая сеть и цикличность, описанная Маланковичем.

В целом мне представляется весьма удачным определение, данное нашей планете американским геофизиком Д. Андерсоном, согласно которому она представляет собой нелинейную, неравновесную самоорганизующуюся (добавлю “саморазвивающуюся”) диссипативную открытую систему. Добавим к этому уникальность Земли в Солнечной системе, определившую возможность возникновения на ней высокоразвитой биосферы. Этими уникальными особенностями Земля обязана не только своим положением относительно центрального светила и условиями своего формирования, но и проявлениям тектоники плит, отсутствующей на других планетах земной группы (в прошлом она могла проявиться на Марсе).

Я остановился здесь лишь на тех проблемах теоретической геотектоники, которые в наибольшей мере волновали меня на моем жизненном пу-

ти. А кроме них, было много других забот: и международные тектонические карты, и литолого-палеогеографические атласы СССР и Мира, и тектонические карты окраинных морей России, и учение о формациях (литодинамических комплексах), и геоморфология, и история геологии, не говоря уже о региональной тектонике Кавка-

за, Карпат, Сибири, Тянь-Шаня. И, конечно, поскольку я родился и вырос в Баку и по узкой специальности геолог-нефтяник, вопросы нефтяной геологии – закономерности размещения месторождений нефти и газа, учение о нефтегазоносных бассейнах. Но обо всем этом было бы слишком долго рассказывать.

УДК 551.242.5.055(234.74)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА, ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ МОГТ 4В

© 2004 г. М. В. Минц¹, Р. Г. Берзин², А. К. Сулейманов², Н. Г. Заможняя²,
В. М. Ступак², А. Н. Конилов¹, В. Л. Злобин¹, Т. В. Каулина³

¹Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

²ФГУ НПП “Спецгеофизика”, Поваровка, Московская обл.

³Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты

Поступила в редакцию 24.03.2003 г.

На базе сейсморазведки МОГТ вдоль профиля 4В (ФГУ НПП “Спецгеофизика”, 1999 г.) и результатов геологических, геохимических и геохронологических исследований и изучения глубинных ксенолитов разработана модель строения раннедокембрийской коры и верхней мантии Карельского кратона и Беломорской области до глубины 60 км. Показано, что пакеты сейсмических отражений в гнейсо-амфиболит-мигматитовых комплексах возникают в результате интерференции отражений от контактов маломощных амфиболитовых прослоев, размещенных в гранито-гнейсовой матрице. Кора Карельского кратона образована последовательностью тектонических пластин, погружающихся к восточному концу профиля. Палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы участвуют в строении чешуйчато-надвигового ансамбля (Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса), образованного чередованием пластин, сложенных породами неогаргейского гранит-зеленокаменного и палеопротерозойского комплексов, деформированных с образованием структурных дуплексов. Нижняя кора и верхняя часть мантии имеют преимущественно мафитовый состав (гранатовые гранулиты и эклогиты, возникшие в результате метаморфизма габбро и габбро-анортозитов), возможно, при участии шпинелевых перидотитов, начиная с некоторой глубины. В восточной части профиля Карельский кратон перекрыт покровно-надвиговым ансамблем Беломорского пояса. Пространственные соотношения тектонических структур регионального ранга (Карельский кратон, Беломорская область, система осадочно-вулканогенных поясов) связаны с палеопротерозойскими коллизионными процессами. Палеопротерозойская Шомбозерская структура, традиционно считавшаяся синклиналью, в действительности представляет собой вскрытый эрозивным срезом антиформный перегиб системы тектонических пластин.

ВВЕДЕНИЕ

Работы по профилю 4В были выполнены ФГУ НПП “Спецгеофизика” в 1999 г. в соответствии с программой глубинных исследований Министерства природных ресурсов РФ. Эти исследования составили также вклад в реализацию проекта СВЕКАЛАПКО международной программы ЕВРОПРОБА. В результате предшествующих исследований Карельского кратона была разработана слоисто-блоковая модель глубинного строения коры, опиравшаяся, главным образом, на интерпретацию гравиметрических карт и данных ГСЗ. Геологические и сейсморазведочные исследования методом общей глубинной точки (МОГТ), выполненные за последние 10–15 лет, стимулировали создание новых моделей, отражающих участие наклонных покровно-надвиговых и надвиго-поддвиговых ансамблей в строении коры Карельского кратона и сопредельных тектонических структур юго-восточной части Фенно-

скандинавского щита [15, 19, 20, 22, 24]. Принципиально новым шагом в изучении глубинного строения юго-восточной части Фенноскандинавского щита стали глубинные исследования с использованием отраженных волн (МОГТ) на базе вибрационных источников с многократными перекрытиями в системе наблюдений вдоль геотраверса 1-ЕВ и профиля 4В [2]. В предлагаемой статье приведены главные результаты изучения глубинного строения и эволюции раннедокембрийской коры Карельского кратона и Беломорской области на базе сейсморазведочных данных по профилю 4В. Результаты исследований вдоль геотраверса 1-ЕВ будут охарактеризованы в отдельной публикации [12].

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

В пределах исследованной области юго-восточной части Фенноскандинавского щита неогар-

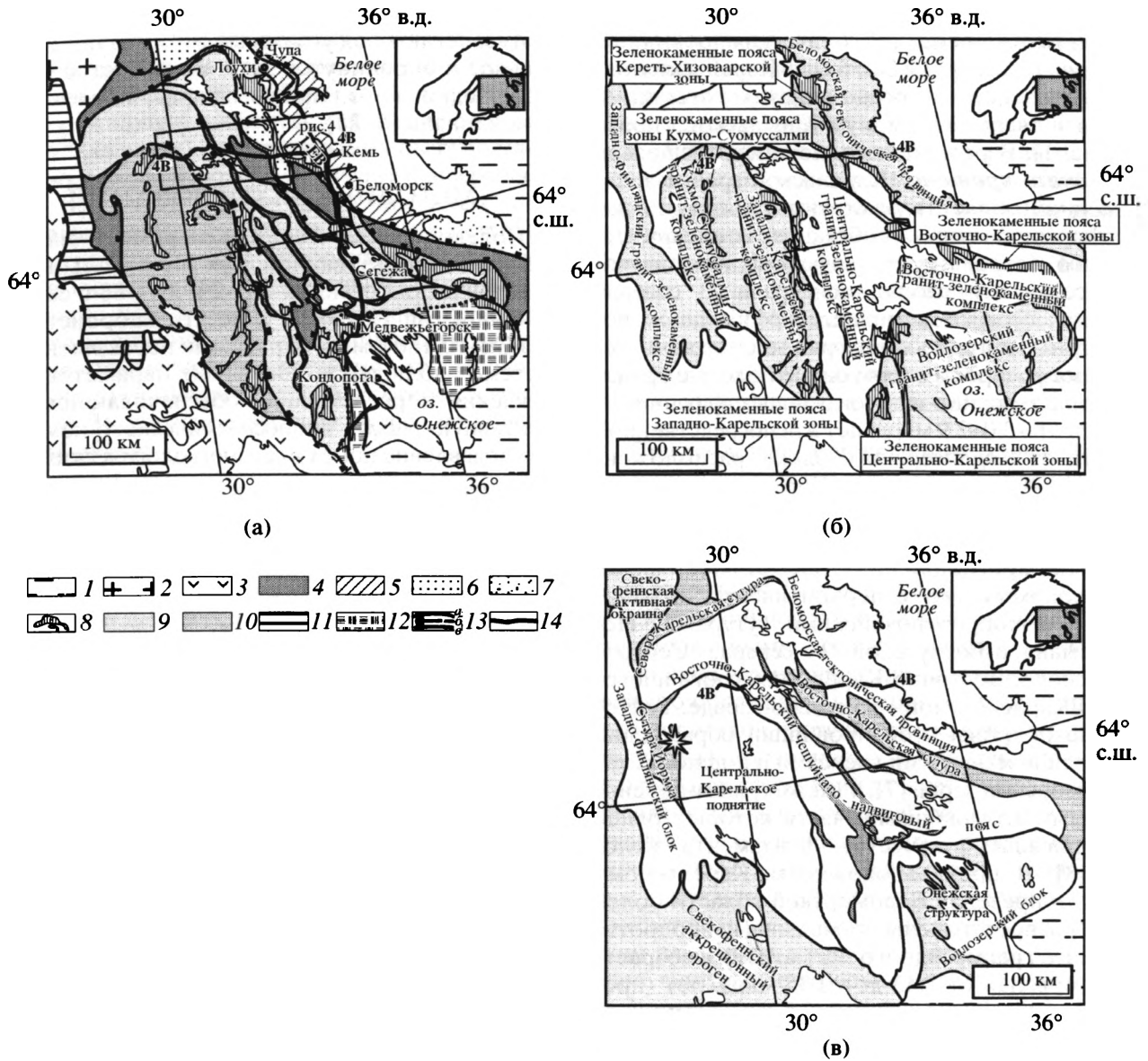


Рис. 1. Геологическое строение и тектоническое районирование юго-восточной части Фенноскандинавского щита и размещение профиля 4В

а-г – геологическое строение. 1 – рифейско-фанерозойский осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 2–4 – палеопротерозой: 2 – интрузивные и вулканогенные комплексы Свеккофеннской активной окраины, 3 – осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы Свеккофеннского аккреционного орогена, 4 – вулканогенно-осадочные комплексы в составе: 9 – Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса, 10 – Центрально-Карельского поднятия, 11 – Западно-Финляндского блока, 12 – Водлозерского блока; 13 – главные тектонические нарушения взбросо-надвигового типа: установленные (а), предполагаемые (б) и неустановленного типа (в); 14 – профиль 4В. Показано положение рис. 4.

б-г – главные тектонические подразделения неорархейского возраста. Гранито-гнейсовые комплексы выделены серым тоном, зеленокаменные пояса – вертикальной штриховкой; звездочкой обозначены Ириногорские офиолиты. в – главные тектонические подразделения палеопротерозойского возраста (выделены серым тоном). Звездочкой обозначены офиолиты Йормуа

хейской литосферой образованы Карельский кратон и Беломорская тектоническая провинция, разделенные Северо- и Восточно-Карельским палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами – звеньями Циркум-Карельского пояса [15] (рис. 1). В разрезах зеленокаменных поясов **Карельского кратона** (Карельской гранит-зеленокаменной области) участвуют ассоциации пород, сформированные в обстановках океанических плато, островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов и пассивных окраин. В составе гранито-гнейсового комплекса преобладают породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, менее распространены более молодые граниты. Возраст гранит-зеленокаменных ассоциаций меняется от ~3.0–2.9 млрд. лет в непосредственной близости от Водлозерского блока, расположенного в юго-восточной части Карельского кратона, до ~2.8–2.7 млрд. лет в западной части кратона (см. список литературы в [13]). **Беломорская тектоническая провинция** представляет собой фрагмент неоархейского суперконтинента, ограниченного палеопротерозойскими сутурами: Печенга-Имандра-Варзугской с севера, Северо-Карельской и Восточно-Карельской с юга и юго-запада и Карасйокской – на северо-западе. Тектонические покровы этой провинции образованы высокоглиноземистыми гнейсами и амфиболитами беломорской серии [7], а также гранит-зеленокаменными ассоциациями, часть которых ранее рассматривалась в качестве “фундамента” беломорид [8]. В противоположность Карельскому кратону, в пределах Беломорской области более широко распространены проявления палеопротерозойского гранитоидного магматизма в возрастных интервалах от 2.45 до ~2.35 млрд. лет (преимущественно К-граниты) и 1.8–1.65 млрд. лет (мигматиты и слюдоносные пегматиты) [5]. Карельская гранит-зеленокаменная область пересечена сериями **палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов**, протягивающихся через ее центральную и восточную части в северо-северо-западном направлении под острым углом к субмеридиональному простиранию неоархейских зеленокаменных поясов (см. рис. 1). Обычно принимается, что кратонизированная к концу неоархея Карельская гранит-зеленокаменная область была перекрыта палеопротерозойским осадочно-вулканогенным “проточехлом”, сохранившимся в пределах рифтогенных структур, среди которых, в первом приближении, выделяются синклинали двух типов (см. рис. 1): 1) брахиформные структуры от нескольких десятков до 300 км в поперечнике (Шомбозерская, Лехтинская, Сегозерская, Онежская) и 2) узкие, линейные структуры протяженностью до 200 км при ширине 2–10 км. Для первого типа характерны пологие и субгоризон-

тальные залегания, в структурах второго типа породы залегают под углами 60–80°, обычны вертикальное и опрокинутое залегания. Частое отсутствие одного из крыльев превращает их в моноклинали [6, 21].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевой **сейсмический эксперимент** был выполнен с использованием двух 200-канальных телеметрических станций 1/О-2 и SN-388 с сейсмоприемниками GS-20DX и десяти виброисточников СВ-10-180 с многократными переключениями в системе наблюдений. Основные параметры возбуждения и регистрации, обеспечивающие эффективную работу вибросейсмического комплекса и подавление помех в сейсмогеологических условиях, характерных для юго-восточной части Фенноскандинавского щита, были определены в результате опытных исследований. Сейсмические материалы обрабатывались с применением: 1) стандартной технологии (динамической и кинематической); 2) по методике дифференциального суммирования [2].

Стандартная обработка. Основной проблемой при построении сейсмического разреза МОГТ был подбор скоростей для проведения процедуры миграции. Непрерывный анализ скоростей по профилю включал получение вертикальных спектров скоростей и сканирование с шагом 300 м/с. Наибольшие вариации регистрируются в самой верхней части разреза в интервале до 1.0 с, где продольные скорости заключены в интервале от 5.5 до 6.1 км/с. Для интервала 1.0–5.0 с обычно характерен низкий градиент нарастания скорости с глубиной, с 6.1 до 6.4 км/с. В нижней части разреза (>8 с) изменение расчетных скоростей от 7.0 до 8.5 км/с лишь незначительно влияет на рисунок волнового поля. Вертикальные спектры скоростей в диапазоне 7–13 с имеют “расплывчатый” амплитудный максимум. Четкая скоростная граница между корой и мантией отсутствует на значительных интервалах. Миграция была проведена с использованием наиболее типичного варианта изменения скорости с глубиной, что позволило получить мигрированные разрезы МОГТ с динамически выраженной структурой отражающих границ во всем исследованном временном интервале [2].

Физико-математической базой **метода дифференциального суммирования** является способ взаимных точек, позволяющий наиболее полно и однозначно решать обратную двумерную задачу сейсморазведки при любой форме отражающих границ [2]. Метод позволяет рассчитать значения эффективных скоростей, местоположение и углы наклона отражающих элементов [2, 3]. При

принятом размере изображаемого элемента (400 м) метод позволил охарактеризовать с необходимой детальностью верхнюю и среднюю часть земной коры до глубины 16–18 км. Отдельные отражающие элементы, связанные с относительно “гладкими” протяженными поверхностями, взаимно перекрываются и образуют непрерывные линии (границы). Амплитуды отраженных волн (А) взаимосвязаны с акустической жесткостью (α) контактирующих горно-породных комплексов. Зависимость $A = f(\alpha)$ количественно не определена, однако применение метода дифференциального суммирования позволяет получить распределение эффективных значений акустической жесткости (квазиакустической жесткости) среды (см. рис. 3), характеризующее разрез на качественном уровне.

Способы и методы геологической интерпретации сейсмических образов раннедокембрийской коры до настоящего времени остаются недостаточно разработанными. В строении коры исследованного региона преобладают два типа пород: 1) низкоплотные, низкоскоростные гнейсы и гранитоиды и 2) значительно уступающие им по объему высокоплотные, высокоскоростные амфиболиты, образующие маломощные (от нескольких сантиметров до первых метров) линзовидные тела и слои, протягивающиеся на десятки и сотни метров, реже – до первых километров. Амфиболиты, чередующиеся с амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, часто образуют свиты и пачки мощностью до первых километров. Метаморфическая и мигматитовая полосчатость в крыльях крупных складок, в первом приближении, имеет выдержанное простираение, чем создается подобие внутренней “стратификации” толщи в целом, которая плавно изгибается, подчиняясь контурам крупных тектонических структур.

Исследования природы отражений в коре, образованной метаморфическими породами, свидетельствуют о важной роли относительно маломощных прослоев пород с высокой акустической жесткостью в создании ярких, уверенно фиксируемых пакетов интерференционных отражений. Мощность отдельных прослоев может составлять лишь несколько дециметров, то есть примерно 1/100–1/300 длины волны [27]. Представительное сечение подобной геологической среды было получено в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины, которая в интервале глубин от 6842 м до забоя на глубине 12262 м пересекла неоархейский гнейсо-амфиболит-мигматитовый комплекс. Мигматизированные гнейсы и граниты образуют матрицу геологической среды, в которой неравномерно распределены прослой плотных высокоскоростных пород, амфибо-

литов и метаультрамафитов, мощностью от первых метров до 15–25 м (приблизительно 20% разреза). Для оценки роли маломощных прослоев амфиболитов в формировании картины сейсмических отражений были рассчитаны синтетические сейсмограммы (временные разрезы) вдоль оси Кольской сверхглубокой скважины [16], которые продемонстрировали решающую роль интерференции от маломощных прослоев при формировании картины отражений (рис. 2). Было выяснено, что степень насыщенности разреза отражениями не имеет прямой связи с количеством и размерами геологических тел, петрофизические параметры которых обеспечивают генерацию эффективных отражений на их границах.

При геологической интерпретации сейсморазведочных данных решающее значение было придано непосредственному прослеживанию геологических границ и зон тектонических нарушений, выделяемых по картине сейсмических отражений и на разрезе эффективной акустической жесткости, к дневной поверхности и сопоставлению с откартированными геологическими объектами. Сравнение геометрических особенностей сейсмического образа коры с геологическим строением юго-восточной части Фенноскандинавского щита на уровне эрозийного среза свидетельствует, что рисунок отражений следует генеральными направлениями вещественной расслоенности, гнейсовидности и сланцеватости структурно-вещественных комплексов. Структурно квазиоднородные области (структурные домены) коры соответствуют относительно крупным тектоническим пластинам, мощностью порядка 3–5 километров, внутреннее строение которых, как правило, не проявляется в картинах отражений. Обширные акустически прозрачные области и области со слабыми отражениями, низкими и пониженными значениями акустической жесткости отвечают гранито-гнейсовым комплексам и массивам гранитоидов. Пакеты протяженных отражений в пределах полос с высокими значениями акустической жесткости были проинтерпретированы в качестве пачек переслаивающихся пород основного и кислого состава и осадочных пород. С учетом различий в морфологии пакетов они были сопоставлены: 1) с породами палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса (протяженные полосы, часть которых, достигая дневной поверхности, непосредственно увязывается с палеопротерозойскими поясами и структурами); 2) с породами неоархейских зеленокаменных поясов (преимущественно малопротяженные и линзовидные области). Понятно, что сопоставление, базирующееся на морфологических признаках, во многих случаях остается предположительным. Участки

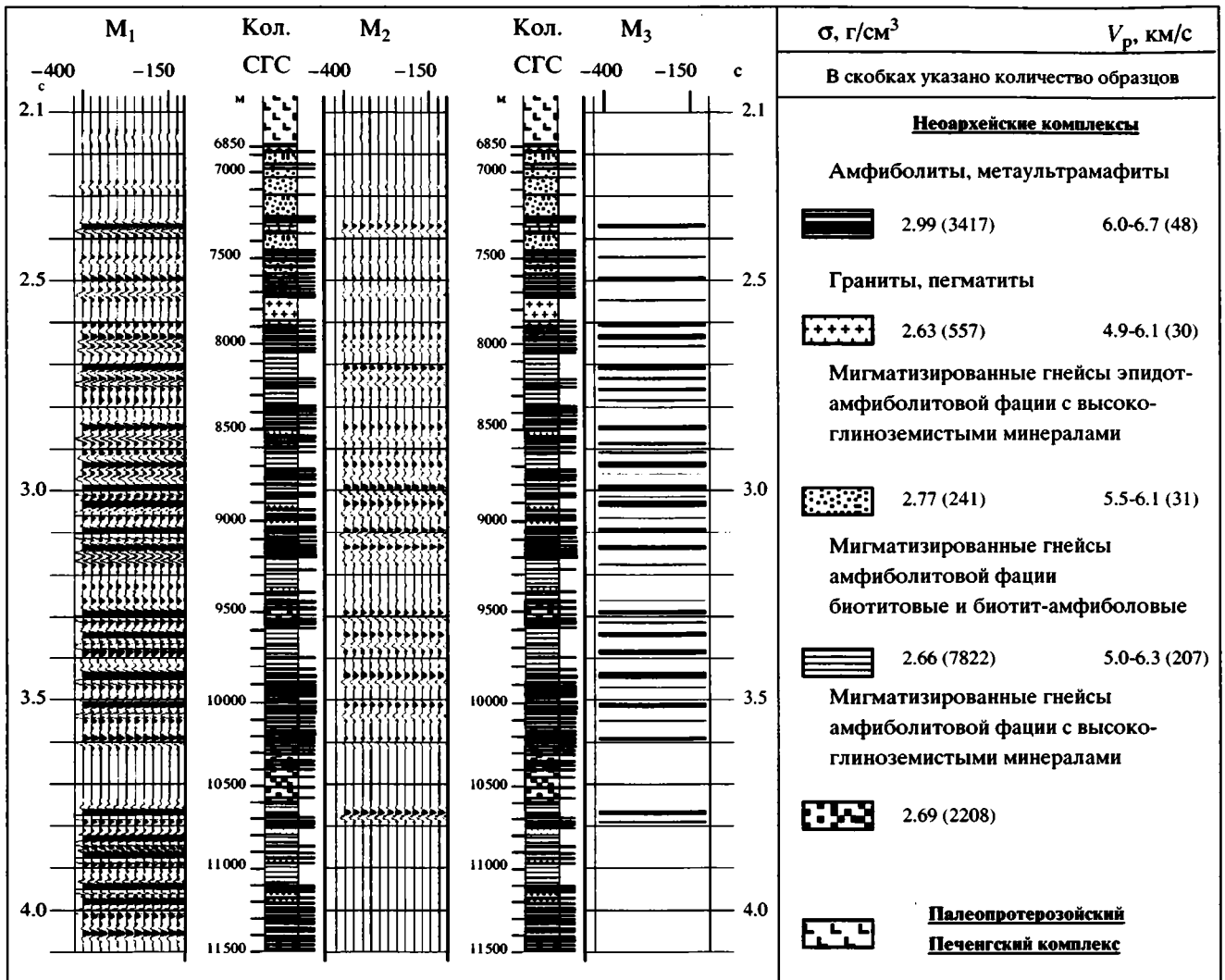


Рис. 2. Геолого-петрофизический разрез неоархейского гнейсо-амфиболит-мигматитового комплекса в Кольской сверхглубокой скважине и синтетические сейсмограммы, рассчитанные для условий большого (M_1) и среднего (M_2) усиления сейсмического сигнала; приведен также разрез, полученный по синтетическим сейсмограммам методом переменной площади (M_3). Используются неопубликованные материалы В.С. Ланева, Э.Б. Наливкиной, В.В. Вахрушевой, М.С. Русанова, Ю.П. Смирнова (Фонды НПЦ "Кольская сверхглубокая", 1983 г.) и В.Е. Чудиновой (М.В. Минц и др. 1985 г., Фонды НПЦ "Кольская сверхглубокая", петрофизические данные – [9])

максимальных значений акустической жесткости были соотнесены с телами мафит-ультрамафитов.

Геохимические исследования. Главные элементы (железо в форме Fe_2O_3) были определены рентгено-флюоресцентным методом на приборе VRA-20R в Объединенном институте экологии, геофизики и минералогии РАН в Новосибирске, малые элементы – методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов в Москве.

Геохронологические исследования. U-Pb анализ цирконов был выполнен Т.В. Каулиной в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов

Геологического Института КНЦ РАН (Апатиты) на масс-спектрометре МИ-1201 Т.

ДАННЫЕ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Профиль 4В пересекает значительную часть Карельского кратона, его границу с Беломорской областью, а также Шомбозерскую и Калливоярвскую структуры, принадлежащие палеопротерозойскому Восточно-Карельскому поясу (см. рис. 1). Для геологической интерпретации были использованы мигрированный разрез МОГТ и разрез эффективной акустической жесткости для верхней части коры (рис. 3).

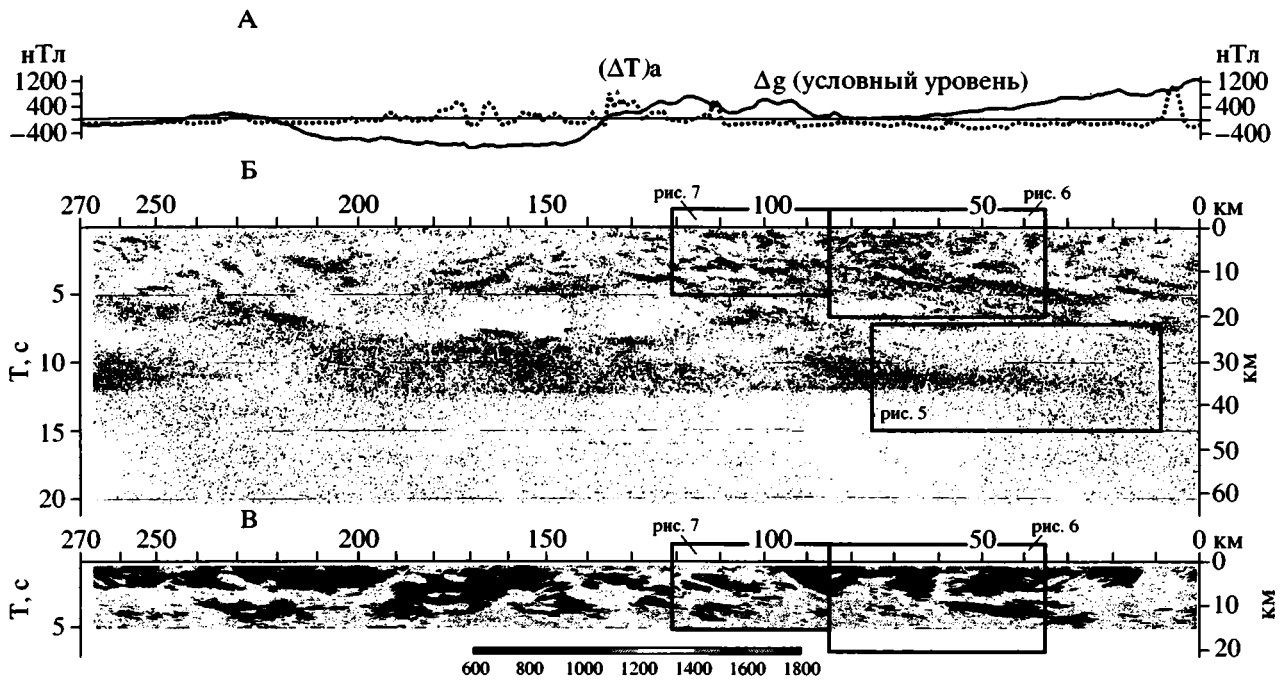


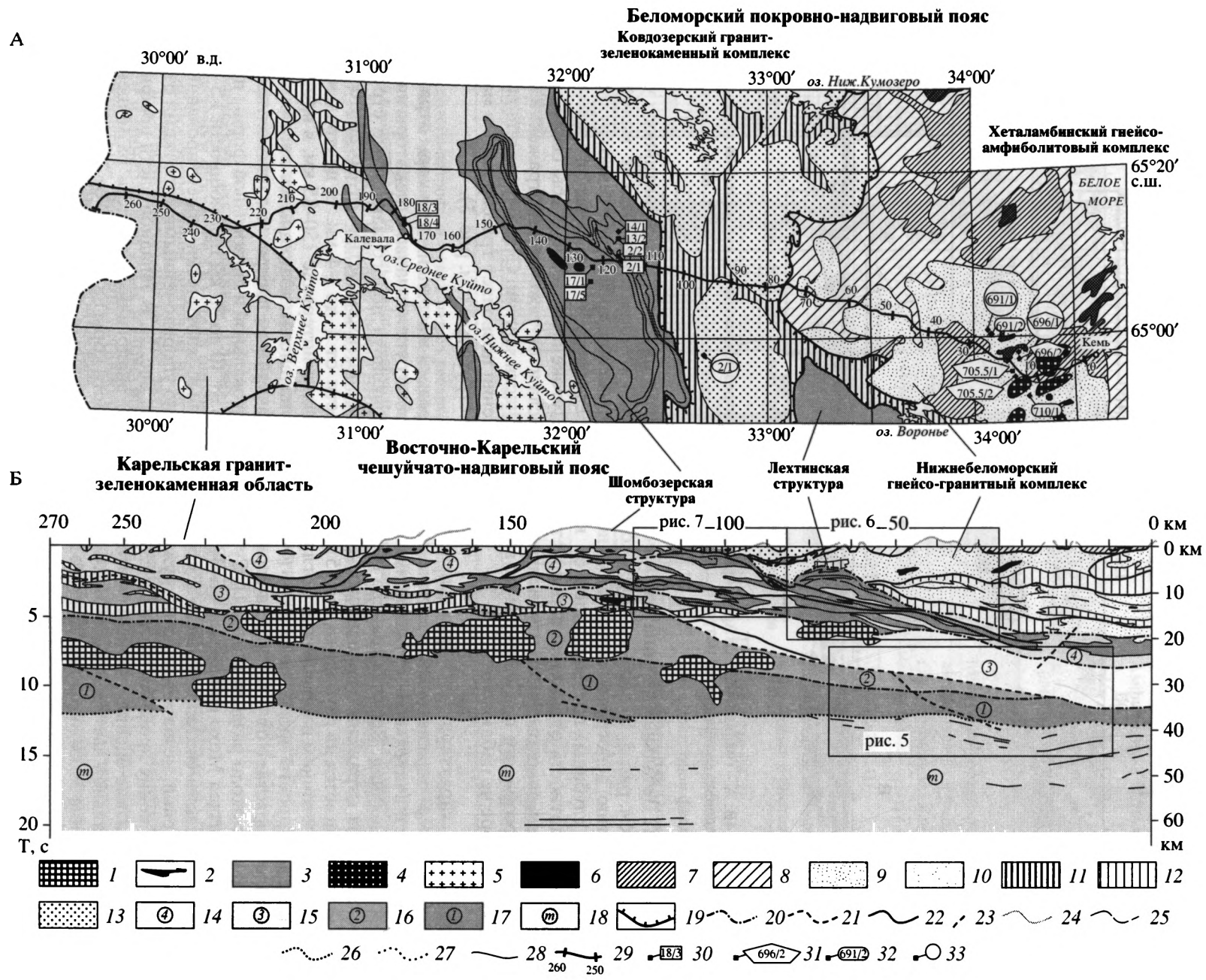
Рис. 3. Профиль 4В: А – графики $(\Delta T)_a$ и Δg ; Б – разрез МОГТ; В – разрез эффективной акустической жесткости (показана шкала условных значений параметра)

Разрез МОГТ. Детальная картина сейсмических отражений (см. рис. 3, Б) характеризует кору и верхнюю мантию непосредственно от земной поверхности до глубины, превышающей 60 км (более 20 с.). Плотность отражений варьирует в широких пределах, закономерного изменения отражательной способности при переходе от верхней к средней коре не наблюдается.

Нижняя кора характеризуется интенсивными субпараллельными отражениями протяженностью до 3–5 км, незначительно погружающимися в восточном направлении. Верхняя граница области нижнекоровых отражений у западного конца профиля располагается на глубине около 15 км и погружается в восточном направлении. Согласно данным ГСЗ, скорость продольных волн (V_p) в нижней коре возрастает от ~ 6.7 км/с в верхней части до 7.0 км/с около раздела Мохо [1]. Субгоризонтальный раздел Мохо на глубине 36–37 км, фиксируемый резким снижением числа и протяженности отражений, незначительно погружается к восточному концу профиля, достигая глубины 39–40 км. Близкие оценки получены методом ГСЗ [1]: в центральной части профиля Мохо расположен на глубине 39 км, около восточного конца погружается до глубины 40 км. Раздел фиксирует увеличение скорости с 7.0 км/с в нижней коре до 8.0 км/с в пограничной части мантии. На участках, где нижняя кора характеризуется повышенной прозрачностью, раздел Мохо разорван

или плохо различим. Для мантийного уровня характерны относительно редкие малопротяженные отражения, преимущественно группирующиеся в пределах субгоризонтальной зоны на глубине 20 с. С утонением нижней коры связано возрастание числа и протяженности отражений в прилегающей части мантии. Слабо проявленный рисунок отражений позволяет трассировать в мантию коровые структуры (см. рис. 5).

В средней и верхней части коры отражения отчетливо сгруппированы, с некоторыми перерывами фиксируя полого наклонные структурные домены протяженностью от 10 до 100 км при мощности от 1 до ~4 км. В центральной части профиля, в интервале 150–85 км, в промежутках между плавно изгибающимися линейными доменами заключены прозрачные или полупрозрачные области овальной и линзовидной формы протяженностью от 10 до 30 км при мощности 1.5–3 км, заполненные хаотическими ориентированными или частично упорядоченными короткими отражениями (см. рис. 3). В западной части профиля (270–210 км) аналогичные области размещены в нижней части коры на глубине от 20 до 36 км, где одна из подобных областей непосредственно продолжается в акустически прозрачную верхнюю мантию. Области коры в восточной и западной частях профиля разделены зоной протяженных интенсивных отражений, которая трассируется с небольшим перерывом от дневной поверхности



(интервал 120–110 км) до глубины 20–23 км и обрывается восточным концом профиля (см. рис. 6 и 7). Сейсмический образ коры над этой зоной (интервал 110–0 км) образован плавно изгибающимися пакетами отражений при незначительном участии заключенных между ними полупрозрачных областей.

Разрез эффективной акустической жесткости (см. рис. 3, В) от дневной поверхности до глубины 15 км демонстрирует сочетание овальных или линзовидных областей, характеризующихся низкими значениями жесткости, и относительно маломощных полос с повышенными и высокими значениями. Полосы повышенной акустической жесткости, как правило, отвечают четко выраженным пакетам отражений. Напротив, области низкой жесткости связаны с участками повышенной прозрачности, хотя отдельные хорошо выраженные пакеты отражений заключены также и внутри подобных областей. Отмеченной выше зоне протяженных интенсивных отражений отвечает полоса пород высокой акустической жесткости. Близповерхностные объекты, характеризующиеся повышенной жесткостью, сопоставляются с закартированными телами амфиболитов и базальтов, а также с локальными аномалиями магнитного и, менее отчетливо, гравитационного поля. В свою очередь, области пониженной жесткости коррелируются с полями гранитоидов, гранито-гнейсов и мигматитов.

Структурно-геологическая интерпретация. Взаимосвязи между особенностями картины сейсмических отражений, распределением акустической жесткости и геологическими объектами на дневной поверхности, позволяющие трассировать границы комплексов, выделенных на региональном уровне методами геологического картирования, на значительную глубину – вплоть до Мохо

(см. рис. 3–7), были положены в основу модели глубинного строения коры (рис. 4).

Интенсивно отражающая нижняя кора значительно утоняется в восточном направлении, приблизительно от 20 до 5 км (рис. 5). Перекрывающая нижнюю кору тектоническая пластина мощностью ~6 км у западного конца профиля в интервале между пикетами 185 и 115 км образует раздуд мощностью до 10 км. Акустически прозрачные овальные области, связанные с этим интервалом, вероятно, фиксируют размещение крупных интрузивных тел (см. рис. 3,Б). Эта пластина полностью выклинивается между 20-м и 30-м километрами профиля. Размещение аналогичных прозрачных областей в нижней части коры также связано с увеличением мощности нижнекоревой пластины. Непосредственная связь с мантией (интервал 210–230 км) свидетельствует, что эти интрузивные тела образованы расплавами мантийного происхождения, которые внедрились после завершения палеопротерозойской коллизии, вероятно, в связи с процессами анорогенного магматизма. Учитывая значительные глубины размещения, можно предположить, что они образованы породами эндербит-чарнокитового типа.

Подошва расположенной выше в разрезе пластинообразной области коры, пересекаемой дневной поверхностью между 225-м километром и западным концом профиля, располагается на глубине 14 км. Несколько уменьшаясь в мощности, пластина погружается к восточному концу профиля, где залегает в интервале глубин от 26 до 37 км. На дневной поверхности эта пластина образована однородными лейкократовыми среднекрупнозернистыми плагиогнейсами (высокоглиноземистыми трондьемито-гнейсами), в отдельных участках мигматизированными [17].

Рис. 4. Модель геологического строения раннедокембрийской коры вдоль профиля 4В: А – геологическая карта в полосе профиля 4В, Б – геологический разрез по профилю 4В. Обозначено положение увеличенных изображений характерных фрагментов разреза

1 – плутоны, предположительно постпалеопротерозойские; 2, 3 – палеопротерозой: 2 – ультрамафиты, 3 – осадочно-вулканогенные комплексы; 4–11 – неoarхей–палеопротерозой: 4 – граносенииты, 5 – граниты (на карте), 6–11 – Беломорский комплекс: 6 – высокоглиноземистые гнейсы (Чупинский покров), 7, 8 – биотит-амфиболовые гнейсы, подчиненные амфиболиты (7) и амфиболиты (8) (Хеталамбинский покров), 9 – биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, граниты (Нижнебеломорская пластина), 10, 11 – только на разрезе: 10 – породы пониженной акустической жесткости, предположительно гнейсы или кислые гранулиты, 11 – породы повышенной акустической жесткости, предположительно амфиболиты или мафитовые гранулиты; 12–16 – неoarхей, гранит-зеленокаменные комплексы: 12 – зеленокаменные пояса (сланцы, гнейсы, амфиболиты), 13–16 – гранито-гнейсы и мигматиты, принадлежащие тектоническим пластинам: 13 – верхней (Ковдозерской), 14 – Центрально-Карельской, образующим тектоническое переслаивание с палеопротерозойским осадочно-вулканогенным комплексом (Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс), 15 – Западно-Карельской, 16 – Кухмо-Суомуссалми (на разрезе); 17 – нижняя кора, предположительно гранулиты (только на разрезе); 18 – верхняя мантия (только на разрезе); 19–24 – разломы: 19 – сдвига-надвиги (на карте), 20–24 – на разрезе: 20–22 – сдвига-надвиги: 20 – главные, 21 – второстепенные и предполагаемые, 22 – между отдельными тектоническими пластинами; 23 – сбросы, 24 – экстраполированные над поверхностью рельефа; 25 – литологические границы, 26, 27 – раздел Мохо: 26 – выраженный отчетливо, 27 – диффузный; 28 – ориентировка сейсмических отражений в мантии; 29 – профиль 4В; 30–33 – пункты опробования: 30–32 – геохимические пробы базальтов (30), биотитовых гнейсов (31), гранитов (32); 33 – геохронологические пробы. *Примечание:* на карте показаны только те зеленокаменные комплексы, которые обозначены на существующих геологических картах. Положение рис. см. на рис. 1,а

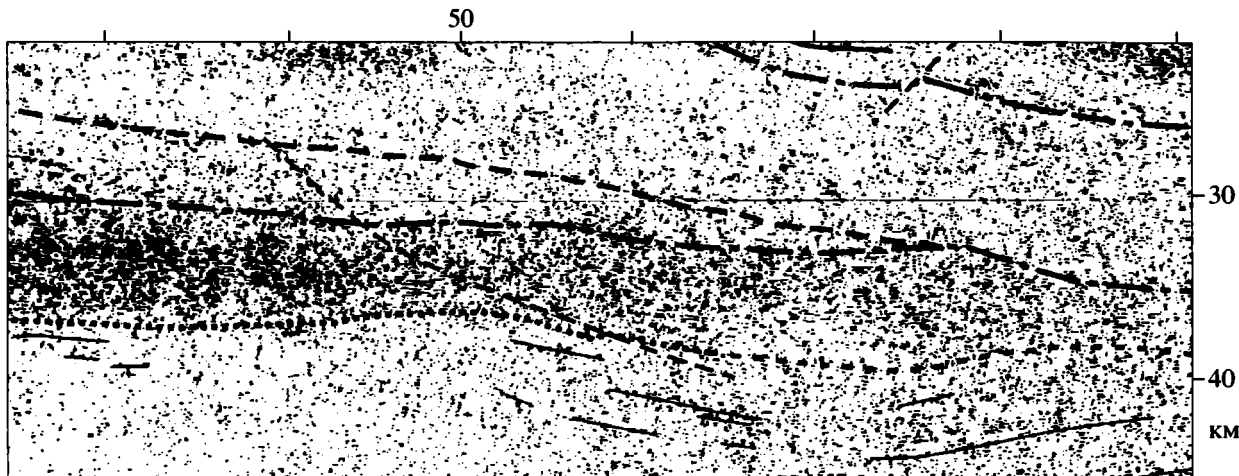


Рис. 5. Увеличенное изображение фрагмента геологического разреза, демонстрирующего интенсивные отражения в нижней коре, резкую границу Мохо (центральная часть рисунка) и диффузный характер Мохо в области резкого утонения нижней коры, где отражения в соприкасающейся части верхней мантии продолжают структурный рисунок коры в область мантии. Положение фрагмента показано на рис. 3 и 4

В целом, кора в пределах охарактеризованной части разреза образована сочетанием тектонических пластин, которые, постепенно выполаживаясь, погружаются в восточном направлении (см. рис. 3, 4). Верхняя пластина образована неoarхейскими породами Западно-Карельского гранит-зеленокаменного комплекса. Нижезалегающая пластина, по-видимому, также образована породами гранит-зеленокаменного комплекса и достигает дневной поверхности на территории Финляндии непосредственно к западу от зеленокаменного пояса Кухмо-Суомуссалми.

Четко выделенная наклонная пластина, фиксируемая отмеченной выше зоной протяженных интенсивных отражений, образованная породами повышенной и высокой акустической жесткости, отделяет Беломорскую провинцию от Карельского кратона (рис. 6, 7, см. рис. 4). Она включает серию структурно однородных доменов суммарной мощностью 5–6 км. На верхнекоровом уровне, начиная с глубины 15 км, структурные домены разделяются, образуя веер из 3–4 самостоятельных пластин, раскрывающийся в западном направлении. Верхняя пластина мощностью около 2 км, смятая в пологую антиформную складку, пересечена дневной поверхностью (см. рис. 4, 7), ее границы совпадают с границами палеопротерозойской Шомбозерской структуры (см. рис. 4). Очевидно, эта пластина образована породами палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса, равно как и расположенные глубже веерообразно расходящиеся аналогичные по сейсмическому рисунку и петрофизическим параметрам тектонические пластины. Полевые наблюдения свидетельствуют о преобладании поло-

гих залеганий сланцев и metabазальтов в центральной части Шомбозерской структуры и погружении под пологими и умеренными углами в северо-восточном направлении в ее восточном крыле. Западное ограничение структуры связано с погружением в западном направлении. Далее к западу тектонический ансамбль, образованный чередующимися пластинами неoarхейских и палеопротерозойских пород, образует синформную структуру, ось которой пересечена около 205 км профиля. Калливоярвская структура также отвечает одной из тектонических пластин этого ансамбля. Переслаивающиеся сланцы, кварцитовидные песчаники и базальты в ее пределах залегают вертикально или под крутыми углами падают на запад. (Кажущееся субгоризонтальным залегание Калливоярвской тектонической пластины на рис. 4 определяется направлением профиля, который при пересечении структуры развернулся параллельно ее простиранию). Ансамбль, образованный чередующимися тектоническими пластинами неoarхейских и палеопротерозойских пород, в целом мы назвали Восточно-Карельским чешуйчато-надвиговым поясом. Неoarхейский гранит-зеленокаменный комплекс, фрагменты которого размещены между палеопротерозойскими образованиями, обычно рассматривается под названием “Центрально-Карельского”. Овальная и линзовидная форма этих фрагментов и их “внедрение” в линейные палеопротерозойские структуры (см. рис. 7) указывают на частичное плавление и перемещение пород гранитоидного состава, сопровождавшееся деформацией палеопротерозойских образований. Породы, принадлежащие одному из фрагментов

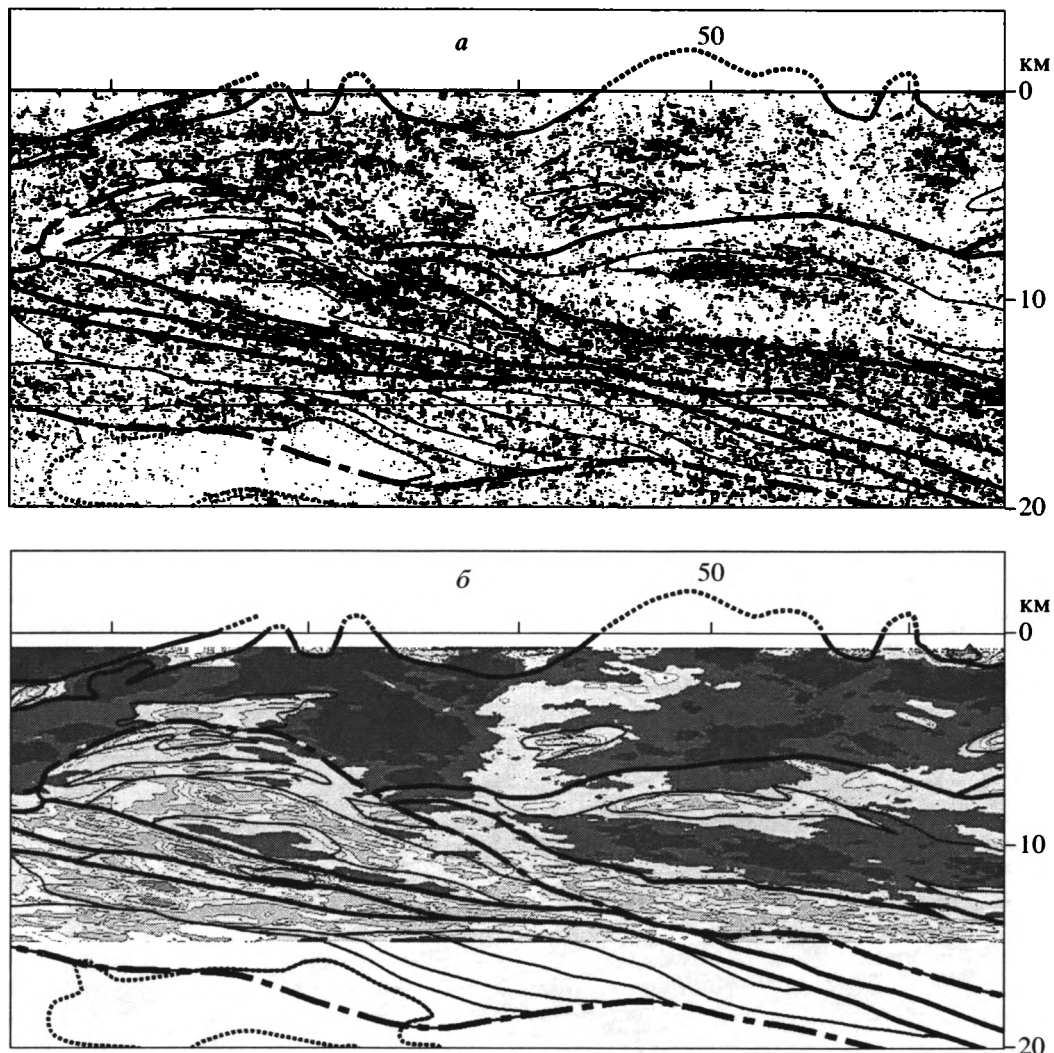


Рис. 6. Увеличенное изображение фрагмента геологического разреза, демонстрирующего особенности картины сейсмических отражений (*а*) и распределения псевдоакустической жесткости (*б*), позволяющих интерпретировать глубинное строение коры:

- в области погружения пакета тектонических пластин, образованных палеопротерозойскими комплексами;
- строение антиформной складки, сопоставляемой с глубинным положением Лехтинской структуры (см. рис. 4);
- строение покровно-надвигового ансамбля Беломорской области.

Положение фрагмента показано на рис. 3 и 4

этого комплекса, обнажены к западу от Калливявского пояса. Гнейсовидность и полосчатость мигматитов круто погружается к юго-западу в согласии с ориентировкой палеопротерозойских поясов, что, в целом, согласуется с особенностями картины сейсмических отражений. В интервале пикетов 225–205 м обнажены крупно- и среднезернистые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы с линзами мелкозернистых биотитовых гнейсов и амфиболитов. Геологические наблюдения указывают на существование тектонической границы между этими гнейсами и трондjemитогнейсами, обнажающимися вдоль западного уча-

стка профиля [17], что также согласуется с предлагаемой интерпретацией сейсмических данных (см. рис. 1 и 4).

В интервале между 80 и 60 км профиля на глубине от 3 до 14 км отчетливо наблюдается асимметричная антиформная складка, непосредственно прилегающая к верхней границе тектонического ансамбля Восточно-Карельского чашуичатого-надвигового пояса (см. рис. 4 и 6). Складка образована породами повышенной акустической жесткости, подобно породам палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса. Шарнир складки воздымается в южном направлении, достигая уровня

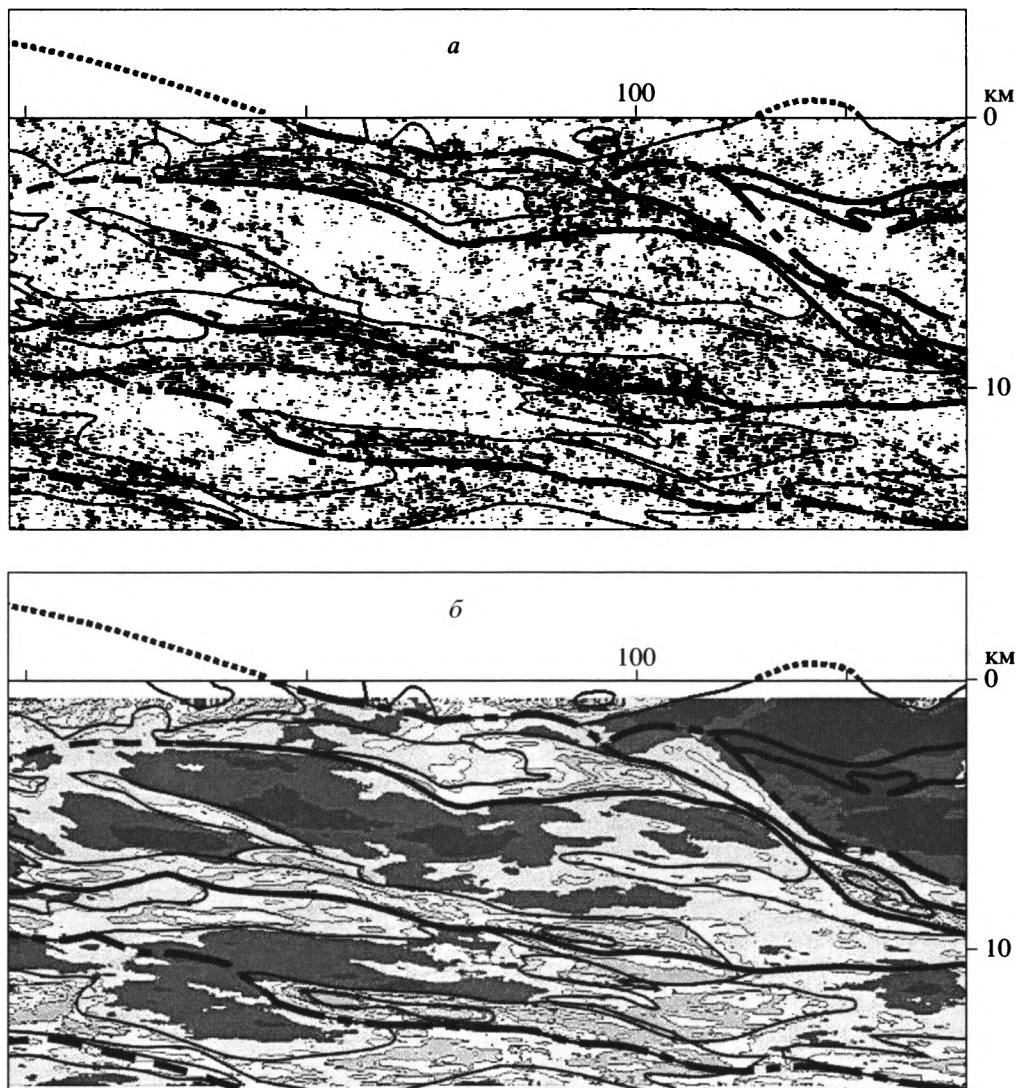


Рис. 7. Увеличенное изображение фрагмента геологического разреза, демонстрирующего особенности картины сейсмических отражений (*а*) и распределения псевдоакустической жесткости (*б*), позволяющих интерпретировать глубинное строение в пределах восточного крыла Шомбозерской структуры, а также характеризующих внутреннее строение Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса. Положение фрагмента показано на рис. 3 и 4

эрозионного среза. Очевидно, что расположенная непосредственно к юго-востоку Лехтинская структура представляет собой пересечение дневной поверхностью именно этой складки (см. рис. 4). Тем самым подтверждается ранее выдвинутое предположение В.И. Робонена, К.О. Кратца, В.А. Перевозчиковой об антиформном строении этой структуры [23]. Морфология покровно-складчатой структуры, в целом, свидетельствует о ее формировании в процессе надвигообразования, сопровождавшегося формированием структурных дуплексов – последовательным “набеганием” перемещавшихся тектонических пластин и их деформацией с образованием антиформных складок.

Верхняя часть коры в восточной части профиля (95–0 км) принадлежит Беломорской области (см. рис. 4, 6). Образующие ее геологические комплексы надвинуты на Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговой пояс. Вместе с тем морфология складчатых структур свидетельствует о последующем проседании коры Беломорской области, сопровождавшемся преобразованием надвигов в нормальные сбросы. Анализ картины отражений и разреза эффективной акустической жесткости позволяет выделить в разрезе Беломорской области несколько тектонических пластин. Самая верхняя пластина, названная при геологическом картировании Ковдозерской [10, 11], образована

гранит-зеленокаменным комплексом, включающим Тикшеозерский, Керетский, Хизоваарский зеленокаменные пояса и тоналит-трондьемитовые гнейсы. Она подстилается Чупинским покровом, сложенным преимущественно высокоглиноземистыми кианитсодержащими гнейсами, и Хеталамбинской пластиной, образованной биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Мощности пластин в сечении профилем 4В достигают, соответственно, 3 и 1.5–2 километров. Ниже залегающая пластина мощностью 4–6 км, которую можно назвать Нижнебеломорской, образована на уровне эрозионного среза биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами. Глубже залегающие пластины, не достигающие дневной поверхности, образованы породами пониженной акустической жесткости – предположительно гнейсами и породами повышенной акустической жесткости – предположительно амфиболитами. Интенсивные отражения, более характерные для пород повышенной жесткости, определяют их сходство с нижнекоровым (предположительно гранулитовым) комплексом.

Тела гранитов, распространенные среди гнейсов и гранито-гнейсов Беломорской серии, имеют (по крайней мере, в некоторых случаях) палеопротерозойский возраст (см. ниже).

ГЕОХИМИЯ

Мафитовые вулканиты палеопротерозойских поясов. Ранне-палеопротерозойские (сумийские) андезито-базальты Центральной Карелии по своим геохимическим характеристикам (главные и редкие элементы, РЗЭ) подобны андезито-базальтам Андийского типа [18]. Для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования ятулий-людиковийских (среднепалеопротерозойских) вулканитов мы исследовали базальты Калливоярвской и центральной области Шомбозерской структуры, часть из которых метаморфизована до уровня эпидотовых амфиболитов. Исследованные образцы (точки опробования показаны на рис. 4) отвечают низко-Mg, низко-K базальтам, несколько обогащенным Ti, близким типу обогащенных океанических и, отчасти, островодужных лав. Спектры распределения РЗЭ (рис. 8, б) указывают на существование двух групп базальтов. Первая группа характеризуется умеренно обогащенным пологим трендом ($La/Yb_n - 1.7-2.3$, $La/Sm_n - 1.14-1.46$), вторая отличается более обогащенным и дифференцированным трендом ($La/Yb_n - 3.05-3.79$, $La/Sm_n - 2.01-2.43$). Еще более обогащенным спектром характеризуются андезиты, представленные единственной пробой. Для обеих групп характерна отрицательная аномалия Eu ($Eu/Eu^* - 0.67-0.92$). От базальтов палео-

протерозойских офиолитовых разрезов Йормуа [29] и Пуртуник [38] базальты первой группы отличаются примерно двукратным обогащением РЗЭ и наличием аномалии Eu, чем, в свою очередь, определяется их сходство с базальтами нижней толщи пиллоу-лав Печенгской структуры на Кольском полуострове (заполярнинская свита). Вместе с тем “обогащенные” дайки комплекса Пуртуник характеризуются еще более значительным обогащением легкими РЗЭ. Концентрации Sr, Zr, Hf, Sc и Cr соответствуют океаническим базальтам N-типа (рис. 8, а), концентрации Nb незначительно повышены. В то же время Nb, а также в отдельных образцах Zr и Hf располагаются в относительных минимумах на спайдер-диаграмме. Для обеих групп характерно значительное обогащение крупноионными литофилами, Rb, Th и особенно Ba – подобно “обогащенным” дайкам комплекса Пуртуник. Ti/V отношение от 25 до 40 (19 в единственном образце) указывает на принадлежность базальтов типу MORB [39]. На дискриминантных диаграммах $Zr - Ti/100 - Y \times 3$ и $Zr - Ti/100 - Sr/2$ (см. рис. 8, в, 8, з) исследованные вулканиты также разместились в поле океанических базальтов (диаграмма $Zr - Ti/100 - Y \times 3$ позволяет надежно отделить внутриплитные лавы). Дифференциация магм происходила на глубинах порядка 70–80 км, где ранняя кристаллизация и фракционирование плагиоклаза привели к появлению отрицательной Eu аномалии. Суммируя, можно заключить, что исследованные базальты близки типу обогащенных океанических лав, что может быть связано с участием источника плюмового типа. Относительное обогащение Ti и легкими РЗЭ может быть также связано с контаминацией магм породами архейской континентальной коры. Это может свидетельствовать о формировании вулканитов на активной окраине фрагмента неоархейского континента. В то же время данные о глубине кристаллизации и признаки коровой контаминации могут быть истолкованы как свидетельство внутриплитного (рифтогенного) происхождения магм. Для решения вопроса о происхождении базальтов необходимо продолжение исследований. Вместе с тем достаточно очевидно, что эти базальты отличаются от внутриплитных лав того же возраста в разрезе Онежской структуры [36].

Гранито-гнейсы и граниты Беломорской области. В интервале 75–15 км профиль пересекает крупно- и среднезернистые биотитовые гнейсы (высокоглиноземистые трондьемитовые гнейсы) Нижнебеломорского покрова. РЗЭ сильно фракционированы, характеризуются небольшой положительной или отрицательной аномалией Eu, тяжелые РЗЭ образуют почти горизонтальный тренд на уровне 1–3 хондритовых стандартов ($La/Yb_n -$

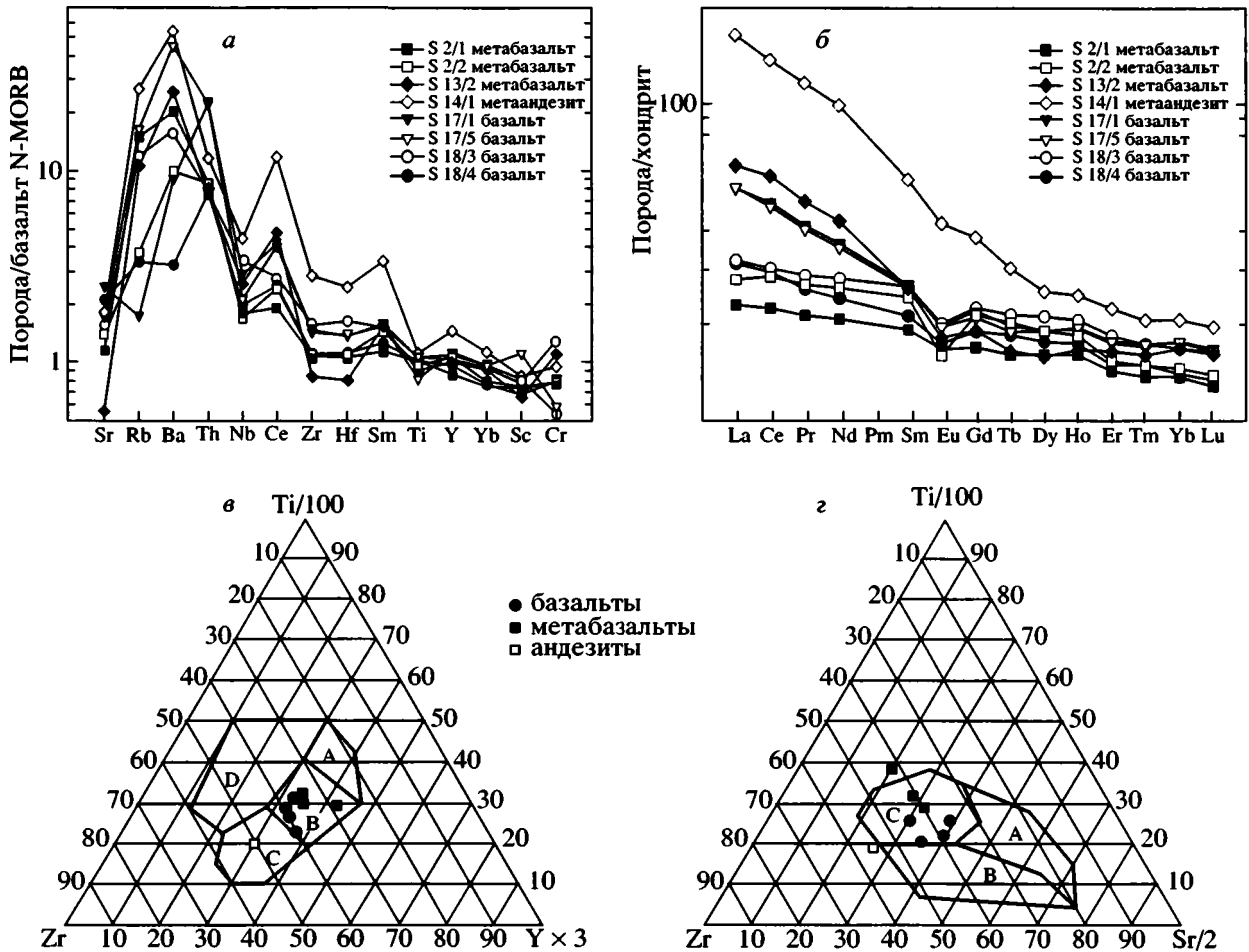


Рис. 8. Распределение редких (а) и РЗЭ элементов (б) в мафитовых вулканитах Шомбозерской и Каливоярвской структур, составы хондрита и базальтов N-MORB по [26, 40], мафитовые вулканиты Шомбозерской и Каливоярвской структур на дискриминантных диаграммах $Zr - Ti/100 - Y \times 3$ (в) и $Zr - Ti/100 - Sr/2$ (z) [34].

в) А, В – низкокальциевые толеиты, В – базальты срединно-океанических хребтов, В, С – известково-щелочные базальты, D – внутриплитные базальты.

z) А – низкокальциевые толеиты, В – известково-щелочные базальты, С – базальты срединно-океанических хребтов

20.8–61.0, $La/Sm_n - 4.52-6.27$) (см. рис. 9, б). Распределение редких элементов, нормированных к примитивной мантии (см. рис. 9, а), фиксируют умеренное обогащение некогерентными элементами, положительные аномалии Rb и Th, незначительные отрицательные аномалии U, Nb и Nd. В целом, геохимические особенности указывают на принадлежность гнейсов гранитоидным комплексам адакитового состава, характерным для архейских гранит-зеленокаменных областей [32].

В пределах того же интервала, а также в районе 80–90 км распространены крупнозернистые порфирированные биотитовые плагиомикроклиновые граниты со слабо проявленной гнейсовидностью, образующие нечетко ограниченные тела с постепенными переходами к биотитовым гнейсам. Граниты обогащены РЗЭ и другими редкими

элементами (см. рис. 9, а, б). Легкие РЗЭ сильно, а тяжелые – слабо фракционированы ($La/Yb_n - 9.7-13.0$, $La/Sm_n - 3.11-4.04$), характерна отрицательная аномалия Eu. На фоне общего обогащения редкими элементами выделяются относительные отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti и отчасти Zr. Эти особенности позволяют сопоставлять их с гранитами активных окраин Андийского типа. На дискриминантной диаграмме Ta–Yb исследованные образцы попадают в поле гранитоидов вулканических дуг (см. рис. 9, в). Их формирование могло также стать результатом парциального плавления ранее сформированных гнейсов.

Таким образом, геохимические исследования мафитовых вулканитов Шомбозерской и Каливоярвской структур и гранитов в надвинутом блоке, принадлежащем Беломорской области, ука-

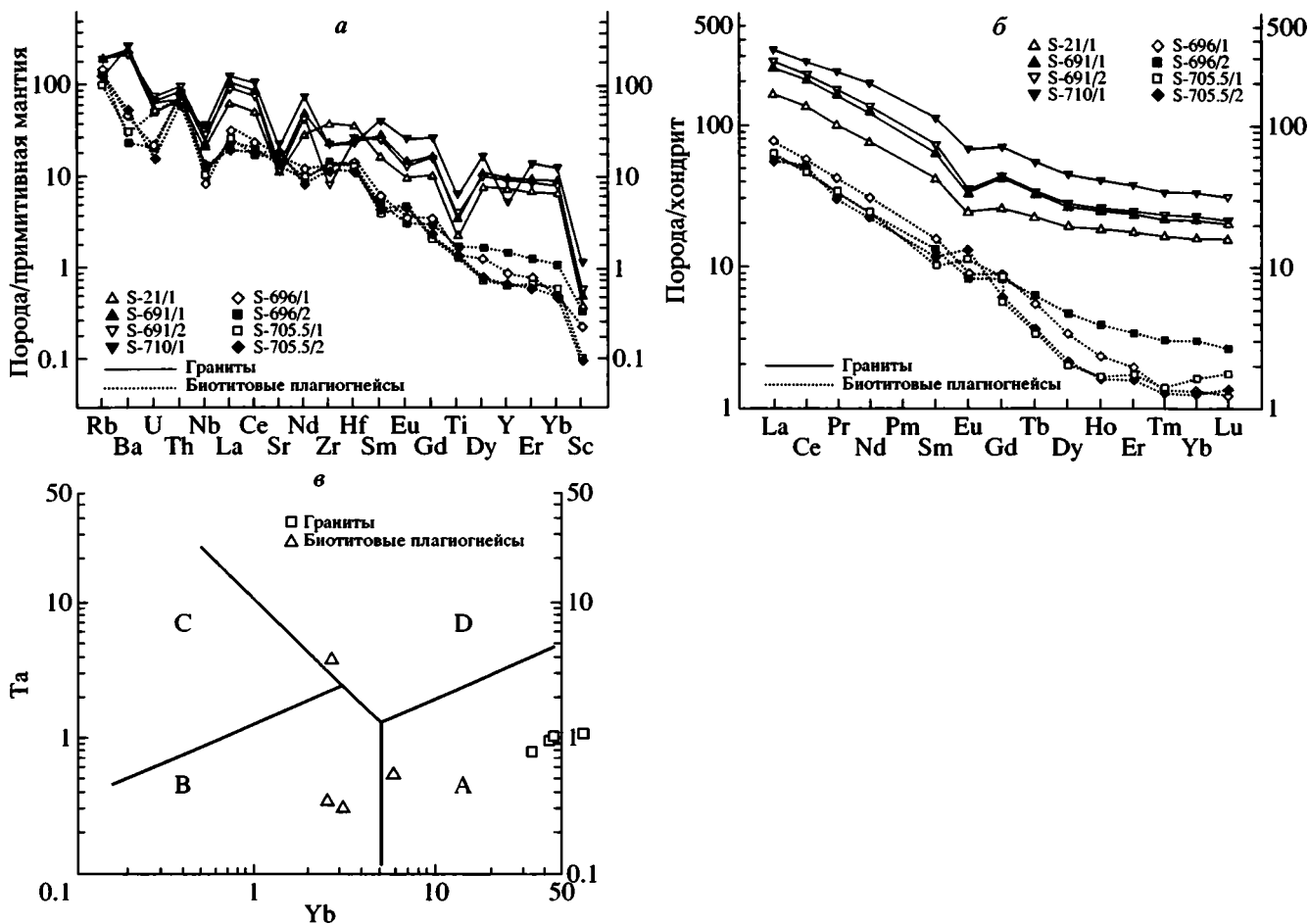


Рис. 9. Распределение редких (а) и РЗЭ элементов (б) в гнейсах и гранитах, участвующих в строении Нижнебеломорской тектонической пластины, составы хондрита и примитивной мантии по [26], гнейсы и граниты Нижнебеломорской тектонической пластины на дискриминантной диаграмме Ta – Yb (в) [35]

A – граниты океанических хребтов, B – граниты вулканических дуг, C – синколлизийные граниты, D – внутриплитные граниты

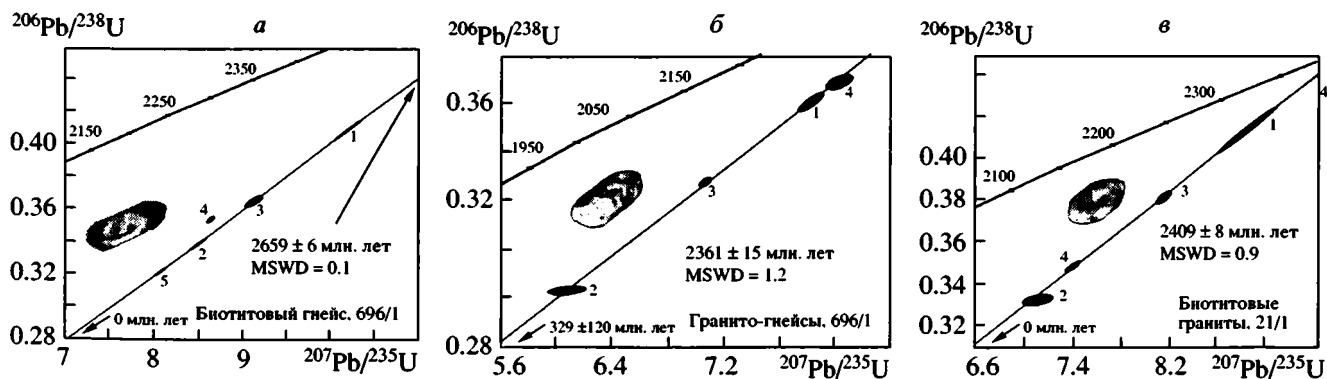


Рис. 10. Изотопно-геохронологические оценки возраста гнейсов и гранитов, участвующих в строении Нижнебеломорского тектонического покрова (Беломорская область)

зывают на участие процессов растяжения коры и, возможно, субдукции в палеопротерозойской истории региона.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Для уточнения возрастных соотношений геодинамических событий были проведены геохронологические исследования гнейсов и гранитов, участвующих в строении надвинутého блока Беломорской провинции (точки опробования показаны на рис. 4). На изохронных диаграммах (рис. 10) зафиксированы три стадии гранитообразования. Первая (2659 ± 6 млн. лет) отвечает гранитообразованию неoarхейского возраста, последующие события, 2361 ± 15 и 2409 ± 8 млн. лет, очевидно, связаны с субдукционной и/или коллизионной обстановками, завершившими раннюю стадию палеопротерозойской эволюции региона.

ОБСУЖДЕНИЕ

Нижняя кора, мантия, раздел Мохо. Интенсивно отражающая нижняя кора Карельского кратона в сечении профилем 4В представляет собой тектоническую пластину клиновидного сечения, ограниченную снизу разделом Мохо. До настоящего времени остаются дискуссионными оценки состава нижней коры и природы границы Мохо под докембрийскими щитами. Геофизические данные и результаты изучения глубинных ксенолитов свидетельствуют, что нижняя кора образована преимущественно породами основного состава, подвергшимися метаморфизму в условиях гранулитовой и, отчасти, эклогитовой фации [37]. Нижняя кора Беломорской области охарактеризована ксенолитами, заключенными в девонских лампрофировых и кимберлитовых дайках и трубках, размещенных по берегам Кандакшского залива. Ксенолиты представлены неoarхейскими и палеопротерозойскими породами габброидного и габбро-анортозитового состава, преобразованными в палеопротерозое в гранатовые гранулиты и эклогиты [4, 28]. Оценки плотности ксенолитов варьируют в интервале $3.0\text{--}3.6$ г/см³, скорости продольных волн V_p – $6.8\text{--}7.9$ км/с [31]. “Мантийные” ксенолиты образованы шпинелевыми перидотитами, кристаллизовавшимися на тех же глубинах, что и породы “нижнекорового” типа [4, 14]. Измеренные плотности гранулитов нижней коры Беломорской области сопоставимы со “среднемировыми” значениями плотности “нижнекоровых” гранатовых гранулитов, гранатсодержащих анортозитов и “верхнемантийных” эклогитов ($3.00\text{--}3.28$ для первых, $2.79\text{--}3.06$ для вторых и $3.24\text{--}3.59$ г/см³ для третьих). Соответствующие оценки V_p составляют $7.03\text{--}7.50$, $7.26\text{--}7.55$ и $7.71\text{--}8.58$ км/с [37].

Оценки скоростей и плотностей пород коры и верхней мантии Карельского кратона вдоль геотрансекта ГТТ/СВЕКА на территории Финляндии составили: скорость в нижней коре – $6.88\text{--}7.09$ км/с, в верхней мантии непосредственно ниже раздела Мохо – 8.20 км/с с последующим ростом до 8.42 км/с на глубинах порядка 60 км, соответственно, плотность – 3.10 и 3.48 г/см³ [30]. Близкие скоростные оценки получены вдоль профиля “Кемь–Ухта”: $6.7\text{--}7.0$ в нижней коре и 8.0 км/с в прилегающей к Мохо части мантии [1]. Как отмечено выше, отражения в верхней мантии, непосредственно подстилающей область резкого утонения нижней коры около восточного конца профиля, в пределах Беломорской области, как бы транслируют структурный рисунок нижней коры в мантийную область (см. рис. 4 и 5). Учитывая простирающиеся региональные геологические структур (см. рис. 1, 4), можно предполагать, что размещенные несколько севернее девонские дайки и трубки опробуют именно этот глубинный уровень. Суммируя доступную информацию, можно заключить, что нижняя кора и верхняя мантия (по крайней мере, до внутримантийного раздела на глубине ~ 60 км) образованы высокометаморфизованными породами основного состава, с некоторого уровня – с участием шпинелевых перидотитов. Ультрамафиты без существенного присутствия основных пород, вероятно, размещены ниже названного раздела. Для нижнекорового комплекса характерны вещественная слоистость и породы, достаточно сильно различающиеся уровнем акустической жесткости. Вероятным аналогом этого комплекса является габбро-анортозит-гранулит-эклогитовый комплекс Берген-Арк (Норвегия), характеризующийся присутствием эффективных отражателей на контактах типа гранулит-эклогит, который был предложен в качестве образа расслоенной нижней коры [25]. В свою очередь, верхнемантийный комплекс по профилю 4В образован относительно однородными эклогитами или сочетанием эклогитов и шпинелевых перидотитов, границы между которыми не создают значительных отражений. Сопоставление геологической ситуации и петрологических оценок глубин метаморфизма пород, представленных ксенолитами, позволяет заключить, что глубина размещения “нижнекоровых” пород основного состава в современной литосфере Беломорской области составляет не менее 50 км [14]. В то же время глубина Мохо, по данным ГСЗ (верхняя граница высокоплотных эклогитов), не превышает ~ 40 км [20].

Особенности нижней коры и собственно раздела Мохо вдоль профиля 4В свидетельствуют не только о вещественной, но и о тектонической природе этой фундаментальной границы. В част-

ности, утонение нижней коры в направлении погружения всего ансамбля тектонических пластин к восточному концу профиля указывает на крупномасштабные тектонические перемещения и деформацию нижнекорового слоя, сопровождавшиеся относительными смещениями вдоль раздела Мохо. На последующей стадии раздел Мохо в некоторых местах был прорван интрузиями магм мантийного происхождения (см. рис. 4).

Строение и структурная эволюция коры. Совместная интерпретация данных о строении коры вдоль профиля 4В и региональной геологической информации (прежде всего, геологических карт) позволяет заключить, что кора Карельского кратона и Беломорской провинции образована последовательностью тектонических пластин варьирующей мощности, которые погружаются в северо-восточном направлении (на разрезе – к восточному концу профиля). Тектонический ансамбль Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса в интервале 210–120 км по профилю 4В на глубине около 10 км отделен от подстилающей пластины пологой поверхностью (верхняя граница Западно-Карельского гранит-зеленокаменного комплекса), которую можно рассматривать в качестве поверхности главного срыва (детачмента). Восточнее эта поверхность погружается до глубины 27 км (см. рис. 4). Как было отмечено выше, морфология деформированных тектонических пластин в коре восточной части Карельского кратона явилась результатом надвигания и чешуирования этих пластин в западном и юго-западном направлениях. Линейные палеопротерозойские пояса отвечают местам пересечения крутозалегающих частей тектонических пластин и чешуй дневной поверхностью. Субизометричные структуры (типа Шомбозерской) соответствуют выходам к поверхности полого залегающих и антиклинально изогнутых участков подобных пластин. Тектонический транспорт, по видимому, сопровождался повторным возникновением разломов взбросо-надвигового типа и формированием структурных дуплексов. Учитывая простирание неоархейских зеленокаменных поясов, следует предположить, что допалеопротерозойская конфигурация Карельского кратона определялась субмеридиональными (в современных координатах) границами. Тектонические перемещения палеопротерозойского времени были ориентированы под некоторым углом к границам неоархейского континента. Этим определялись значительные сдвиговые деформации границ тектонических пластин, которые невозможно зафиксировать при анализе сейсмических данных.

Подстилающая область коры образована тектоническими пластинами гранит-зеленокаменных комплексов (Западно-Карельский и Кухмо-

Суомуссалми) и нижнекоровой пластиной. Утонение двух нижних пластин по мере погружения может быть связано как с первоначальными особенностями морфологии этих образований, так и с растяжением коры при гравитационном коллапсе палеопротерозойского орогена.

Геодинамическая эволюция. Анализ геологической ситуации, вновь полученных и ранее опубликованных геохронологических данных позволяет предполагать, что ансамбль наклонных тектонических пластин был первоначально сформирован в неоархее в процессе последовательной аккреции островодужных, океанических и континентальных фрагментов к древнему ядру Карельского кратона (см. список литературы в [13]). Соответственно, погружение в восточном направлении пластин, образованных гранит-зеленокаменными комплексами, является отражением неоархейской эволюции.

Существующие представления о последовательности формирования осадочных и вулканогенных ассоциаций палеопротерозойских поясов Карельского кратона не имеют пока достаточно геохронологического обоснования. Отнесение части из них к началу или к средней части палеопротерозоя (соответственно, сумий-сариолий и ятулий-людиковий) базируется на межрегиональных и стратиграфических корреляциях, которые в значительной степени опираются на предположения о синклинальном строении палеопротерозойских поясов. Вывод об иных структурных формах этих поясов должен повлечь за собой перестройку этих представлений. Актуальность проблемы подтверждается выявлением вулканических ассоциаций, близких океаническому и островодужному типам в пределах рассматриваемых поясов. Особенности состава вулканитов указывают также и на участие источника плюмового типа. В свою очередь, геохимические и геохронологические данные позволяют предполагать существование гранитов окраинно-континентального типа, формировавшихся в пределах Беломорской области в начале палеопротерозоя, 2.41–2.36 млрд. лет назад. В целом, структурные особенности Восточно-Карельского чашуйчато-надвигового пояса позволяют рассматривать его в качестве одного из элементов коллизионной зоны, сформированной в процессе объединения Беломорского и Карельского фрагментов ранее существовавшего суперконтинента после закрытия Восточно-Карельского океана [13]. С другой стороны, участвующие в строении палеопротерозойских поясов кварциты и аркозовые песчаники указывают на обстановки осадконакопления, характерные для внутриплитных бассейнов или пассивных окраин. Эти данные могут быть согласованы в рамках модели последовательной эво-

люции рифтогенного эпиконтинентального бассейна, инициированного активностью суперплюма около 2.5 млрд. лет назад [33]. Формирование нижней коры (андерплейтинг мафитовых расплавов и гранулитовый метаморфизм ювенильных палеопротерозойских пород и нижней части неoarхейской коры), очевидно, было связано именно с процессами подобного типа (см. ссылки на публикации в работах [13, 33]). Модель предполагает последующее расширение бассейна с переходом к стадии океанического спрединга с образованием протяженного, но относительно узкого океана и, далее, закрытие этого океана с участием субдукции. Терригенные осадки первоначально накапливались в пределах рифтогенного бассейна и затем – на пассивных окраинах возникшего океана. Затем одна из пассивных окраин была преобразована в активную, в пределах которой и были сформированы вулканы и гранитоиды соответствующего типа. Результатом коллизии континентальных фрагментов стали тектоническое совмещение пассивной и активной окраин, перемещение коровых пластин к западу и юго-западу, чешуирование и скупивание коры. Горнопородные ассоциации, сформированные на пассивной и активной окраинах, оказались многократно совмещены между собой и с тектоническими пластинами неoarхейского основания. За коллизионным утолщением коры, по-видимому, последовали процессы, связанные с гравитационным коллапсом горного сооружения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель глубинного строения раннедокембрийской коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита, разработанная в результате проведенных исследований, характеризуется следующими особенностями.

1. Мощность коры незначительно варьирует: от 36–37 км под центральной частью Карельского кратона до 39–40 км под Беломорским поясом.

2. В преобладающей части исследованного сечения Карельского кратона кора образована последовательностью тектонических пластин, погружающихся к восточному концу профиля, снизу вверх выделяются:

– нижнекоревая пластина, образованная преимущественно гранулитами, сформированными в результате высокотемпературного метаморфизма ювенильных палеопротерозойских пород и более древней неoarхейской коры;

– пластины, образованные неoarхейскими гранит-зеленокаменными комплексами (Кухмо-Суомсалми и Западно-Карельским);

– покровно-складчатый ансамбль, представляющий собой чередование тектонических пластин и чешуй, образованных породами неoarхейского гранит-зеленокаменного и палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплексов и деформированных с образованием структурных дуплексов (Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс).

3. Особенности нижней коры и раздела Мохо свидетельствуют как о вещественной, так и о тектонической природе этой фундаментальной границы. Данные сейсморазведки и результаты изучения нижнекоревых ксенолитов указывают на преимущественно мафитовый состав нижней коры и верхней части мантии (гранатовые гранулиты и эклогиты, возникшие в результате высокотемпературного метаморфизма габбро и габброанортозитов), возможно, при участии шпинелевых перидотитов, начиная с некоторой глубины. Контакты между гранулитами и эклогитами в “расслоенной” нижней коре являются эффективными отражателями. В свою очередь, верхняя часть мантии образована относительно гомогенными эклогитами или сочетанием эклогитов и шпинелевых перидотитов, контакты между которыми не являются эффективными отражателями.

4. В восточной части профиля коллаж тектонических пластин, образующих кору Карельского кратона, перекрыт покровно-надвиговым ансамблем Беломорского пояса.

Начало формированию этой последовательности, по-видимому, было положено в неoarхее процессами последовательной аккреции островодужных и океанических террейнов к древнему ядру Карельского кратона. Палеопротерозойская эволюция включала: инициальные процессы под воздействием суперплюма (андерплейтинг базитовых магм, высокотемпературный метаморфизм ювенильных палеопротерозойских и ранее существовавших неoarхейских горных пород и формирование рифтогенных бассейнов), преобразование рифтогенных бассейнов в океаны Красноморского типа, их последующее закрытие в результате субдукции, коллизию континентальных фрагментов и сопряженное формирование покровно-надвиговых и чешуйчато-надвиговых структурных ансамблей, коллапс коллизионного ороена.

Наиболее важным и одновременно наиболее неожиданным результатом исследований стал вывод о разделении неoarхейских и палеопротерозойских комплексов на тектонические пластины, деформированные с образованием структурных дуплексов. В частности, установлено, что Шомбозерская структура, традиционно считавшаяся синклиналью, в действительности пред-

ставляет собой антиформный перегиб системы тектонических пластин.

Предложенная модель глубинного строения существенно меняет сформированные ранее представления о коре юго-восточной части Фенноскандинавского щита как сочетании блоков с субвертикальными боковыми ограничениями и индивидуализированным характером внутренней расслоенности. Выявленные особенности свидетельствуют о формировании структуры коры этого региона в условиях широкомасштабных латеральных перемещений пластинообразных фрагментов коры, характерных для коллизионных процессов.

Авторы благодарят МПР РФ, финансировавшей работы в соответствии с Федеральной программой развития сети опорных геотраверсов. Совершенствованию геологической интерпретации сейсмических данных способствовало участие исполнителей проекта в плодотворных дискуссиях с российскими и иностранными коллегами, проходивших на рабочих совещаниях по проекту СВЕКАЛАПКО программы ЕВРОПРОБА.

Работа была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проекты РФФИ № 00-05-64241, 03-05-64292).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Р.Г., Павленкова Н.И. Сопоставление данных методов отраженных и преломленных волн по профилю Кемь–Ухта // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2001. С. 64–77.
2. Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможная Н.Г., Андрющенко Ю.Н., Ступак В.М. Геофизические исследования по региональному профилю 4В СВЕКАЛАПКО // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2001. С. 39–63.
3. Васильев С.А., Урупов А.К. Новые возможности изучения скорости распространения сейсмических волн и строения среды по наблюдениям во взаимных точках // Прикладная геофизика. 1978. Вып. 92. С. 3–16.
4. Ветрин В.Р. Нижняя кора Беломорского мегаблока: возраст, структура и условия формирования (по результатам изучения глубинных ксенолитов) // Вестник МТГУ. Труды Мурманского государственного технического университета. 1998. Т. 1. № 3. С. 7–18.
5. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Л.: Наука, 1990. 248 с.
6. Геология Карелии / Под ред. В.А. Соколова. Л.: Наука, 1987. 231 с.
7. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
8. Докембрийская геология СССР / Под ред. Д.В. Рундквиста и Ф.П. Митрофанова. Л.: Наука, 1988. 455 с.
9. Кольская сверхглубокая / Ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
10. Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.
11. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
12. Миц М.В., Берзин Р.Г., Андрющенко Ю.Н., Заможная Н.Г., Злобин В.Л., Конилов А.Н., Ступак В.М., Сулейманов А.К. Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотраверса 1-ЕВ, юго-восток Фенноскандинавского щита // Геотектоника, в печати.
13. Миц М.В., Берзин Р.Г., Заможная Н.Г., Ступак В.М., Сулейманов А.К., Бабарина И.И., Конилов А.Н. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2001. С. 157–190.
14. Миц М.В., Ветрин В.Р., Конилов А.Н. Эволюция, строение и термальная структура коры Лапландско-Беломорской области в раннем протерозое: интеграция результатов геологического и петрологического изучения Лапландских гранулитов и глубинных ксенолитов и данных сейсмического профилирования // Материалы 1-го Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар: Ин-ст Геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000. Т. 4. С. 168–170.
15. Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
16. Миц М.В., Ступак В.М. Методические подходы к геологической интерпретации сейсморазведочных материалов, характеризующих глубинное строение кристаллической коры вдоль профиля 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2001. С. 144–156.
17. Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможная Н.Г., Щипанский А.А., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Конилов А.Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной ко-

- ры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2001. С. 109–143.
18. Светов С.А., Голубев А.И., Светова А.И. Геохимия сумийских андезитбазальтов Центральной Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии / Ред. А.И. Голубев. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2001. Вып. 4. С. 18–26.
 19. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Ред. Ф.П. Митрофанов, Н.В. Шаров. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 1998. Ч. 1. 236 с.
 20. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Ред. Н.В. Шаров. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 1997. 226 с.
 21. Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.
 22. Строение литосферы Балтийского щита / Ред. Н.В. Шаров. М.: Нац. геофизический комитет РАН, 1993. 165 с.
 23. Тектоника восточной части Балтийского щита / Ред. В.А. Перевозчикова. Л.: Недра, 1974. 288 с.
 24. BABEL Working Group. Integrated seismic studies of the Baltic Shield using data in the Gulf of Bothnia region // *Geophys. Jour. Int.* 1993. Vol. 112. P. 305–324.
 25. Fountein D.M., Boundy T.M., Austrheim H., Rey P. Eclogite-facied shear zones – deep crustal reflectors? // *Tectonophysics*. 1994. Vol. 232. P. 411–424.
 26. Hoffman A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // *Earth and Planet Sci. Lett.* Vol. 90. P. 297–314.
 27. Ji S., Long C., Martignole J., Salisbury M. Seismic reflectivity of a finely layered granulite-facies ductile shear zone in the southern Grenville Province (Quebec) // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 279. P. 113–133.
 28. Kempton P.D., Downes H., Neymark L.A., Wartho J.A., Zartman R.E., Sharkov E.V. Garnet granulite xenoliths from the northern Baltic Shield – the underplated lower crust of a Palaeoproterozoic large igneous province? // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. № 4. P. 731–763.
 29. Kontinen A. An early proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Prec. Res.* 1987. Vol. 35. № 1. P. 313–341.
 30. Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P. and GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // *Int. Geol. Review.* 1999. Vol. 41. P. 287–333.
 31. Markwick A.J.W., Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangel'sk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // *Lithos*. 2000. Vol. 51. P. 135–151.
 32. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
 33. Mints M.V., Konilov A.N. Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the Palaeoproterozoic: evidences from granulite-gneiss belts, collisional and accretionary orogens // *The Precambrian Earth. Tempos and events. Series "Developments in Precambrian Geology, 12"* // Eds. P.G. Erikson et al. Amsterdam: Elsevier, 2004 in press.
 34. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic rocks determined using trace element analysis // *Earth Planet Sci. Lett.* 1973. Vol. 19. № 1. P. 290–300.
 35. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journ. of Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956–983.
 36. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kröner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., Garbe-Schöneberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contrib. Miner. Petrol.* 1998. Vol. 130. P. 134–153.
 37. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33. P. 267–309.
 38. Scott D.J., St-Onge M.R., Lucas S.B., Helmstaedt H. Geology and geochemistry of the Early Proterozoic Purtuniqu ophiolite, Cape Smith belt, northern Quebec, Canada // *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere* / Eds. Peters et al. Amsterdam: Kluwer Academic, 1991. P. 817–849.
 39. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. Vol. 59. P. 101–118.
 40. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in Ocean Basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Рецензенты: В.А. Глебовицкий,
М.З. Глуховский

**The Deep Structure of Early Precambrian Crust
of the Karelian Craton, Southeastern Fennoscandian Shield:
Results of Investigation along CMP Profile 4B**

M. V. Mints*, R. G. Berzin, A. K. Suleimanov**, N. G. Zamozhnyaya**,
V. M. Stupak**, A. N. Konilov*, V. L. Zlobin*, and T. V. Kaulina*****

**Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia
e-mail: michael.mints@mtu-net.ru*

***FGU NPP Spetsgeofizika, Povarovka, Moscow oblast, Russia*

****Geological Institute, Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences,
ul. Fersmana 14, Apatity, Murmansk oblast, 184200 Russia*

Abstract—A model of Early Precambrian crust and upper mantle structure down to a depth of 60 km beneath the Karelian Craton and Belomorian Province was developed on the basis of CMP seismic surveying along Profile 4B (FGU NPP Spetsgeofizika, 1999) coupled with results of geological, geochemical, and geochronological studies and examination of deep xenoliths. It is shown that the packets of seismic reflections within gneiss–amphibolite–migmatite sequences resulted from interference of reflections from contacts of thin amphibolite interlayers embedded into the granite-gneiss matrix. The Karelian Craton crust is composed of tectonic sheets consecutively plunging toward the eastern profile end. The East Karelian imbricated thrust belt is made up of alternating sheets consisting of Neoproterozoic granite–greenstone and Paleoproterozoic volcanosedimentary sequences deformed with the formation of structural duplexes. The lower crust and uppermost mantle largely consist of mafic rocks (garnet granulite and eclogite resulted from the metamorphism of gabbro and gabbroan-orthosite), probably, with the participation of spinel lherzolite appearing below a certain depth. In the eastern segment of the profile, the Karelian Craton is overlapped by nappes and thrusts of the Belomorian Province. The spatial relationships between tectonic units of regional rank (Karelian Craton, Belomorian Province, and system of volcanosedimentary belts) are related to the Paleoproterozoic collisional events. The Paleoproterozoic Shombozero structure, which was traditionally regarded as a syncline, actually is an anticlinal bend of tectonic sheets, cut by erosion level.

УДК 551.242:552.332(268.46)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРОТЕРОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ПОРЬЕГУБСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ (КАНДАЛАКШСКИЙ ЗАЛИВ БЕЛОГО МОРЯ)

© 2004 г. **В. М. Моралев**, М. Д. Самсонов

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 119108 Москва,
Старомонетный пер., 22, Россия*

Поступила в редакцию 22.05.2003 г.

Порьегубское дайковое поле является единственным участком скопления даек лампроитов раннепротерозойского возраста (1720 ± 8 млн. лет), приуроченным к окончанию Онежско-Кандалакшского докембрийского сегмента системы рифтов Белого моря. Исследование петрохимических характеристик лампроитов показало их принадлежность к дифференциатам единой ультраосновной – щелочной магмы мантийной природы. Установлена закономерная боуэновская направленность дифференциации в сторону относительно более кислых расплавов как в отдельных дайковых телах от краевых зон к центральным, так и по простиранию обнажающейся на суше части поля в юго-восточном направлении (т.е. в сторону моря). На дискриминантных диаграммах точки составов лампроитов располагаются в полях внутриплитных базальтов или базальтов деструктивных континентальных окраин и их дифференциатов, так же, как и точки составов щелочных базальтов единичных даек палеозойского возраста, характеризующихся, однако, совершенно противоположными трендами внутридайковой дифференциации. Полученные данные хорошо согласуются с результатами структурных исследований, показывающими преимущественную локализацию лампроитовых даек в зонах повышенной трещиноватости и отличительные особенности морфологии даек, свидетельствующие об их внедрении в обстановке растяжения. Последняя благоприятствовала реализации процесса дифференциации магмы в дайковых телах и, возможно, в промежуточных очагах. Интерпретация тектонической позиции дайкового поля в протерозое как приуроченного к осевой зоне докембрийского сегмента системы палеорифтов представляется, таким образом, наиболее вероятной. Тектонические условия внедрения даек в палеозойский этап были неодинаковы в рифтовой структуре, которая характеризовалась весьма существенной сдвиговой компонентой. Чередование участков трансенсии и транспрессии могло быть причиной неравномерного распределения даек и разных тектонических условий их внедрения. В дайках, внедрившихся в участках трансенсии, развивалась дифференциация по нормальному тренду, тогда как в дайках интервалов трансенсии, как в случае, наблюдаемом в Порьегубском поле, выявляется совершенно другой специфический тренд дифференциации. Возникновение этого явления может объясняться внутридайковой ассимиляцией магмой кислого материала верхней коры.

ВВЕДЕНИЕ

Петрохимические (включая геохимические) характеристики магматических пород сейчас широко используются для анализа и реконструкции тектонических условий времени внедрения. Наиболее полно этот подход разработан для распознавания природы и условий формирования базальтоидных магматических серий, зон спрединга и рифтогенеза, а также для классификации базальтоидных, известково-щелочных и гранитоидных магматических серий зон широкого спектра геодинамических обстановок, зон субдукции и коллизии. Значительно слабее обстоит дело с анализом связей между тектоническими условия-

ми и петрохимическими характеристиками магматических пород внутриплитных обстановок, особенно пород щелочных и щелочно-ультраосновных серий. К последним, как известно, принадлежат малые интрузии щелочных пород и сложные концентрически-кольцевые крупные массивы с карбонатитами или дунитовыми ядрами, а также поля базальтов и трубок взрыва (кимберлитовых и базальтовых) и дайковые рои или пояса. Понимание тектонических факторов, контролирующих пространственное размещение таких проявлений магматизма, до сих пор оставляет желать лучшего. В связи с этим предлагаемый ниже пример выявляемой корреляции между петро-

химическими параметрами типичных внутриплитных щелочных пород и тектоническими условиями их внедрения заслуживает внимания.

Объектом исследования явились дайки Порьегубского поля, принадлежащего к Беломорскому (или Кандалакшскому) дайковому поясу. Последний отличается от типичных роев мафических даек незакономерной ориентировкой даек, не вытягивающихся параллельно простиранию роя, резко неравномерным распределением даек (чередованием узлов даек с интервалами их отсутствия или нахождения единичных даек) и щелочным составом пород даек. Приуроченность даек к трещинам различной ориентировки была выявлена сразу после получения данных о существовании здесь не только палеозойских, но и более древних (определявшихся как рифейские) щелочных пород [6, 15, 17, 18]. В более ранних работах о щелочных породах даек Кандалакшского залива такого разделения не производилось, и с начала XX в. они относились к палеозойским (Кранк Е.Н., Белянкин Д.С., Влодавец В.И., Судовиков Н.Г., Куплетский Б.М., Кухаренко А.А. и др.). В современной литературе широкое признание получило представление о принципиальной монохронности палеозойского магматизма Кольской щелочной провинции, датированного как 380–360 (или 400–360) млн. лет, хотя в пределах этого этапа выделяют несколько фаз внедрения [21]. Некоторые исследователи указывают на наличие в пределах Северо-Атлантической щелочной провинции проявлений более древнего (раннепалеозойского, т.е. около 560 млн. лет) магматизма и на возможную принадлежность к нему некоторых даек ранней серии Кандалакшского грабена, однако это предположение остается недостаточно обоснованным.

Остается очевидным, что подавляющее большинство даек Беломорского пояса принадлежит к среднепалеозойским образованиям Кольской щелочной провинции и лишь небольшая, но компактная группа даек лампроитов Порьегубского комплекса является производными значительно более древнего этапа магматизма. Последний был недавно достаточно надежно датирован Rb-Sr и Sm-Nd методами как позднепротерозойский (1720 ± 8 млн. лет), что позволило определить и время заложения наиболее древних сегментов рифтовой системы Белого моря [11, 13]. Справедливости ради необходимо упомянуть о единичных находках в Беломорском дайковом поясе кварц-карбонатных жил (содержащих свинцово-серебро-цинковую минерализацию) и даек долеритов, относящихся на основании отдельных датировок к раннепалеозойским образованиям. Ограниченность находок этих пород не

позволяет обсуждать условия их внедрения и вынуждает ограничить анализ двумя главными этапами внедрения даек, относящимися к концу раннего протерозоя и к среднему палеозою.

Уникальным местом в Беломорском поясе, где дайки этих этапов могут наблюдаться в пределах одного сравнительно небольшого по площади узла, является Порьегубское дайковое поле. Правда, среднепалеозойские щелочные породы представлены здесь единичными дайками, тектонические условия формирования которых, как выяснилось, отличны от условий внедрения аналогичных даек в участках их скопления. Там эти условия определены как отвечающие локальным участкам трансенсии, т.е. растяжения в сдвиговых зонах [14]. Полученные данные о петрохимических особенностях даек Порьегубского дайкового поля позволяют показать, что это заключение не полностью характеризует тектоническую обстановку внедрения щелочных пород палеозойского этапа, которая представляется более сложной.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ ПОРЬЕГУБСКОГО ПОЛЯ

Порьегубское дайковое поле является узлом скопления даек протерозойских лампроитов, расположенным на берегах серии вытянутых в северо-западном направлении узких полуостровов запада Порьей губы и соседних губ – Педуниха и Ильинская (рис. 1). Все заливы (губы) далеко вдаются в Кольский полуостров, что определяет весьма необычный, сильно изрезанный характер береговой линии Кандалакшского залива в районе Порьей губы. Это может объясняться тем, что именно здесь из акватории на материк выходит серия зон повышенной трещиноватости северо-западного окончания докембрийского сегмента (Онежско-Кандалакшского) рифтовой системы Белого моря [1, 8, 11]. В пределах Порьегубского дайкового поля известно 26 даек протерозойских лампроитов и единичные дайки палеозойских щелочных базальтов. Все они располагаются в анортозитах и габбро-анортозитах юго-восточного окончания Колвицкого массива “автономных” анортозитов и в кристаллических сланцах кандалакшско-колвицкого гранулитового комплекса [5]. Эти раннедокембрийские метаморфические и магматические комплексы являются компонентами Лапландского гранулитового покрова (пояса), надвинутого на гнейсы беломорского комплекса. Дайки лампроитов приурочены к системе трещин северо-западного простирания, параллельного гнейсовидности вмещающих гранулитов и габбро-анортозитов, но с крутым (70–80°) встречным падением к юго-западу. Эта система

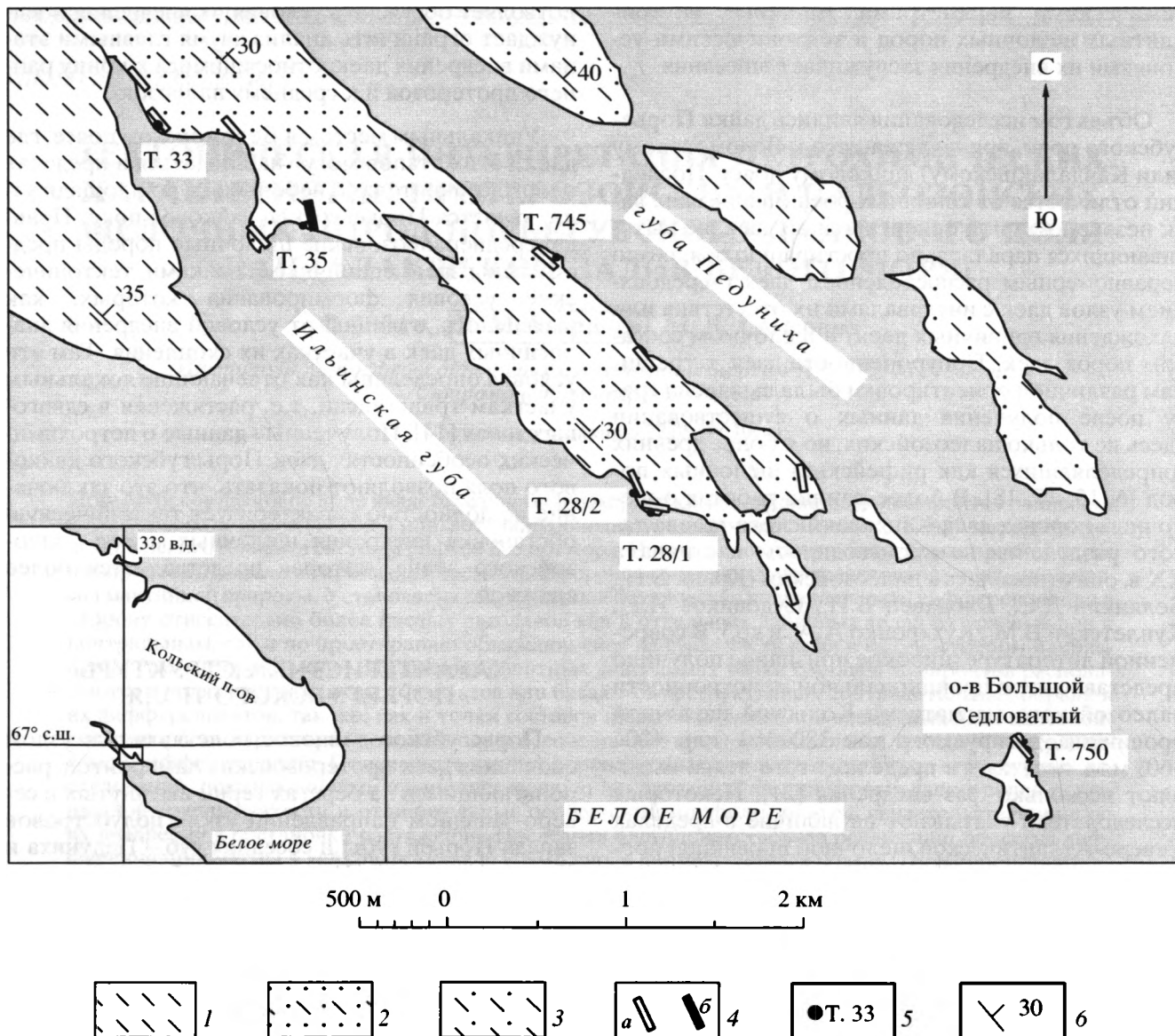


Рис. 1. Схема геологического строения Пор'егубского дайкового поля

1 – анортозиты, преимущественно лейкократовые; 2 – габбро-анортозиты, преимущественно мезо- и меланократовые; 3 – гранат-пироксен-амфибол-плагиоклазовые сланцы и (гранулиты); 4 – дайки: а – раннепротерозойских лампроитов (PR₁), б – среднепалеозойских щелочных базальтов (PZ₂); 5 – точки отбора проб; 6 – элементы залегания сланцеватости

трещин совпадает с направлением одного из палеорифтов Беломорской системы, а морфологические особенности даек свидетельствуют об их приуроченности к трещинам отрыва, типичным для осевых частей рифтовых зон, характеризующихся условиями растяжения [10]. Дайки палеозойского возраста имеют субмеридиональное и северо-восточное простирание, поперечное по отношению к простиранию вмещающих пород и даек лампроитов. Они приурочены к трещинам отрыва и скола древней (дорифтовой) системы нару-

шений, реактивированной в палеозое в условиях регионального сжатия, обеспечивающих возможность проникновения магматических расплавов, главным образом, в локальных участках трансформации, где возникали дайковые узлы, и лишь в отдельных случаях между этими участками.

Основной системой трещин в докембрийских метаморфических и магматических комплексах Пор'егубского дайкового поля является система продольных (субстратных) и поперечных трещин (с азимутами простираний СЗ – 310–320° и СВ –

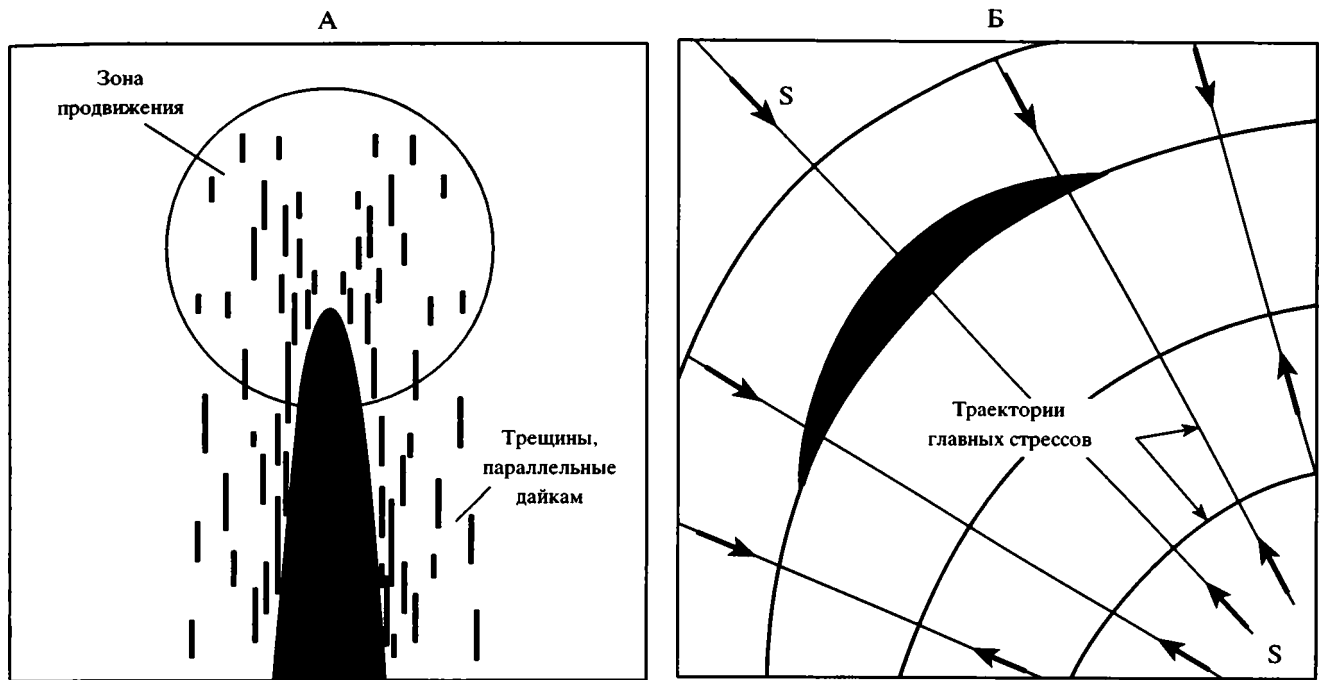


Рис. 2. Схема механизма продвижения даек в зонах повышенной трещиноватости (А) и ориентировки стрессов в зоне продвижения (Б), по [24]

30–40° соответственно) вместе с сопряженными парами сколовых трещин. Последние часто развиты не в одинаковой степени, что свидетельствует о существенной роли сдвиговых деформаций. Наблюдаются также различия в углах между сколовыми трещинами в горизонтах пород различного состава, в частности, массивных лейкократовых и полосчатых мезо- и меланократовых анортозитах Колвицкого массива. Эти углы в лейкократовых анортозитах оказались менее острыми или тупыми (от 70 до 100°) по сравнению с меланократовыми разностями, где они варьируют в интервале 50–70° [12]. Зависимость геометрических характеристик трещинной сети от реологических свойств пород показывает, что данная система трещин сформировалась в результате деформации уже вполне прочных (т.е. остывших) магматических и метаморфических пород, а имеющиеся геохронологические данные позволяют определить время развития этой системы. Завершение свекофенского коллизионного этапа на севере Балтийского щита по многочисленным изотопным определениям возраста датируется 1920–1900 млн. лет, а продолжительность подъема и эксгумации дислоцированных докембрийских комплексов, судя по времени закрытия U–Pb изотопных систем в сфенах и рутилах из беломорских гнейсов, охватывает интервал между 1850 и 1750 млн. лет [2].

К более позднему этапу эволюции разломно-трещинной системы Порьегубского дайкового поля относится возникновение трещин, уже непосредственно связанных с заложением рифтовой системы Белого моря. Именно к этому этапу должно быть отнесено формирование трещин СЗ простирания, параллельных простиранию вмещающих пород, но с крутым встречным падением к ЮЗ, которые контролировали положение даек лампроитов порьегубского комплекса. Эта система трещин является специфической, так как имеет локальное развитие только в Порьегубском дайковом поле и не известна в других участках Беломорского дайкового пояса. Судя по морфологии даек лампроитов, это были трещины отрыва [10]. Механизм продвижения даек (рис. 2) в зонах повышенной трещиноватости, предусматривающий возможность в отдельных случаях возникновения в зоне продвижения даек перпендикулярного простирания (такой случай в Порьегубском дайковом поле имеется в точке 28), рассмотрен в литературе и представляется вполне приемлемым для объяснения появления в пределах Порьегубского дайкового поля дайки лампроитов аномального простирания [24].

Единичные дайки палеозойских щелочных пород, располагающиеся в пределах Порьегубского дайкового поля, так же, как аналогичные дайки на участках, расположенных неподалеку, но за

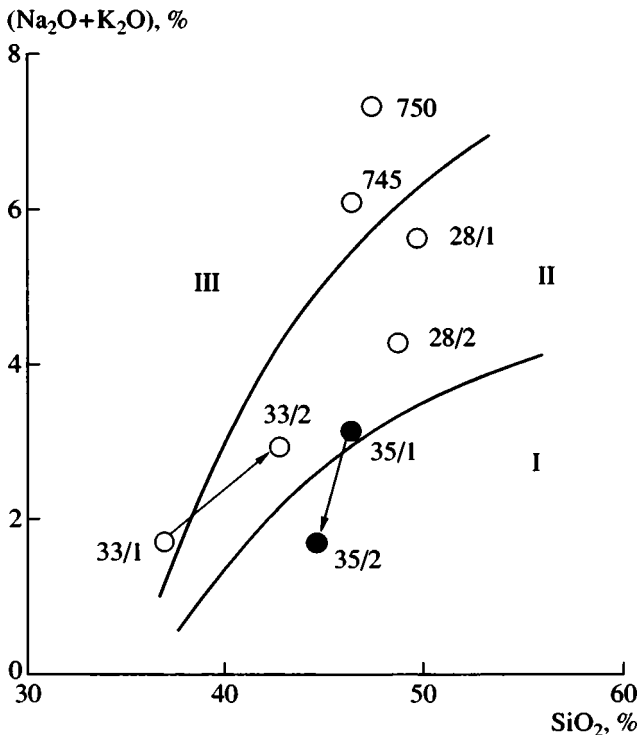


Рис. 3. Классификационная диаграмма составов протерозойских лампроитов (открытые кружки) и палеозойских щелочных базальтов (затемненные кружки), по [7] Стрелками показаны тренды изменения составов в отдельных дайках от края к центру (точки 33/1 → 33/2 и 35/1 → 35/2). Поля составов пород магматических серий: I – толеитовой, II – субщелочной, III – щелочной

пределами собственно этого поля, приурочены к трещинам древней постколлизийной – постэкзгумационной системы. Реактивация ее в среднем палеозое была связана с новым этапом развития рифтогенеза на севере Восточно-Европейской платформы, причем на этом этапе существенную роль играли сдвиговые деформации [1]. Соответственно, интервалы трансенсии в зонах рифтообразующих разломов явились участками, наиболее благоприятными для внедрения магматических тел и возникновения дайковых узлов. Редкость нахождения единичных даек палеозойского возраста между узлами, как, в частности, в пределах Порьегубского дайкового поля, связана с тем, что они отвечали интервалам транспрессии и внедрение магмы могло происходить лишь в редких случаях в некоторые из сколовых трещин при условии, что давление магмы превышало давление вмещающих пород.

Результаты структурных исследований разломно-трещинной сети Порьегубского дайкового поля показывают, что развитие трещин основной древней системы происходило в условиях сжатия и последующей реактивации сначала в процессе

экзгумации и подъема докембрийских комплексов, а позднее, в палеозойское время, на стадии развития рифтогенеза в условиях регионального сжатия. Возникновение же системы трещин, контролирующей внедрение даек протерозойских лампроитов, происходило в условиях растяжения, отвечающего модели “простого сдвига” или “пассивного” рифтинга. Эти результаты структурных наблюдений, согласующиеся с заключениями, полученными в результате историко-геологического анализа дрейфа Европейской плиты и эволюции рифтовой системы Белого моря, достаточно убедительно показывают, что внедрение даек протерозойского и палеозойского возраста происходило в различных тектонических условиях [1]. Последние, как показано ниже, отразились и в петрохимических характеристиках разновозрастных даек.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ДАЕК

Использование петрохимических характеристик магматических пород для анализа петрогенеза и для распознавания тектонических условий образования обычно выполняется путем исследования составов как главных петрогенных, так и редких элементов и определения принадлежности пород к различным магматическим сериям, являющимся эталонными для различных геодинамических обстановок. Применительно к изучению малых интрузий, в том числе и даек, эта методика может быть дополнена анализом трендов дифференциации в отдельных телах, путем сравнения составов краевых и центральных зон. Для исследования даек Порьегубского дайкового поля использованы обе методики, хотя для единственной палеозойской дайки надежное определение принадлежности к определенной магматической серии несколько затруднено. Это, однако, может быть компенсировано результатами более ранних исследований петрохимических характеристик как палеозойских, так и протерозойских пород. По дайкам палеозойского возраста имеется обстоятельная сводка [4], в которой показана принадлежность пород к производным дифференцированной серии щелочных базальтов, включающей как меллилитовые базальты и нефелиниты, так и субщелочные базальты, вплоть до приближающихся к толеитовым. Петрология и геохимия протерозойских лампроитов Порьегубского дайкового поля была детально исследована коллективом авторов [13], пришедшим к заключению о происхождении пород из единого фракционированного расплава, возникшего путем выплавления из мантийных гранатовых перидотитов. Тем

не менее вопрос о возможных различиях в петрогенезисе разновозрастных даек, внедрявшихся, судя по результатам структурного анализа, в различных тектонических условиях, остался открытым, так же, как и само по себе существование таких различий.

Для получения дополнительных данных для решения этого вопроса было проведено опробование краевых и центральных зон представительных даек протерозойских лампроитов и палеозойских щелочных базальтов, расположенных в пределах Порьегубского дайкового поля в одних и тех же вмещающих породах (габбро-анортозитах), в 1 км друг от друга. Краевые зоны даек, мощностью 10–15 см, в обоих случаях легко отличаются от центральных зон, благодаря большей плотности, мелкозернистости и менее заметной порфировой структуре. Мощности даек вполне соизмеримы – 0.5–0.7 м (до 2.0–4.0 м в раздуве) для лампроитов и до 0.4–0.6 м для дайки палеозойских щелочных базальтов.

На классификационной диаграмме [7] $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ точки составов лампроитов попадают в поле щелочных и субщелочных пород, причем изменения состава пород от края к центру дайки (точки 33/1 и 33/2) соответствуют направлению тренда кристаллизационной дифференциации (рис. 3). Составы лампроитов других даек Порьегубского дайкового поля ложатся в те же поля. На этой диаграмме прекрасно видна и обратная направленность изменения составов от краевой к центральной зоне в дайке палеозойских базальтов, которые попадают в поля субщелочных и толеитовых дифференциатов (точки 35/1 и 35/2). Общая вытянутость поля точек составов лампроитов вдоль линии раздела щелочной и субщелочной серий свидетельствует об их принадлежности к хорошо дифференцированной магматической серии.

Более убедительно эта характеристика протерозойских лампроитов выявляется на диаграмме Л.С. Бородина для щелочно-ультраосновных и щелочно-базитовых пород [3]. Здесь великолепно видно, что точки составов лампроитов Порьегубского дайкового поля образуют вполне обоснованный тренд, близкий по направлению к кимберлитовому и нефелинитовому трендам, располагающийся в поле щелочно-ультраосновных пород и начинающийся в области составов мантийных реститов типа дунита и мончикита. Точки составов щелочных базальтов палеозойской дайки смещены в область щелочно-базитовых пород, а тренд внутридайковой дифференциации направлен в противоположную сторону по сравнению с лампроитовым трендом (рис. 4).

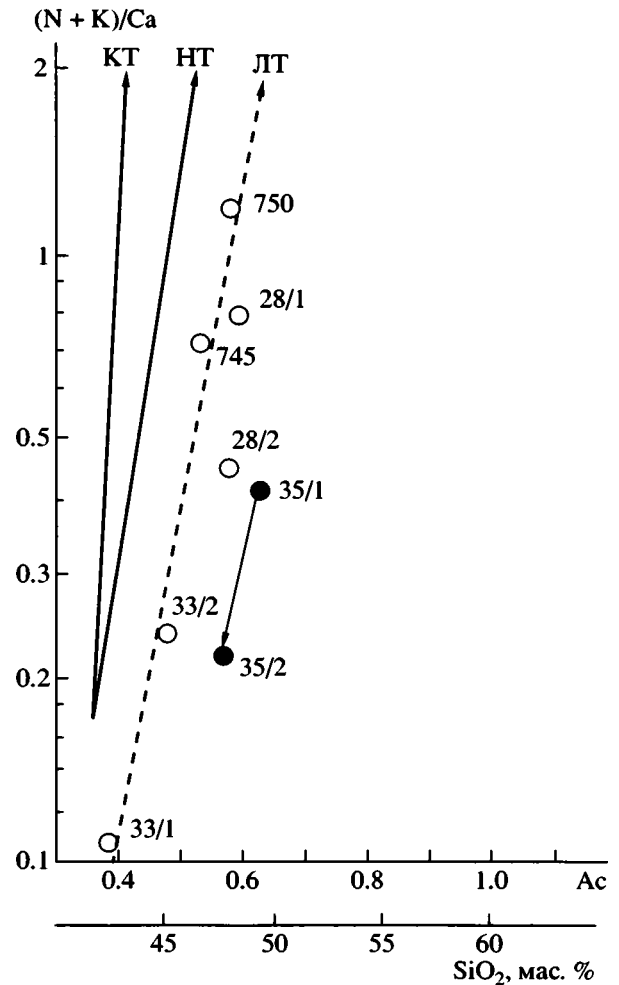


Рис. 4. Диаграмма трендов щелочно-ультраосновных и щелочно-основных магматических серий в координатах $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - \text{Ac}$, по [3]

КТ – кимберлитовый тренд; НТ – нефелинитовый тренд; ЛТ – тренд лампроитов Порьегубского комплекса. Точки составов пород см. рис. 3. Ac – общая кислотность

Приведенные диаграммы хорошо показывают четко выраженные тенденции изменения содержания элементов от краевых зон даек к центральным как в протерозойских лампроитах, так и в палеозойских щелочных базальтах, так же, как и в их взаимно противоположную направленность. В целом эти изменения в протерозойских лампроитах отображают дифференциацию в сторону увеличения содержания $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}, \text{Nb}, \text{Yb}, \text{Th}, \text{U}$ и уменьшения – $\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MgO}, \text{CaO}, \text{MnO}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Ni}, \text{Co}$, а в палеозойских щелочных базальтах, наоборот, в сторону уменьшения содержания феррических компонентов в краевой зоне дайки (рис. 5).

Выявленные петрохимические характеристики внутреннего строения дайки лампроитов, так же, как общие тенденции изменения состава пород

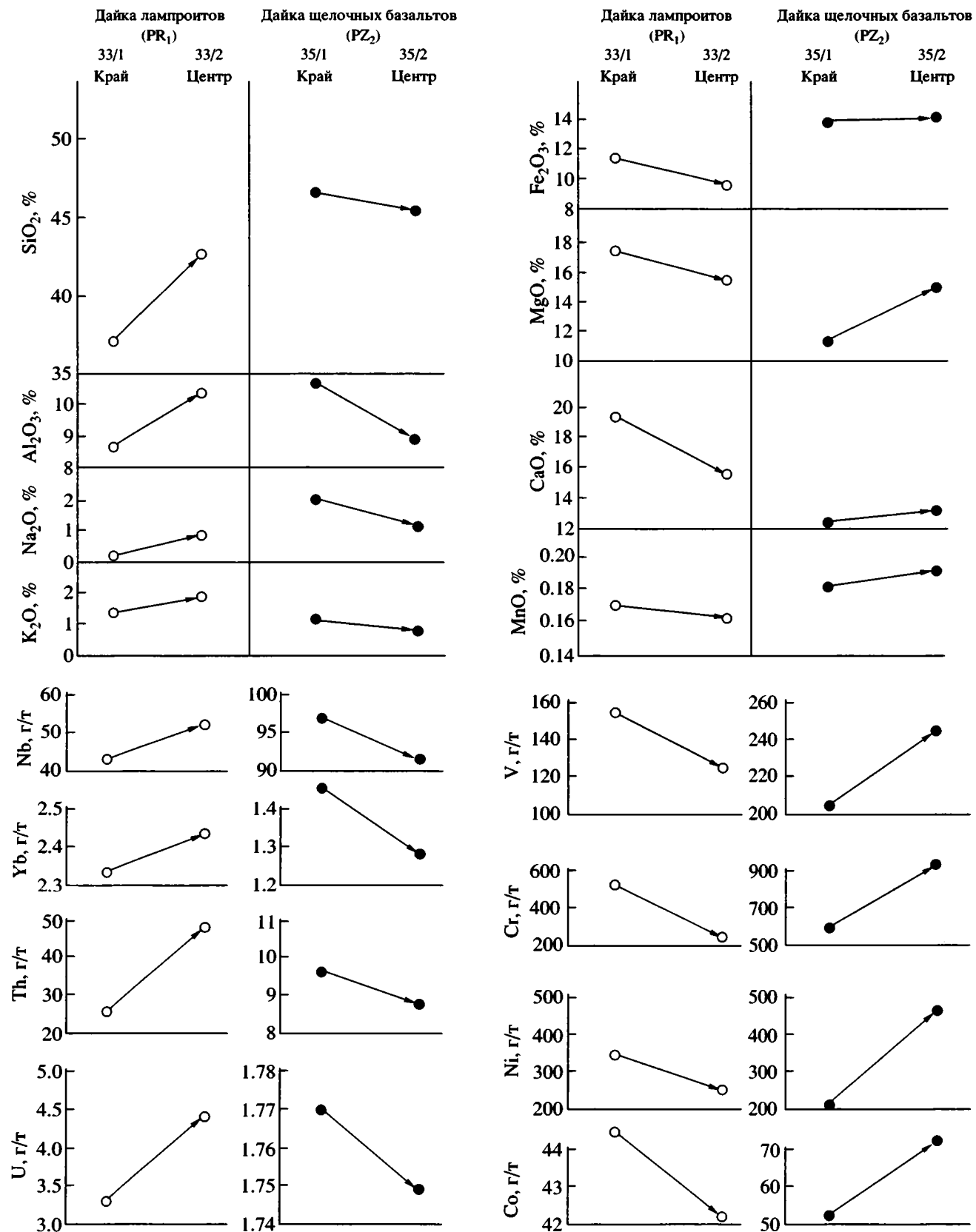


Рис. 5. Диаграммы внутридайковых трендов дифференциации петрогенных компонентов и редких элементов для даек лампроитов и щелочных базальтов

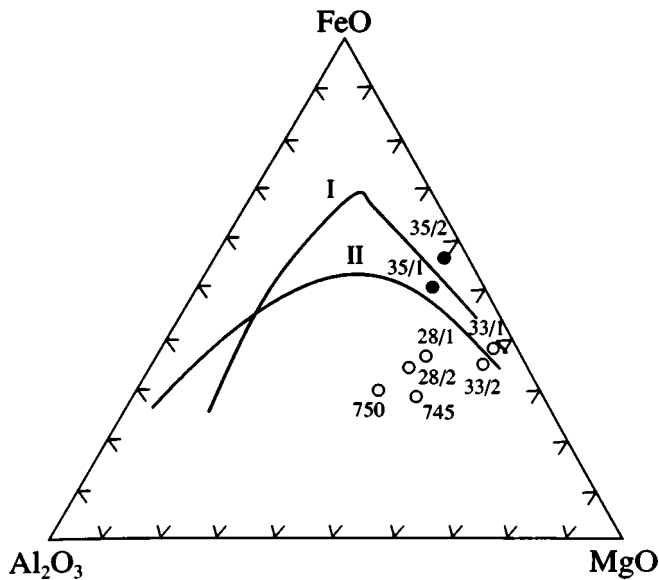


Рис. 6. Диаграмма AFM
Тренды дифференциации: I – толеитовый, II – известково-щелочной. Точки составов см. рис. 3

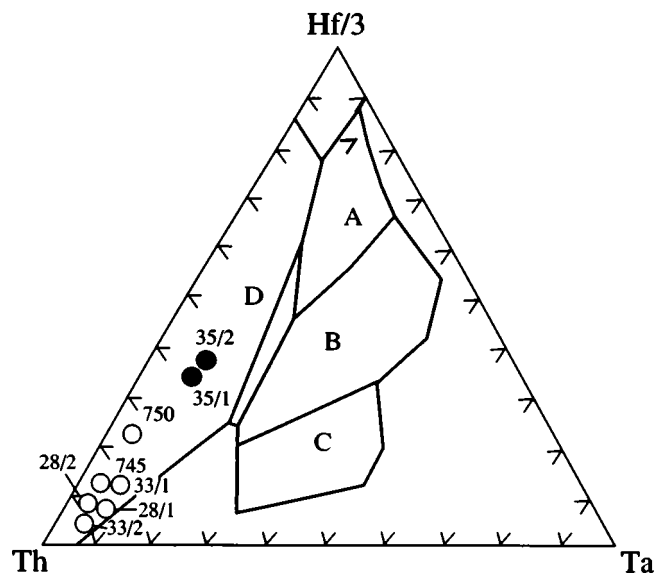


Рис. 8. Диаграмма Th–Hf/3–Ta, по [25]
Поля составов: А – нормальные базальты срединно-океанических хребтов, В – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов и толеитовые внутриплитные базальты, С – щелочные внутриплитные базальты и их дифференциаты, D – базальты деструктивных окраин плит и их дифференциаты. Точки составов см. рис. 3

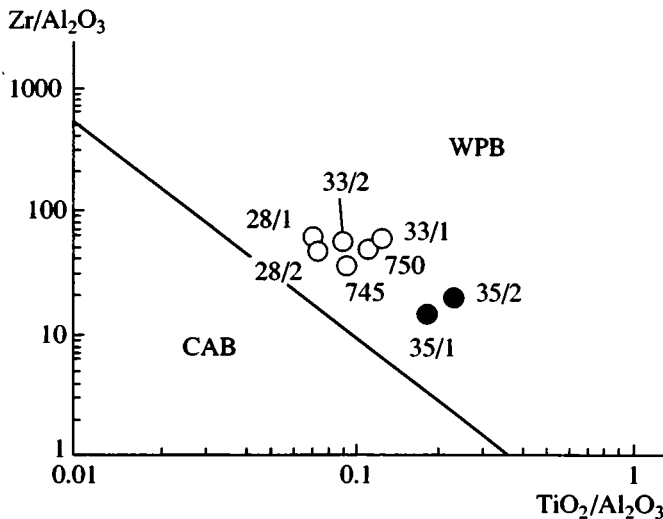


Рис. 7. Диаграмма $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$, по [23]
CAB – базальты известково-щелочной серии; WPB – внутриплитные базальты. Точки составов см. рис. 3

ля по простираанию, с появлением относительно все более кислых дифференциатов на юго-восточном фланге поля [16]. Можно напомнить, что такая направленность трендов дифференциации вообще характерна для даек магматических пород основного состава, внедряющихся в тектонических условиях растяжения, и, в частности, установлена для мафических даек известного роя Маккензи в Канаде [20].

Петрохимические характеристики дайки палеозойских щелочных базальтов, располагающейся в пределах Порьегубского дайкового поля, свидетельствуют о главенствующей роли других петрогенетических процессов. Наиболее вероятным объяснением обратной направленности трендов дифференциации в этой дайке представляется влияние механизма активного взаимодействия магмы с вмещающими породами (очевидно, гнейсами беломорского комплекса) и, соответственно, развитие в краевых зонах даек процесса ассимиляции кислого материала верхней коры. Такие условия наиболее ярко могли реализоваться в условиях напорного внедрения магмы в сколовые трещины реактивированной древней системы в пределах участков транспрессии (т.е. сдвига со сжатием).

этой группы в пределах Порьегубского дайкового поля, свидетельствуют о главенствующей роли фракционной дифференциации магмы по боуновскому тренду как главному петрогенетическому процессу. Остается неясным, являлся ли этот процесс внутрикамерным (внутридайковым) или он развивался в промежуточных камерах, хотя последняя модель лучше объясняет закономерное изменение состава лампроитов дайкового по-

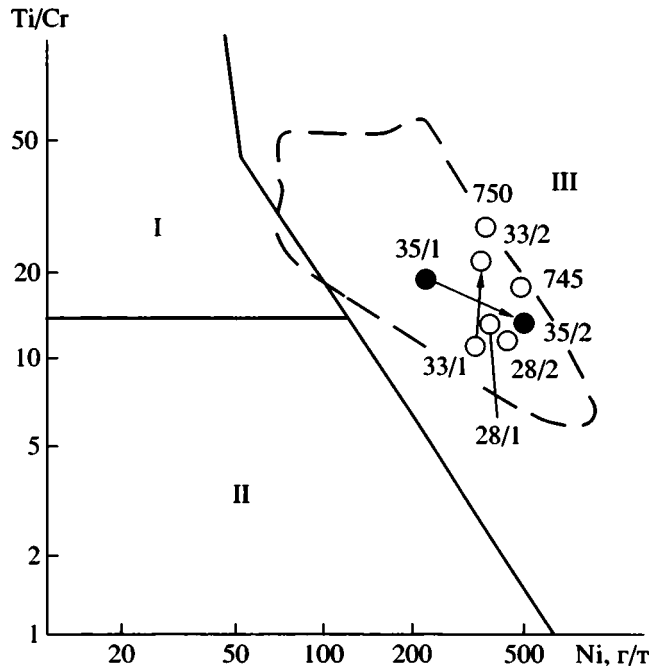


Рис. 9. Диаграмма Ti/Cr – Ni, по [19]

Поля составов: I – умеренно титанистые и II – низкотитанистые островодужные серии, III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов и т.п. Пунктиром показано поле anomalously обогащенных базальтов задуговых бассейнов. Точки составов см. рис. 3

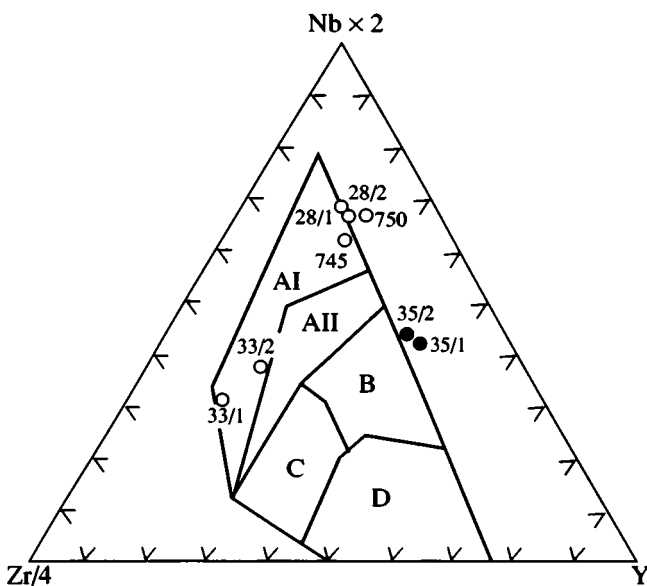


Рис. 10. Диаграмма Zr/4 – Nb × 2 – Y, по [22]

Поля составов: AI – щелочных внутриплитных базальтов, AII – внутриплитных базальтов нормальной щелочности, B – обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов, C – базальтов островных дуг; D – нормальных базальтов срединно-океанических хребтов. Точки составов см. рис. 3

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Использование петрохимических характеристик для тектонического анализа может быть осуществлено с помощью дискриминантных диаграмм. Необходимо, однако, заметить, что многие из широко используемых диаграмм, основанных на содержаниях петрогенных элементов, предназначены для анализа петрогенезиса пород нормальной щелочности и на них часто наблюдается совершенно невнятная картина при анализе щелочных пород. В качестве примера можно привести диаграмму AFM, на которой точки состава палеозойских щелочных базальтов Порьегубского дайкового поля располагаются вблизи толеитового тренда, а точки состава протерозойских лампроитов не ложатся на тренды ни толеитовой, ни известково-щелочной магматических серий и, хотя близки последней, явно образуют обособленный самостоятельный тренд (рис. 6). Попытки использования других диаграмм, основанных на содержаниях петрогенных элементов, также дают противоречивые или неоднозначные результаты, так как породы Порьегубского дайкового поля, особенно лампроитовой серии, обычно образуют специфические тренды, несовпадающие с трендами эталонных или типичных магматических серий.

Значительно более интересные и убедительные результаты получаются при использовании диаграмм, отображающих распределение высокозарядных элементов. Одна из самых простых и наглядных диаграмм – $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$, предназначенная для отделения внутриплитных базальтов от базальтов известково-щелочной серии [23], показывает принадлежность как протерозойских, так и палеозойских щелочных пород Порьегубского дайкового поля к внутриплитным базальтам (рис. 7). Также и на диаграмме $Th - Hf/3 - Ta$ [25] точки составов обоих комплексов попадают в одно поле базальтов деструктивных окраин плит и их дифференциатов (рис. 8). Здесь, однако, видно, что щелочные породы Порьегубского дайкового щита обогащены торием больше, чем нормальные и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, а также толеитовые и щелочные внутриплитные базальты. Такое обогащение может свидетельствовать о происхождении родоначальных магм из существенно обогащенной мантии либо об очень большой роли ассимиляции магмой кислого материала верхней коры. Что же касается тектонических условий, обеспечивающих возможность подъема обогащенных щелочных базальтовых магм на деструктивных окраинах плит, то, скорее всего, это были условия рифтогенеза на континентальных окраинах, так как иначе можно было бы ожидать появления магм известково-щелочной серии.

Действительно, на диаграмме Ti/Cr–Ni [19] точки составов протерозойских и палеозойских пород Порьегубского дайкового поля также попадают в одно поле, объединяющее породы высокотитанистой серии базальтов срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов (рис. 9). При этом они попадают в ту его часть, где группируются аномально обогащенные базальты задуговых бассейнов, фиксирующие начальные стадии раскрытия этих бассейнов, т.е., другими словами, отвечающие тектоническим условиям ранних стадий окраинно-континентального рифтогенеза.

На диаграмме Zr/4 – Nb × 2 – Y [22] точки составов протерозойских и палеозойских даек находятся в разных полях, однако в обоих случаях в полях обогащенных базальтов (рис. 10). Точки составов лампроитов Порьегубского комплекса попадают в поле щелочных внутриплитных базальтов, что показывает их принадлежность к рифтогенным комплексам щелочной серии. Точки составов палеозойских даек не ложатся в это поле и располагаются вблизи поля обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов, характерных для случаев магмогенерации не из обычной деплетированной мантии спрединговых зон океанических рифтов, а из обогащенного материала, поступающего с мантийными плюмами. Эта диаграмма еще раз показывает, таким образом, принадлежность протерозойских и палеозойских даек Порьегубского дайкового поля к различным магматическим сериям, внедрившимся в различных тектонических условиях, хотя в обоих случаях отвечающих геодинамическим обстановкам рифтогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ петрохимических характеристик разновозрастных даек Порьегубского дайкового поля показал, что палеозойские и протерозойские породы принадлежат к различным магматическим сериям, происходящим, очевидно, из мантийных источников разной природы. Для протерозойских лампроитов щелочно-ультраосновной серии, несомненно, имеющих мантийное происхождение, данные об их структурном положении не дают оснований предполагать связь с подъемом мантийного плюма. Поэтому наиболее вероятной тектонической интерпретацией протерозойского этапа эволюции представляется связь лампроитового магматизма с началом рифтогенеза и заложения рифтовой системы Белого моря. Поскольку этот процесс следовал за этапом эксгумации раннедокембрийских комплексов, надо думать, что он происходил в условиях утоненной коры в связи с подъемом недеплетированной

или обогащенной мантии, т.е. отвечал модели “пассивного рифтинга”, обеспечивающего в осевой зоне условия растяжения. Последние являлись благоприятными для развития процесса фракционирования лампроитовой магмы и формирования дифференцированной магматической серии.

Для палеозойского этапа внедрения даек Порьегубского дайкового поля, совпадающего со временем формирования всей группы щелочных массивов Кольской провинции, обнаруживается неоднородность тектонических условий внедрения вдоль рифтовой зоны Кандалакшского залива. Выявляемое чередование участков трансенсии и транспрессии обусловило резко выраженную неравномерность распределения (количества и сближенности) даек и различную направленность трендов внутридайковой дифференциации в разных участках. Последняя изменяется от случаев нормальной кристаллизационной дифференциации со слабым или незаметным влиянием процессов ассимиляции в краевых частях даек (в участках трансенсии) до случаев ярко проявленной ассимиляции кислого корового материала краевыми зонами дайковых тел (в участках транспрессии).

Родоначальная магма палеозойских даек принадлежала к щелочно-базальтовой серии, дифференцировавшейся в очень широком интервале [9]. Богатство летучими компонентами обеспечивало как ее активное взаимодействие с вмещающими породами, так и обратную, по сравнению с лампроитами, направленность трендов внутридайковой дифференциации в участках трансенсии. Принадлежность палеозойских даек к Кольской щелочной провинции позволяет предполагать их связь с подъемом крупного мантийного плюма, на периферии которого располагается Беломорский дайковый пояс, контролировавшийся рифтогенной по своей природе структурой Кандалакшского грабена. Однако, в силу весьма значительной сдвиговой компоненты подвижек по рифтообразующим разломам, тектонические условия внедрения даек были существенно различными в разных участках, что нашло отражение в петрохимических характеристиках щелочных пород даек палеозойского возраста.

Исследование проведено при поддержке РФФИ. Проект № 01-05-64190.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балувев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
2. Бибикина Е.В., Клаесон С., Глебовицкий В.А., Седова И.С., Ручьев А.М. Изотопное датирование

- свекофенского этапа преобразования Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1116–1119.
3. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 262 с.
 4. *Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К.* Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976. 244 с.
 5. *Журавлев В.А.* Лампроиты Беломорского мобильно-метаморфического пояса // Тезисы докладов международной конференции “Беломорский подвижный пояс. Геология, геодинамика, геохронология”. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 37.
 6. *Иваников В.В., Рухлов А.С.* Дайковые серии Кандакшского грабена: петрографическая номенклатура и генетическая систематика // Вестник СПбГУ. 1996. Сер. 7. Вып. 2. С. 128–137.
 7. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Е.Д. Андреева, О.А. Богатиков, М.А. Бородаевская и др. М.: Наука, 1981. 160 с.
 8. *Константиновский А.А.* Рифейский Онежско-Кандакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38–45.
 9. *Моралев В.М., Балугев А.С., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельства пропагации Кандакшского палеорифта // Геохимия. 2002. № 2. С. 499–512.
 10. *Моралев В.М., Васильева Т.И., Самсонов М.Д.* Морфологические особенности даек Беломорского пояса как показатели геодинамических условий внедрения // Проблемы магматической и метаморфической петрологии. Тезисы докладов на XI научных чтениях памяти проф. И.Ф. Трусовой. М.: МГГА, 2001. С. 26–27.
 11. *Моралев В.М., Самсонов М.Д.* Когда началась тектоническая эволюция рифтовой системы Белого моря? // Тезисы 7-ой Международной конференции по тектонике плит имени Л.П. Зоненшайна. М.: Научный мир, 2001. С. 200–201.
 12. *Моралев В.М., Самсонов М.Д.* Формирование трещиноватости в габбро-анортозитах Колвицкого массива на Кольском полуострове // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 3. С. 15–22.
 13. *Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252–275.
 14. *Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балугев А.С., Ларин Н.В., Терехов Е.Н.* Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 5. С. 3–10.
 15. *Проскураков В.В., Увадьев Л.И.* Лампроиты восточной части Балтийского щита // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1992. № 8. С. 65–75.
 16. *Самсонов М.Д.* Петрология лампроитов Порьегубского дайкового поля и геодинамические условия их формирования (Кандакшский залив Белого моря) // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 442–445.
 17. *Увадьев Л.И.* Рифейский щелочной магматизм в зоне Кандакшского грабена // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 6. С. 1435–1436.
 18. *Увадьев Л.И., Путинцева В.В.* Кандакшские дайковые комплексы щелочных ультраосновных пород // Новое в геологии северо-запада РСФСР. М.: Недра, 1988. С. 92–102.
 19. *Beccaluva L., Girolamo P.D., Macciotta G., Morra V.* Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // *Olioliti*. 1983. Vol. 8. № 3. P. 307–324.
 20. *Gibson I.Z., Sinha M.N., Fehring W.F.* The Geochemistry of the Mackenzie Dyke Swarms, Canada // *Mafic dyke swarms* / Ed. Halls H.C. and Fehring W.F. Geol. Assoc. of Canada. 1987. Spec. Pap. 34. P. 109–121.
 21. *Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H.* The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380–360 Ma ages range for all magmatism // *Lithos*. 1993. Vol. 30. P. 33–44.
 22. *Meschede M.* A method of discrimination between different types of ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chemical Geology*. 1986. Vol. 56. P. 207–218.
 23. *Muller D., Rock N.M.S., Groves D.I.* Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study // *Mineral. Petrol.* 1992. Vol. 46. № 4. P. 259–289.
 24. *Pollard D.D.* Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes // *Mafic dyke swarms* / Ed. Halls H.C. and Fehring W.F. Geol. Assoc. of Canada. 1987. Spec. Pap. 34. P. 5–24.
 25. *Wood D.A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. Vol. 50. P. 11–30.

Рецензенты: В.И. Коваленко, М.Г. Леонов

**A Tectonic Interpretation of Petrochemical Signatures
of Proterozoic and Paleozoic Alkaline Rocks
from the Porjaguba Dike Swarm, Kandalaksha Bay, White Sea**

V. M. Moralev and **M. D. Samsonov**

*Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences,
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 119108 Russia*

Abstract—The Porjaguba dike swarm in the terminal part of the Onega–Kandalaksha Precambrian segment of the White Sea (Belomorian) rift system is the only cluster of lamproite dikes dated as Early Proterozoic (1720 ± 8 Ma). An examination of petrochemical signatures of the lamproites has shown their affinity to differentiates of a common alkaline ultrabasic mantle-derived magma. The systematic Bowen-type line of descent was established both in individual dikes from their margins toward central zones and southeastward (seaward) along the strike of the on-land part of the dike swarm as a whole. On the discriminant diagrams, the lamproite data points fall into fields of intraplate basalts or basalts (including their derivatives) typical of destructive continental margins. This is also true of alkali basalts from particular Paleozoic dikes, although the latter are characterized by the quite opposite trends of the within-dike fractionation. The data obtained are consistent with the results of structural studies, indicating predominant localization of the lamproite dikes in fracture zones, as well as with some specific morphological features that suggest the dike emplacement in extensional environment. This environment favored magma fractionation within dikes and, probably, in feeding chambers. Thus, the most plausible interpretation assumes that the Proterozoic dikes were formed in the axial part of the Precambrian paleorift system. The Paleozoic dikes were emplaced into a rift-structure characterized by a substantial strike-slip displacement. Alternation of transtension and transpression segments could have provided irregular spatial distribution of dikes and variable conditions of their emplacement. A normal fractionation trend is observed in dikes from the transtension segments, whereas a quite different and rather specific trend is typical of the dikes localized in transpression segments, as is the case of the Porjaguba swarm. This difference can be explained by assimilation of the upper crustal felsic material by the dikes emplaced under transpressive regime.

УДК 550.361.4(234.85)

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И ТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ УРАЛА (В СВЯЗИ С БУРЕНИЕМ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-4)

© 2004 г. М. Д. Хуторской¹, Ю. Г. Леонов¹, **Л. А. Певзнер**², Г. Н. Савельева¹¹Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7²ФГУП НПЦ "Недра", 150000, Ярославль, ул. Свободы, 8/38

Поступила в редакцию 03.04.2003 г.

Рассмотрены особенности распределения глубинных температур и теплового потока на Среднем, Южном Урале и в Мугоджарах. Проанализированы различные причины, формирующие низкий тепловой поток в верхней части земной коры Урала. На основе численного моделирования построены двух- и трехмерные геотермические модели в районе скважины СГ-4. Расчет палеотемператур в связи с тектонической эволюцией литосферы Уральского складчатого пояса показал, что возможным объяснением как низкого теплового потока в верхних 2–3 км разреза коры, так и факта увеличения теплового потока с глубиной может быть структурная перестройка литосферы на стадии закрытия Уральского палеоокеана и последовавшая за этим позднепалеозойская коллизия континентальных блоков.

ВВЕДЕНИЕ

Историю изучения геотермии Урала можно разделить на два этапа. Первый из них закончился в 1968–1970 гг. и сопровождался единичными замерами температуры в шахтах и скважинах угленосных бассейнов. Обобщение полученных данных дало очень приблизительную картину геотермического поля региона на основе необоснованно широких экстраполяций. В материалах 1-й Уральской сессии Научного Совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии представлена статья Ю.А. Ежова [7]. В этой работе температура недр на глубине 1 км была оценена на основании измерений в Предуралье и Зауралье и литературных данных о тепловых свойствах пород. Результаты зарисованы в масштабе 1 : 10000000 от пос. Берчогур на юге до г. Салехард на севере. Однако в пределах складчатого Урала в большинстве случаев распределение изотерм было крайне предположительное, тем не менее автор отметил общее понижение температур в пределах складчатого пояса, что впоследствии подтвердилось. Основные выводы данной работы сводились к следующему: а) геозотермы параллельны генеральному простираанию складчатого Урала; б) почти для всей территории характерно слабое увеличение геотермического градиента с глубиной скважин, т.е. вогнутая форма термограмм; в) для скважин глубиной до 3 км получились значения геотермических градиентов в среднем: $G = 17.3$ мК/м – для складчатого Урала и $G = 48$ мК/м – для Зауралья; г) высокие температуры недр Зауралья объясня-

лись экранирующим эффектом за счет отложения низкотеплопроводных толщ мезозойско-кайнозойских осадочных пород.

Относительно низкие температуры недр складчатого Урала Ю.А. Ежов объяснял интенсивным выносом тепла через высокотеплопроводные дислоцированные породы и пояса гипербазитов, обнажающихся на поверхности. Какие-либо другие факторы, обуславливающие низкие температуры Урала, например, влияние тектонических, геохимических или гидродинамических особенностей развития этого региона, им вообще не рассматривались. Как показали последующие исследования геотермического поля Урала, три последних вывода Ю.А. Ежова не подтвердились. Тем не менее для того времени это была исключительно полезная работа.

К первому этапу изучения геотермии Урала относится также обобщение результатов, приведенное на геотермической карте СССР масштаба 1 : 5000000 под редакцией Ф.А. Макаренко [4]. На врезке этой карты масштаба 1 : 25000000 приведена схема геотермических градиентов территории СССР, где Уральская складчатая область характеризуется значениями предполагаемых градиентов 10–15 мК/м. На другой врезке – карте тепловых потоков масштаба 1 : 30000000 Уральская складчатая область и почти вся Западная Сибирь околонуены изолиниями теплового потока 1.2–1.6 етп (50–67 мВт/м²). Это была первая публикация оценочных данных о тепловых потоках Урала, которая завершала первый этап изучения его геотермического поля.

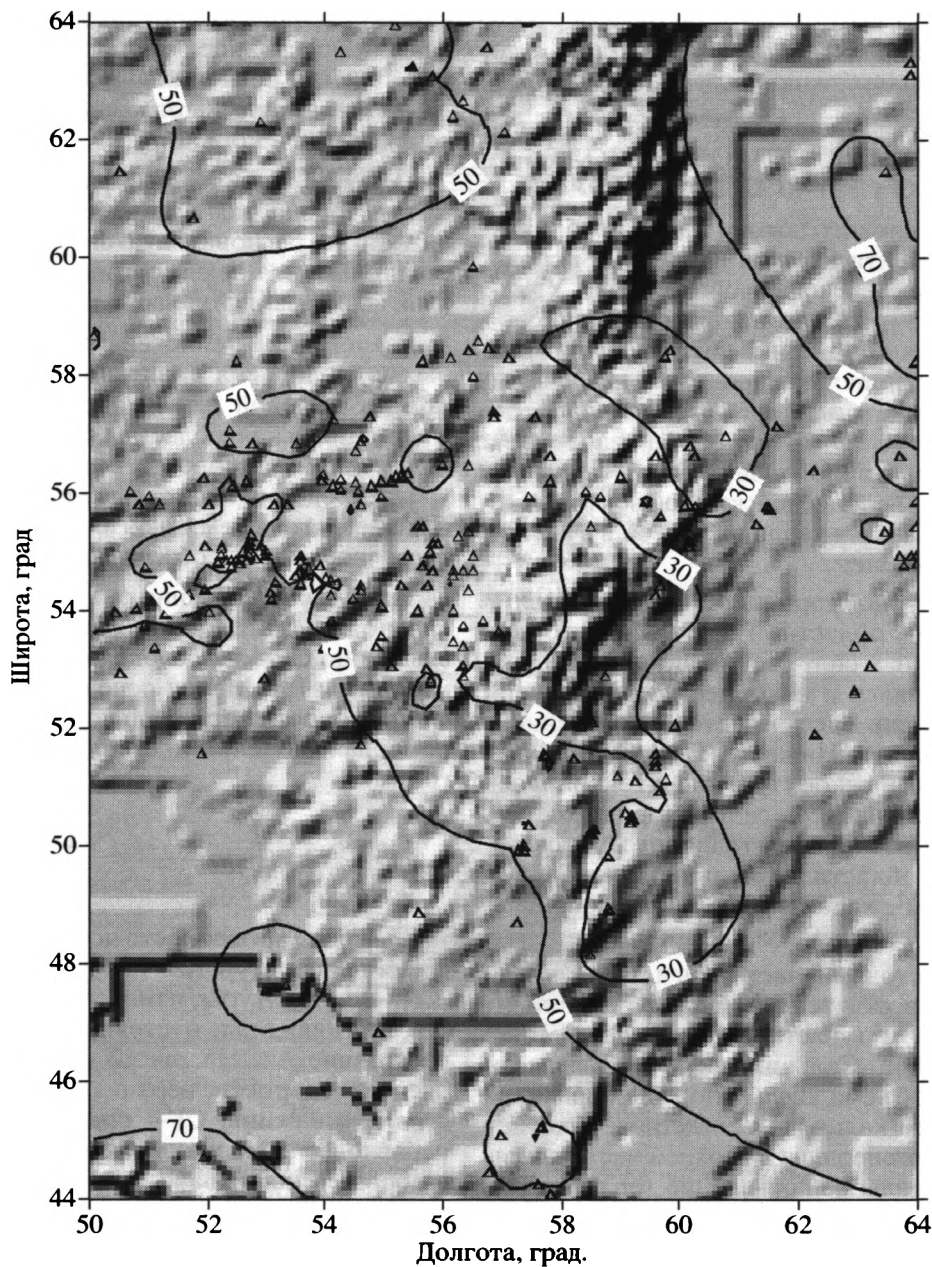


Рис. 1. Карта теплового потока Уральского региона (изолинии теплового потока, $\text{мВт}/\text{м}^2$) (построена по данным измерений в скважинах глубиной до 2.5 км)

Треугольниками показаны пункты измерений теплового потока

В начале 70-х годов XX в. начался второй этап. Он связан с получением кондиционного фактического материала: температур в выстоявшихся буровых скважинах, теплопроводностей горных пород и целых структурных комплексов, тепловых потоков, радиогенной теплогенерации слоев земной коры Урала. Этот этап характеризовался изучением и расчетами влияния искажающих факторов на тепловое поле, построением стационарных и нестационарных геотермических моделей.

Сначала работы велись Институтом геологии Башкирского научного центра АН СССР (В.Е. Сальников и др.) на Южном Урале, а с середины 70-х годов к ним подключились группы из Института геофизики УрО АН СССР (Ю.П. Булашевич, Ю.В. Хачай, В.А. Шапов и др., Южный и Средний Урал) и из Геологического института АН СССР (М.Д. Хуторской и др., Южный Урал и Мугоджары). Эти три группы получили, практически, всю имеющуюся на сегодняшний день ин-

формацию (рис. 1), которая опубликована в обобщающих монографиях [9, 14, 20, 22 и др.] и во множестве статей (см., например, [2, 3, 13, 15]).

РЕГИОНАЛЬНОЕ ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ УРАЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Измерения теплового потока в древних блоках (выходах фундамента Русской платформы среди палеозоидов Урала), в палеозойской зоне Уралтау, в Восточно-Уральском поднятии, в Денисовско-Валерьяновской зоне и в других структурах показали его региональное понижение во всем Уральском складчатом поясе – тепловой поток здесь составляет 30–38 мВт/м², что в два (!) раза ниже среднепланетарного значения теплового потока для позднепалеозойских объектов. Но еще меньшим оказался тепловой поток в Тагило-Магнитогорской зоне.

Среди структурно-формационных зон Уральской складчатой области Тагило-Магнитогорский синклиорий, в силу своей наибольшей разбуренности, оказался и наиболее полно изученным геотермически. Здесь имеется 27 изученных площадей от широты Нижнего Тагила до широты Орска. Геологическое строение и тектоническая история всех участков синклиория сходны, не различаются и значения теплового потока – они все лежат в области аномально низких величин 21–27 мВт/м², характеризующих его фоновый уровень для всей зоны синклиория.

Однако в восточной части Тагило-Магнитогорского синклиория тепловой поток несколько выше: 28–33 мВт/м² (участки Гусиха, Ащебутак), что, по мнению В.Е. Сальникова [14], объясняется увеличением объема кислых пород с повышенным содержанием калия [1], вследствие чего увеличивается теплогенерация в верхней части коры. Однако даже локальное повышение теплогенерации в верхней части коры не может объяснить региональное понижение теплового потока во всей Уральской складчатой области. Очевидно, что здесь понижена и мантийная компонента теплового потока.

Таким образом, все изученные структуры Тагило-Магнитогорского (а также Западно-Мугоджарского) синклиориев характеризуются аномально низкими тепловыми потоками, менее 30 мВт/м² для интервала измерений (до 2.5 км), т.е. границы этих синклиориев могут быть оконтурены изолинией 30 мВт/м². Эта зона имеет меридиональное простирание и протягивается от широты Нижнего Тагила на севере до широты пос. Берчогур на юге.

В работах последних лет обсуждались различные причины формирования зоны аномально низкого теплового потока. Это такие факторы,

как низкая теплогенерация в земной коре Урала, влияние нисходящей фильтрации подземных вод [26], влияние регионального палеоклиматического воздействия, выразившегося в охлаждении верхней части коры [6, 25].

Палеоклиматический фактор, как отмечают сами авторы названных работ, не способен объяснить такую региональную аномалию – он проявляется только на первых сотнях метров разреза скважин, но аномалия проявляется гораздо глубже.

Радиогенная теплогенерация пород, отобранных из скважин на Урале, практически не отличается от таковой для других складчатых поясов (Алтае-Саянская область, Монголия, каледониды Норвегии), где тепловой поток заметно выше, на уровне среднемировых значений для соответствующего возраста коры, так что этот фактор не может превалировать при объяснении причин аномалии.

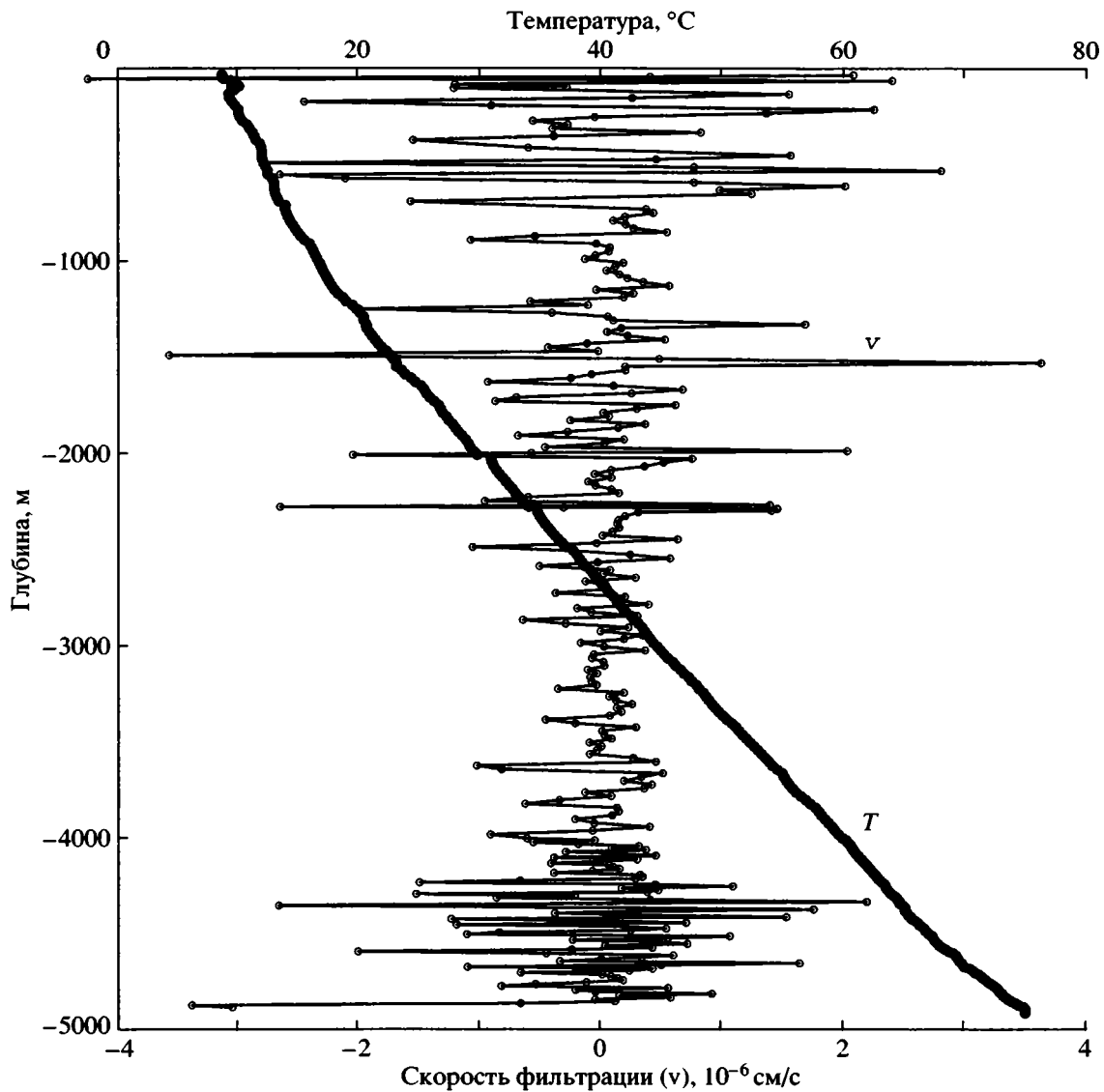
Нами количественно оценены скорости вертикальной фильтрации подземных вод в стволе скважины СГ-4 на основе анализа кривизны термограммы [8]. Метод основан на аналитической связи скорости вертикальной фильтрации (v) (одномерная модель) и степени кривизны термограммы:

$$v = \frac{k}{\Delta z} \ln \frac{\Delta T_{i+1}}{\Delta T_i} = \frac{k}{\Delta z} \ln \frac{T_3 - T_2}{T_2 - T_1},$$

где k – теплопроводность пород в интервале измерения температур; Δz – интервал измерений; T_1 , T_2 и T_3 – температуры, измеренные в трех точках по стволу скважины, отстоящих одна от другой на расстояние Δz . На рис. 2 показаны результаты расчета скорости вертикальной фильтрации в стволе скважины СГ-4 при априорно известной неравновесности температуры бурового раствора и пород стенок скважины. Из рисунка видно, что эти скорости составляют по абсолютной величине $n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-8}$ см/с. При таких скоростях фильтрации фоновый геотермический градиент искажен по сравнению с наблюдаемым всего на 0.015%, причем видно отсутствие тенденции в распределении по глубине “гидродинамической поправки”.

Мы можем предполагать, что влияние конвекции подземных вод на распределение температур и теплового потока в скважине СГ-4 ничтожно мало, т.е. тепловой поток должен иметь кондуктивную природу. Однако уверенно об этом можно будет говорить после анализа “равновесной” термограммы.

Такая обширная региональная аномалия связана, по-видимому, с глубинными геодинамическими процессами, происходившими в литосфере Урала на протяжении всей ее тектонической ис-



Положительные значения v указывают на нисходящую фильтрацию, отрицательные – на восходящую

Рис. 2. Распределение температуры (T) (неравновесная термограмма) и скорости вертикальной фильтрации подземных вод (v) в скважине СГ-4

тории. Природу этих процессов мы будем обсуждать ниже.

Специфическим тепловым потоком отличаются ультрабазитовые массивы Урала. Они протягиваются в меридиональном направлении вдоль западного борта Тагило-Магнитогорского и Западно-Мугоджарского синклиналиев. В геотермическом отношении хорошо изучены Кимперсайский и Халиловский массивы. Геотермические градиенты, измеренные более чем в 30 скважинах этих массивов, изменяются в узких пределах – от 14 до 17 мК/м – это заметно выше, чем в пределах Тагило-Магнитогорского синкли-

налиев. Средний градиент, который использован для расчета теплового потока, равен 15.2 мК/м.

Рассмотрим более подробно распределение теплопроводности ультрабазитов, вскрытых на Кимперсайском и Халиловском массивах, так как для этого типа пород имеется весьма мало литературных данных.

Во всех исследованных скважинах встречается относительно узкий спектр пород. Это серпентинизированные дуниты, перидотиты и гарцбургиты. Только на участке “Шахта “Центральная” встречаются дайки габбро-амфиболитов Тыгашайского комплекса, внедрившиеся в толщу сер-

пентинитовых дунитов, которые вскрыты на месторождениях “20 лет КазССР”, “40 лет КазССР” и “Западная Залежь”. Средние значения и стандартные отклонения от среднего для участков составляют, соответственно, 2.23 ± 0.17 Вт/(м · К) ($n = 18$), 2.37 ± 0.22 Вт/(м · К) ($n = 19$) и 2.38 ± 0.13 Вт/(м · К) ($n = 25$). Как видно из приведенных данных, по теплофизическим характеристикам породы довольно однородны, и их средние значения на 20% ниже приводимых в литературе сводок по серпентинизированным породам [19]. Несколько выше теплопроводность гарцбургитов из скважин Малохалиловского участка – 2.44 ± 0.39 Вт/(м · К) ($n = 17$). Высокая теплопроводность зафиксирована у хромитовых руд, представительная коллекция которых отобрана на Кимперсайском массиве (месторождение “20 лет КазССР”). Значение теплопроводности равняется 5.91 ± 0.39 Вт/(м · К) ($n = 11$).

В скважинах Кимперсайского массива тепловой поток изменяется от 35–37 мВт/м² (участки “Алмаз-Жемчужина” и “Шахта Центральная”) до 42 мВт/м² (“20 лет КазССР”). Для Малохалиловского участка тепловой поток оценен в 37 мВт/м², т.е. такой же, как на некоторых участках Кимперсайского массива.

ТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ УРАЛА

Рассмотрим возможную эволюционную модель геотермического поля Урала, объясняющую особенности теплового потока в ультраосновных массивах и на их обрамлении. Линейные складчатые зоны, тектонотипом которых является Урал, характеризуются аллохтонным механизмом преобразования коры, т.е. наличием крупных структурных перестроек в переходных зонах от палеоокеана к палеоконтиненту. Эти структурные преобразования выражались в формировании зон субдукции и коллизии, которые надежно реконструируются по целому комплексу геологических данных.

Численное моделирование тепловой эволюции литосферы в зонах палеосубдукции, т.е. в современных линейных поясах, показало возможность возникновения anomalously низкого теплового потока за счет нестационарных тепловых эффектов: образования литосферных надвигов большой мощности и “экранирования” глубинного теплового потока. Эти воздействия существуют не бесконечно долго, но при погружении литосферных пластин в палеозоне субдукции, суммарная мощность которых соизмерима с мощностью всей палеоокеанической литосферы (60–70 км), нестационарный эффект в тепловом поле длится 250–300 млн. лет, т.е. современный

тепловой поток будет отражать геодинамическую и структурную перестройку, происшедшую в позднем палеозое. Расчеты показывают, что эффект “экранирования” снижает глубинный тепловой поток в два раза [21, 22]. Этим можно объяснить anomalously низкие тепловые потоки в Зеленокаменной зоне Урала, которая, как установлено по геологическим данным [11, 12], надвинута на Центрально-Уральское поднятие. По геофизическим данным также устанавливается зона субдукции палеозойского возраста [17]. Остается, однако, необъясненной природа относительного повышения теплового потока в ультрабазитовых массивах.

Для объяснения этого факта было выполнено численное моделирование процесса подъема и последующей трансформации тела ультрабазитов. Расчеты делались для двух сценариев. В первом сценарии предполагался подъем в кору тела, разогретого до температуры солидуса перидотита, сохранение в течение некоторого геологического времени термической активности корневой зоны, затем его остывание и одновременное смещение ультрамафического тела в горизонтальном направлении вместе с образующимся шарьяжем, но без полного отрыва верхней части тела от его корней. Во втором сценарии происходит полный отрыв верхней части тела от корней и его перемещение, т.е. “видимая” часть ультрабазитового массива становится бескорневой. В обоих случаях на следующих шагах моделировалось образование сводового поднятия Уралтау и его последующая эрозия.

Момент подъема принимался за начальный и относился к абсолютному времени 400 млн. лет назад (граница раннего и среднего девона, что соответствует абсолютным датировкам возраста ультрабазитов). Граничные температурные условия принимались на основании результатов “предыдущего (минус-первого)” шага моделирования для плоскопараллельной модели литосферы, состоящей из “гранитно-метаморфического” слоя мощностью 10 км с температуропроводностью $5.15 \cdot 10^{-7}$ м²/с и теплопроводностью 2.5 Вт/(м · К), “базальтового” слоя мощностью 35 км с теплофизическими параметрами, соответственно, $9.72 \cdot 10^{-7}$ и 2.6, верхней мантии мощностью 55 км до подошвы литосферы с теплофизическими параметрами $13.3 \cdot 10^{-7}$ и 3.0. На подошве литосферы задавалась температура 1200°C, а на поверхности “нейтрального слоя” – 5°C. Палеоклиматические изменения в процессе геологической эволюции не учитывались. Полученная в результате расчета на этом временном шаге температура подошвы коры задавалась на следующем временном шаге как нижнее граничное условие. Поднятая пластина ультрабазитов имела частич-

но расплавленное состояние, т.е. внутри нее устанавливался адиабатический температурный градиент, а теплофизическим свойствам приписывались их эффективные значения, учитывающие конвективный теплоперенос: температуропроводность $13.3 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ и теплопроводность $10 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$. После момента подъема через 30 млн. лет в модели поддерживалась температура 1000°C внутри пластины, что вызывало, естественно, разогрев верхней части коры. Например, температура 300°C в момент подъема существовала на глубине 30 км, а через 30 млн. лет эта изотерма переместилась на глубину 11 км. На следующем шаге моделирования, последовавшем через 50 млн. лет после предыдущего (320 млн. лет назад), рассматривалось “разветвление” сценариев: в первом случае амплитуда шарьирования была такой, что верхняя часть пластины лишь флексурно сдвинулась, но сохранила структурную связь с корневой зоной, а во втором – она полностью оторвалась от нижней части, т.е. стала “бескорневой”. Для обоих сценариев в основании корневой зоны в это время поддерживалась температура солидуса. Во втором случае наблюдалось более резкое уменьшение теплового потока на поверхности по сравнению с первым, что связано с изоляцией начинающей остывать пластины от ее корневой зоны. Расчетные значения теплового потока над пластиной в первом и во втором случаях составляют, соответственно, 149 и $130 \text{ мВт}/\text{м}^2$. В это же время началось образование сводового поднятия высотой 2 км, которое обусловило уменьшение теплового потока.

Следующий временной шаг относился к времени 250 млн. лет назад, т.е. через 70 млн. лет после предыдущего. В это время в Мугоджарах и на Южном Урале закончились активные коллизионные процессы и была полностью сформирована континентальная кора. Снижение геодинамической активности обусловило остывание корневой зоны. Через 70 млн. лет после “выключения” подвода тепла существование канала выразилось в превышении теплового потока над фоновым уровнем для подошвы коры на $6 \text{ мВт}/\text{м}^2$, т.е. вполне могло бы быть объяснено только структурным эффектом.

Основными источниками, формирующими нестационарное тепловое поле в верхней части коры, являлись процессы горизонтальных смещений по плоскости шарьирования, образование сводовых поднятий и их последующая эрозия. В результате численного моделирования показано, что в обоих сценариях стационарный режим наступил только 160 млн. лет назад, т.е. в средней юре. Однако даже в условиях установившихся температур фоновый тепловой поток оставался аномально низким ($32\text{--}35 \text{ мВт}/\text{м}^2$). Над ультра-

мическим телом после пенеппенизации сводового поднятия он составлял $42\text{--}44 \text{ мВт}/\text{м}^2$.

Таким образом, тепловой поток, рассчитанный в результате моделирования, практически совпадает с его наблюдаемыми значениями.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ В РАЙОНЕ СКВАЖИНЫ СГ-4

Методы двух- и трехмерного геотермического моделирования мы использовали также для анализа теплового режима в районе бурения скважины СГ-4.

Методика моделирования основана на решении уравнения теплопроводности с принятыми граничными и начальными условиями и с распределением геотермических параметров разреза, установленных как в результате прямых измерений теплофизических свойств, так и в результате корреляционных зависимостей между сейсмическими характеристиками и теплофизическими свойствами за пределами интервала бурения и отбора керна.

Численный метод расчета теплового поля реализован в программном комплексе “TERMGRAF” [23].

Расчеты глубинных температур и теплового потока проводились на основе информации о структуре земной коры, полученной в результате проведения сейсмического профилирования по Трансуральским геотраверсам [24].

Для решения задачи о распределении температур в разрезе используется численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки. В программе предусматривается сетка 41×41 узел (т.е. решается двумерная задача), линейные размеры которых по осям X и Z возможно изменять по требованию оператора. На боковых границах области моделирования задается отсутствие латерального потока, т.е. $\partial T/\partial x = 0$. В качестве верхнего граничного условия нами задавалась температура на границе подвода, которая известна по метеорологическим данным ($\sim 1^\circ\text{C}$), а на нижней границе – тепловой поток.

Внутри области моделирования задается конфигурация контрастных сред и их теплофизические свойства: температуропроводность a ($\text{м}^2/\text{с}$), теплопроводность k ($\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$) и нормированная плотность тепловых источников $Q/(c \cdot \rho)$ ($\text{К}/\text{с}$). В расчетной части комплекса (программа “TERM”) задаются линейные размеры области моделирования (L_x и L_z , в км), которые определяют линейные размеры узла ($L_x/41$ и $L_z/41$), а также временной интервал дискретизации решения (в млн.

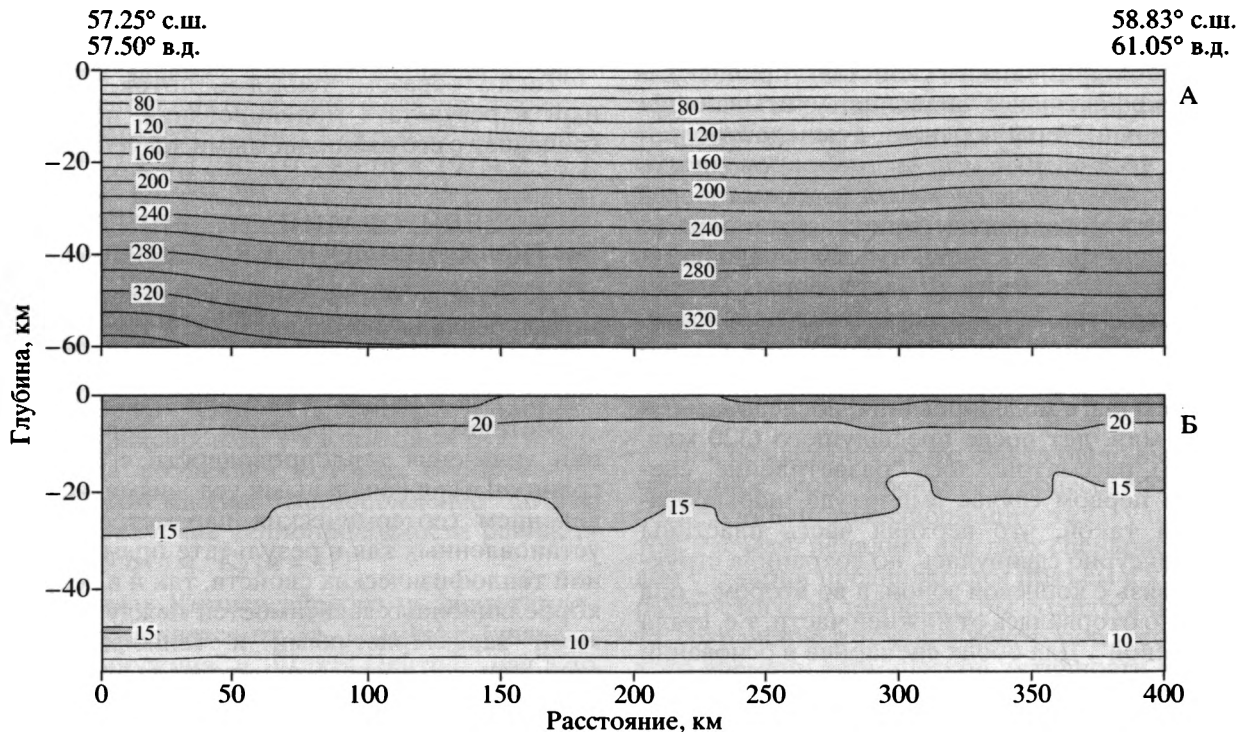


Рис. 3. Распределение глубинных температур, °С (А) и теплового потока, мВт/м² (Б) вдоль профиля "ГРАНИТ"

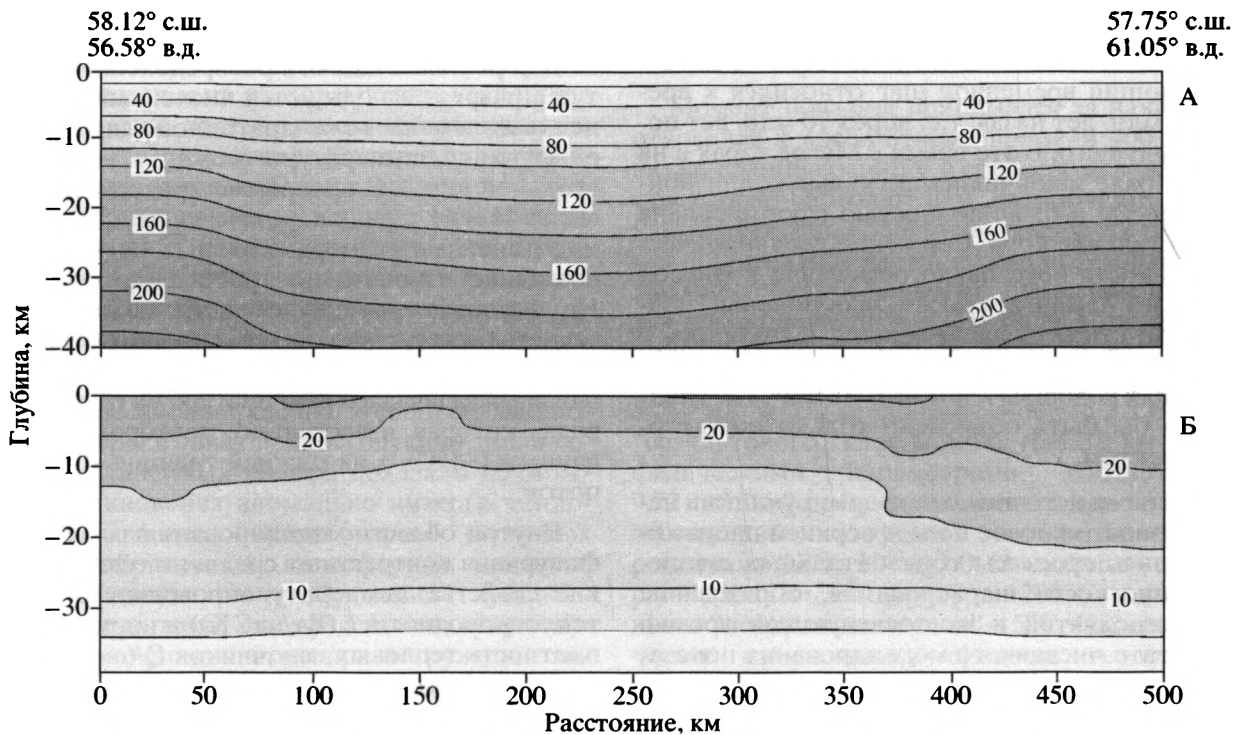


Рис. 4. Распределение температур, °С (А) и теплового потока, мВт/м² (Б) вдоль профиля "Красноуральский"

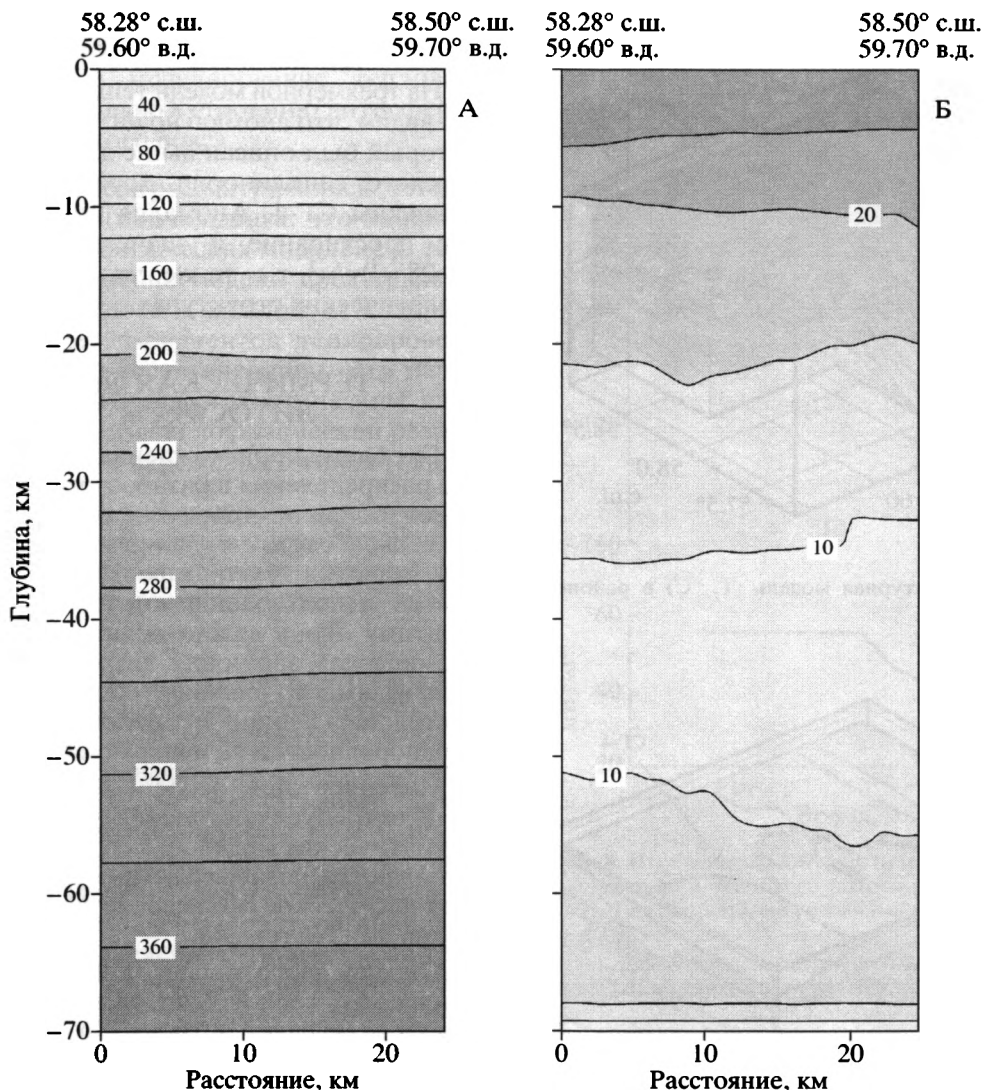


Рис. 5. Распределение температур, °С (А) и теплового потока, мВт/м² (Б) вдоль профиля "ESRU-95"

лет). Временной шаг итерационного процесса автоматически выбирается программой и рассчитывается как $\tau = 10^{-7}(Z^2/4a)$, где Z – толщина области моделирования.

Как видно из рис. 3–5, расчетные температуры в литосфере на профилях в районе СГ-4 очень низкие. Например, на границе М они не превышают 300°С. Вблизи оси Тагильского синклиория, как видно из профилей "GRANIT" и "Красноуральский", отмечается "температурная впадина", свидетельствующая об охлаждении литосферы под ним.

Рассчитанные значения теплового потока на поверхности совпадают с измеренными значениями, но с глубиной они уменьшаются, что обусловлено уменьшением с глубиной концентрации радиогенных элементов. Тепловой поток из мантии

составляет 10 мВт/м², что близко к оценкам В.Е. Сальникова, который в своей монографии [14] приводит величину мантийного теплового потока 8 мВт/м².

Построение трехмерной геотермической модели в регионе производилось с помощью пакета трехмерной графики "TECPLOT v.7.0-demo" (Amtec Engineering Inc.), который позволяет провести объемную интерполяцию наблюдаемого поля (в нашем случае температуры, теплового потока, а также структурных сейсмотомографических границ) в координатах: широта, долгота, глубина. Для подготовки файлов данных в формате "TECPLOT v.7.0" нами была написана специальная программа, которая при задании координат начала и конца профиля, а также интервала разбивки по глубине производит трансформацию

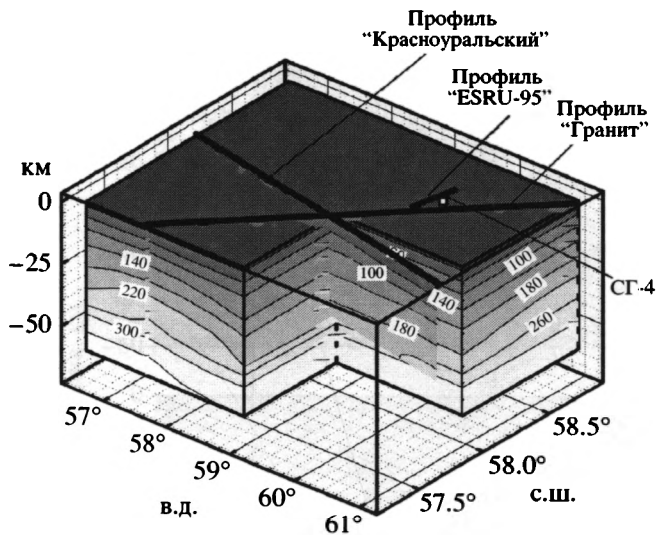


Рис. 6. 3D-температурная модель ($T, ^\circ\text{C}$) в районе скважины СГ-4

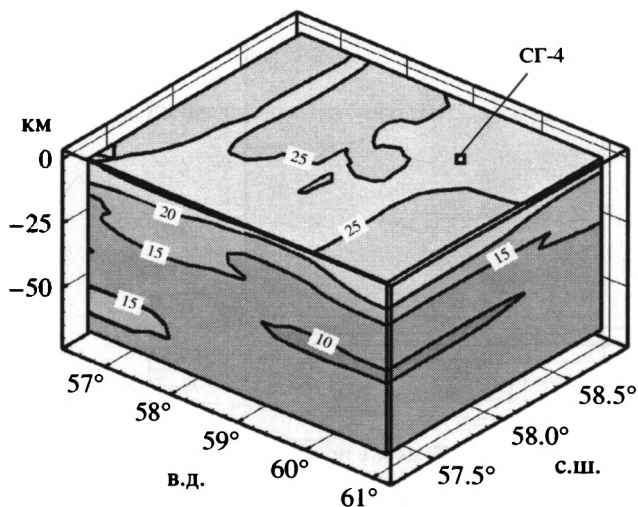


Рис. 7. 3D-модель теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) в районе скважины СГ-4

текстового файла, содержащего результаты термического моделирования, в формат базы данных "TECPLLOT". Данная программа предусматривает трехмерную интерполяцию по сетке любой конфигурации. В нашем случае была использована неравномерная сетка, "привязанная" к простиранию сейсмических профилей (рис. 6), вдоль которых выполнялись двухмерные расчеты глубинных температур.

Из рассмотрения трехмерной модели температурного поля (см. рис. 6) хорошо заметно, что отмеченная "температурная впадина" имеет меридиональное простирание, что лишний раз свиде-

тельствует о линейной структуре теплового поля всего региона.

На трехмерной модели теплового потока (рис. 7) мы видим, что anomalно низкий тепловой поток, который был описан выше для Тагило-Магнитогорского синклиория, характеризует и район скважины СГ-4. Аномалия имеет меридиональное простирание и значения на поверхности $25\text{--}28 \text{ мВт}/\text{м}^2$, т.е. те же, что и в других сходных геологических структурах региона.

ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ УРАЛА

Проблема происхождения теплового потока и его распределения в разновозрастных структурах имеет большое теоретическое и практическое значение в связи с изучением движущих механизмов развития тектоносферы и оценкой возможностей использования геотермальной энергии. Поэтому очень важно понять, как происходила термическая эволюция литосферы, какова степень взаимного влияния термических неоднородностей на глубине и структурно-вещественных неоднородностей на поверхности.

Интерпретация особенностей геотермического поля требует построения адекватных тектономагматических моделей, а если эти модели разрабатываются независимыми методами, то требуется физическое объяснение сосуществования их с данными геотермии.

Однако часто мы не можем согласовать наблюдаемый тепловой поток и особенности тектономагматической истории. Возникает естественный вопрос: каковы же причины этих расхождений? С одной стороны, имеется объективная информация о глубинном тепловом потоке, с другой – геотектонические реперы, основанные на данных структурно-формационного анализа. По-видимому, различие связано с глубиной рассматриваемой геосферы. Если структурно-формационный анализ позволяет объективно оценить процесс тектонической перестройки лишь в земной коре, то глубинный тепловой поток отражает процессы, охватывающие и верхнюю мантию. Температурные неоднородности в мантии, которые провоцируют структурно-вещественные преобразования в земной коре, в конечном итоге отражаются в глубинном тепловом потоке. В этом заключается детерминированность тектонических и геотермических процессов. Тектономагматическая эволюция не только изменяет значения теплового потока на поверхности Земли во времени, но и влияет на такую "геофизическую" характеристику, как мощность литосферы.

Природу понижения теплового потока в линейных складчатых поясах мы связываем с геодинамическим механизмом эволюции этих поясов.

Для того чтобы подтвердить этот вывод количественными расчетами, было проведено одномерное нестационарное моделирование тепловой эволюции применительно к строению литосферы Уральского складчатого пояса.

Для линейных поясов рассматривалась "тепловая модель надвига" (или поддвига, что не принципиально для теплофизических моделей). В теплофизическом отношении модель представляла собой чередование слоев, в каждом из которых заданы значения коэффициентов теплопроводности и радиогенной теплогенерации. Эти параметры выбраны по среднестатистическим данным, характеризующим теплофизический разрез коры океанического и переходного типов [16].

Начало решения ($t = 0$) приурочено к моменту возникновения слоисто-надвиговой структуры. В процессе надвигания (поддвигания) участвовала вся палеоокеаническая литосфера мощностью 70 км.

Как видно из рис. 8, на глубине 65–70 км в начальный момент существовал отрицательный температурный градиент, связанный с относительно быстрым по сравнению со скоростью кондуктивной теплопередачи надвиганием литосферной пластины с температурой 1200°C на ее подошве на другую литопластину с температурой 0°C на ее кровле. Реально же в данной модели на кровле нижней пластины температура принималась 150°C за счет выделения фрикционного тепла, влияние которого будет рассмотрено ниже более подробно. На нижней границе автохтонной пластины соблюдается граничное условие второго рода, т.е. постоянство теплового потока. Здесь учитывалось тепло трения на плоскости скольжения.

Величина теплоты фазового перехода для идентификации моделирования пересчитывалась в эквивалентное значение плотности теплового потока, которое алгебраически суммировалось с мантийным тепловым потоком и учитывалось в задании нижнего граничного условия.

С течением времени подошва верхнего блока остывала, а кровля нижнего блока разогревалась. Примерно через 25 млн. лет после образования надвига исчезает отрицательный градиент температуры на плоскости сместителя, а через 100 млн. лет на этой поверхности устанавливается примерно постоянная температура. Через 325 млн. лет после образования надвига данной мощности наступает стационарное температурное состояние во всей литосфере. Тепловой поток с поверхности Земли, как видно из рис. 8, с течением времени уменьшается примерно в 2 раза. Минимум теплового потока приурочен ко времени 225–275 млн. лет, а со времени 325 млн. лет от начала решения

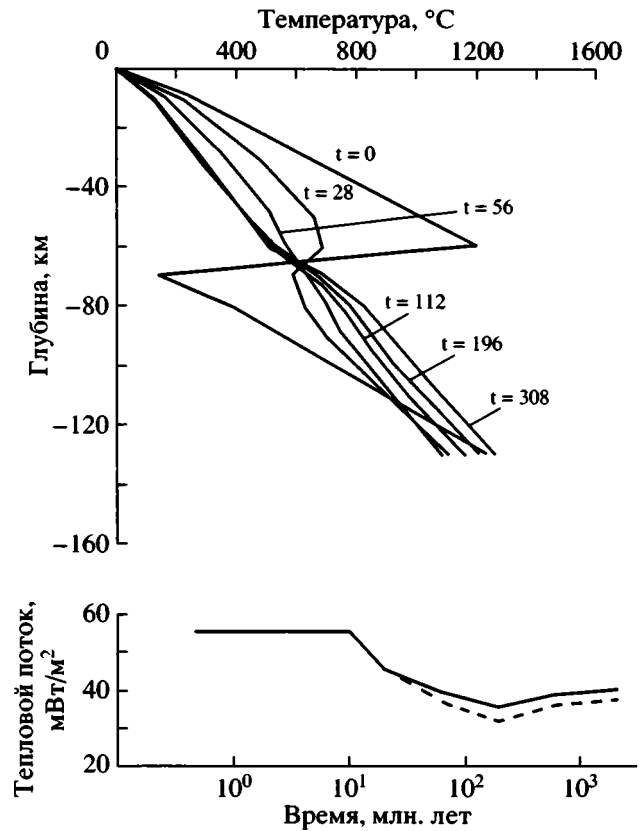


Рис. 8. Изменение во времени (t , млн. лет) температуры (вверху) и теплового потока (внизу) для модели надвига с граничными условиями второго рода на нижней границе

Пунктирной линией показано изменение во времени теплового потока без учета теплоты фазового перехода

для теплового потока, так же, как и для температуры, наступает стационарное состояние.

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

Механическое трение пластин при их движении, естественно, вызывает разогрев поверхности скольжения. Тепловая энергия Q , выделяющаяся при этом, зависит от мощности плиты, т.е. нормального давления (p) на поверхности скольжения, скорости надвигания (v) и вязкости (h), ко-

торая, в свою очередь, зависит от температуры [5]: $Q = F(p, v, f(T))$.

При разработке моделей субдукции в переходных зонах неоднократно обсуждался вопрос о роли фрикционного тепла [18, 27]. В этих работах показано, что тепло трения играет демпфирующую роль при погружении холодной плиты в более горячую мантию. Однако при субгоризонтальном движении пластин, принятом в наших моделях, тепло трения будет вызывать дополнительный разогрев поверхности скольжения, а при продолжительном движении пластин наступает момент, когда этот разогрев проявится в увеличении кондуктивного теплового потока.

Расчет величины разогрева проведен в зависимости от времени надвигания. В качестве параметра принята скорость скольжения (от 0.4 до 8 см/год). Расчет проведен для мощности пластин 15 и 70 км при соответствующих значениях вязкости, а значит, и коэффициентов трения. В модели соблюдается условие постоянства скорости движения пластины за все расчетное время. Очевидно, что при импульсном характере движения мы получим иную зависимость.

Для 15-километрового блока даже за неправдоподобно большое время движения плавление мантийных пород за счет фрикционного тепла может произойти только при скоростях свыше 4 см/год. Для 70-километрового блока плавление возможно уже через 50 млн. лет при скорости надвигания 2 см/год. Однако пока нет доказательств существования непрерывного движения плит за такое продолжительное время. Напротив, исследования по проекту глубоководного бурения показывают, что движения носят прерывистый, импульсный характер, происходят с переменными скоростями и чередуются с состояниями относительного покоя [10, 28]. В этом случае величина разогрева за счет тектонического трения будет существенно меньше.

Таким образом, разогревание за счет тектонического трения в тепловой эволюции литосферы играет подчиненную роль и не может быть причиной значительных структурных перестроек.

Во всех рассмотренных моделях наблюдается необратимое уменьшение поверхностного теплового потока по сравнению с донадвиговой ситуацией. При мощности надвига 65–70 км, соизмеримой с толщиной океанической литосферы, минимальное значение теплового потока, отличающееся в два раза от первоначального, характерно для времени 200–300 млн. лет; т.е. если надвиг произошел в позднем палеозое, то в сегодняшнем тепловом потоке мы будем видеть anomalно низкие значения.

Следовательно, одна из возможных причин, обусловивших anomalно понижение теплового потока в линейных позднепалеозойских зонах, – это экранирование глубинного теплового потока надвинутой аллохтонной литопластиной.

ВЫВОДЫ

1. Тепловой поток Южного Урала и Мугоджар характеризуется anomalно низкими значениями в пределах интервала измерений (20–35 мВт/м²), что в два раза ниже среднепланетарных величин теплового потока для тектонических структур того же возраста (позднепалеозойская кора), но имеющих не линейное, а мозаичное строение.

2. Характер распределения температуры с глубиной в скважинах (в том числе и в СГ-4) указывает на кондуктивный характер теплопереноса. Определенные по геотермическим данным скорости разнонаправленной фильтрации флюидов в пределах пробуренных глубин не превышают 10⁻⁷ см/с (3 см/год). Это очень низкие скорости фильтрации, при которых конвективный теплоперенос может не учитываться в общей тепловой структуре литосферы Урала. Тем не менее можно оценить количество флюида, который нужно пропустить через верхнюю часть земной коры Урала, чтобы обеспечить наблюдаемую тепловую anomalю. Расчеты показывают, что фильтроваться должно 5×10^6 кг/с воды вдоль всего Уральского складчатого пояса протяженностью 5000 км (за 1 млн. лет Урал должен профильтровать через себя Атлантический океан).

3. Anomalно низкий тепловой поток имеет нестационарную природу, обусловленную экранированием мантийного теплопотока аллохтонными литосферными пластинами большой мощности. Тепловой поток из мантии еще не достиг поверхности Земли, т.е. сферы наших измерений, поэтому в скважинах фиксируется anomalно низкий тепловой поток. По мере углубления скважины значение теплового потока будет возрастать, а если представить себе виртуальную модель, что скважина прошла через весь аллохтонный блок и внедрилась в подстилающий автохтон, то в нем мы измерим нормальный тепловой поток, адекватный возрасту последнего тектонического (тектоно-магматического) события, которое было характерно для Урала.

4. В связи с пунктом три рекомендуем продолжить бурение скважины СГ-4 и сопровождающие промысловые геофизические работы, включая термокаротаж, так как установление тенденциозного изменения геотермических параметров может пролить свет на природу структурной перестройки земной коры Урала и других линейных складчатых поясов.

Работа выполнена в рамках грантов РФФИ № 02-05-64016 и 02-05-64521.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аржавитин П.В., Аржавитина М.Ю.* Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1972. Вып. 5. С. 35–62.
2. *Булашевич Ю.П., Шапов В.А.* Геотермическая характеристика некоторых структур Урала // Исследование гелиевых и тепловых полей Урала. Свердловск: УНЦ, 1980. С. 17–24.
3. *Булашевич Ю.П., Шапов В.А.* Об аномально низком тепловом потоке в Тагильском синклинии // Ядерно-геофизические и геотермические исследования. Свердловск: УНЦ, 1987. С. 4–13.
4. Геотермическая карта СССР / Под ред. Ф.А. Макаренко. М.: ГУГК СССР; ГИН АН СССР, 1972.
5. *Гогель Ж.* Геотермия. М.: Мир, 1978. 171 с.
6. *Демежко Д.Ю.* Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.
7. *Ежов Ю.А.* Основные черты геотермии Урала и сопредельных территорий // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 314–324.
8. *Лялько В.И., Митник М.М.* Исследование процессов переноса вещества в земной коре. Киев: Наук. думка, 1978. 144 с.
9. Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука, 1983. 230 с.
10. *Пейве А.В., Савельев А.А.* Структуры и движения в литосфере // Геотектоника. 1982. № 6. С. 5–24.
11. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
12. *Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. 1973. № 3. С. 14–26.
13. *Сальников В.Е.* Новые данные о распределении теплового потока на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 4. С. 944–947.
14. *Сальников В.Е.* Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука, 1984. 79 с.
15. *Сальников В.Е., Огарин И.С.* Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 6. С. 1456–1459.
16. *Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.
17. *Соколов В.Б., Козырев Е.И., Рыбалка В.М., Чудаква Л.Н.* Особенности строения земной коры Среднего Урала (по сейсмическим данным) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 5. С. 1202–1205.
18. *Ушаков С.А., Галушкин Ю.И.* Литосфера Земли (По геофиз. данным). Ч. 2. Континентальная литосфера. М.: ВИНТИ, 1979. Т. 4. 221 с.
19. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М.: Недра, 1976. С. 189–206.
20. *Хуторской М.Д.* Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982. 77 с.
21. *Хуторской М.Д.* Геотермическое поле Казахстана и некоторые вопросы тепловой эволюции геосинклинальных поясов // Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985. С. 221–236.
22. *Хуторской М.Д.* Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана // Геотектоника. 1985. № 3. С. 77–88.
23. *Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 338 с.
24. *Druzhinin V.S., Kashubin S.N., Kashubina T.V., Koltmogorova V.A., Parygin G.V., Rybalka A.V., Tiunova A.M.* The main features of the interface between the crust and the upper mantle in the Middle Urals (in the vicinity of the deep drillhole SG-4) // Tectonophysics. Vol. 269. 1997. P. 259–267.
25. *Golovanova I.V., Harris R.V., Selezniova G.V., Stulc P.* Evidence of climatic warming in the southern Urals region derived from borehole temperatures and meteorological data // Global and Planet. Change. 2001. 29. P. 167–188.
26. *Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A.* Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of the low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 63–85.
27. *Turcotte D.L., Schubert G.* Frictional heating of the descending lithosphere // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78. P. 5876–5878.
28. *Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.G., Hay W.W.* Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years // J. Geology. 1977. Vol. 85. № 6. P. 651–698.

Рецензенты: С.В. Руженцев, А.О. Глико

The Thermal Field and a Thermal Model of the Ural Lithosphere in View of SG-4 Superdeep Drilling

M. D. Khutorskoi*, Yu. G. Leonov*, L. A. Pevzner** , and G. N. Savelieva*

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

***FGUP NPC Nedra, ul. Svobody 8/38, Yaroslavl, 150000 Russia*

Abstract—Specific features of the deep temperature and heat flow distribution in the Central and Southern Urals and Mugodzhar Mountains are discussed. Various causes responsible for the low heat flow in the uppermost Earth's crust of the Urals are analyzed. 2D and 3D numerical geothermal models have been constructed for the area adjacent to the SG-4 Superdeep. Paleotemperatures calculated as a function of tectonic evolution of the lithosphere in the Ural Foldbelt showed that the structural rearrangement of the lithosphere at the stage of the Ural paleocean closure and the subsequent Late Paleozoic collision of continental blocks may serve as a possible explanation both of the low heat flow in the uppermost 2–3 km of the crustal section and of downward increase in the heat flow.

УДК 551.248.2(234.9+6)

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКО-АРАВИЙСКО-ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОГО РЕГИОНА

© 2004 г. А. В. Ершов, А. М. Никишин

Геологический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова, 119992, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 25.03.2003 г.

Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона рассмотрена в свете появившихся в последнее время новых данных сейсмотомографии, изотопной геохронологии и моделирования. Выдвинута и аргументирована гипотеза о существовании в полосе от Кении до Армянского нагорья верхнемантийного горячего течения, обусловленного растеканием в верхней мантии горячего вещества Африканского суперплюма. На основании рассмотрения динамики этого течения, фиксируемой по абсолютным датировкам магматических плато, выполнены оценки вязкости верхней мантии. Рассмотрено взаимодействие горячего течения со структурами коры и литосферы: древним Панафриканским складчатым поясом, Восточно-Африканской–Красноморской рифтовой системой, Тетической зоной субдукции и складчатым сооружением Большого Кавказа.

ВВЕДЕНИЕ

Достаточно давно, начиная, вероятно, уже с работ Г.В. Абиха, многими исследователями выделялось *Транскавказское поперечное поднятие* [16] – и как геоморфологическое понятие, и как особая тектоническая зона, прослеживающаяся на юг через Армению и Аравию до Африки. В качестве примера можно привести работы Е.Е. Милановского [14], который протягивал Восточно-Африканскую рифтовую зону по Транскавказскому поднятию до Центрального Кавказа, отмечая, что вся полоса от Кении и Эфиопии до Эльбруса характеризуется присутствием позднекайнозойских вулканитов, и А.М. Никишина [18], выделившего Анголо-Сирийскую полосу с утоненной литосферой и позднекайнозойским магматизмом, включающую Армянское вулканическое нагорье. Признаки, по которым выделялась эта зона, ее протяженность и очертания различались у разных исследователей, что говорит о некоторой ее “непроявленности”. В то же время сам факт ее выделения многими независимыми исследователями свидетельствует об объективном характере ее существования. Зона эта сечет региональные тектонические структуры.

Многими исследователями предпринимались попытки исследования возможного взаимодействия этой зоны с зоной Кавказского орогена, новейшая тектоника и геодинамика которой на данный момент достаточно полно изучена [1, 9, 10, 11, 13, 25, 45, 46 и др.], но законченной геодинамической модели до сих пор не было предложено.

Новые данные, появившиеся в последнее время, а именно: (1) данные сейсмотомографии [5, 31, 34–36, 70, 77, 78]; (2) изотопные датировки и данные геохимических анализов кайнозойских вулканитов в полосе от Кении до Большого Кавказа; (3) результаты численного моделирования истории погружения краевых прогибов Кавказа и орогении Большого Кавказа [4, 45, 46]; (4) новые палеогеографические и палеотектонические реконструкции кайнозойской истории региона, расположенного между Кавказом и Аравией [41, 45, 55–59, 72, 83], позволяют пролить новый свет на эту проблему. В настоящей работе на основании интерпретации и взаимной увязки всех вышеуказанных данных предлагается модель, объясняющая как само существование Транскавказского поперечного поднятия, так и все его характерные черты: географическую приуроченность, очертания и размеры, связь с магматизмом, секущее положение относительно региональных тектонических структур и даже сам его фантомный характер, его “непроявленность”. Как будет показано, все эти особенности могут быть объяснены наличием горячего верхнемантийного течения по направлению от Африканского суперплюма на север [5].

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Схема тектонического районирования региона приведены на рис. 1. В первом приближении регион может быть подразделен на три основные области. На севере расположена стабильная Ев-

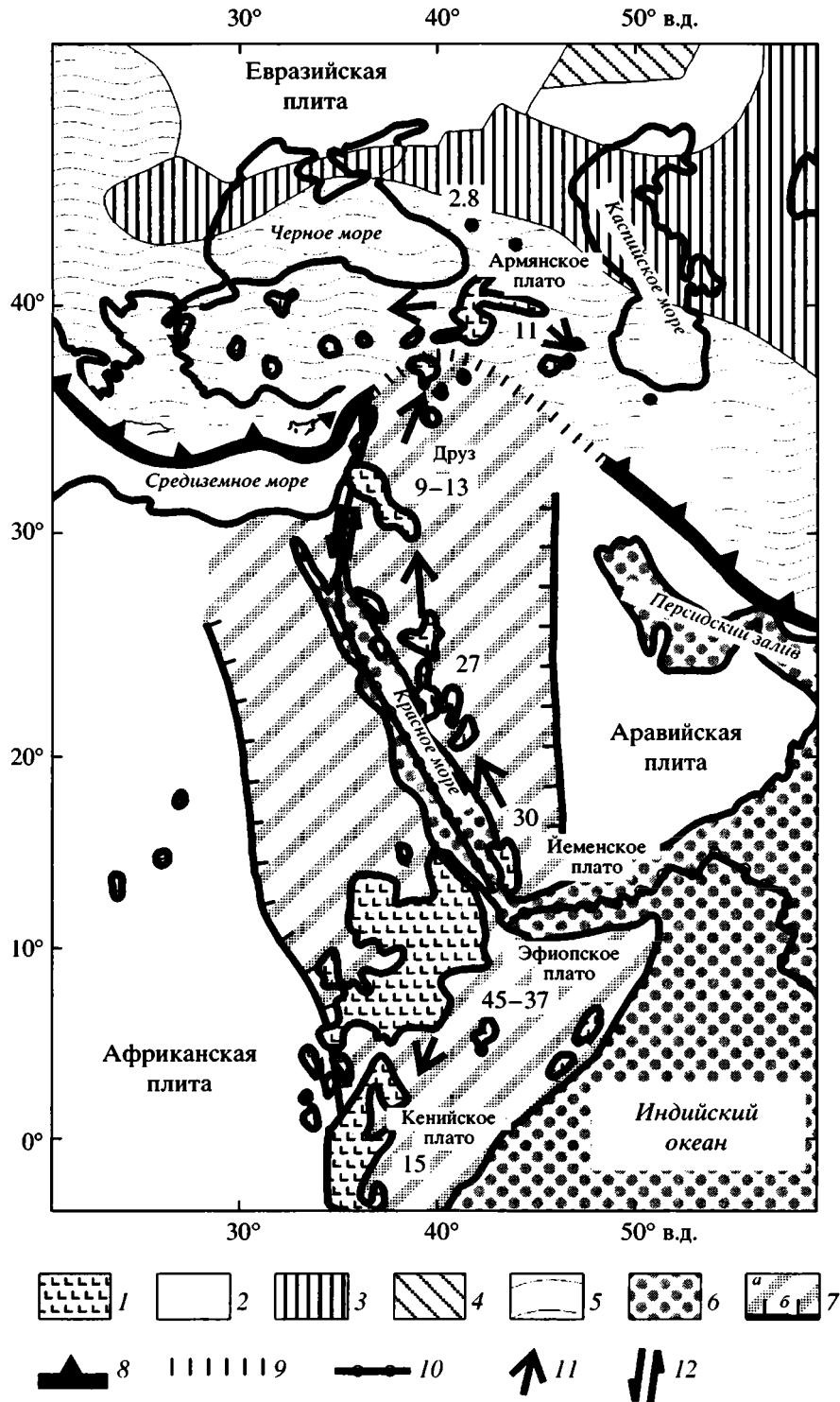


Рис. 1. Схема тектонического районирования рассматриваемого региона, карта распространения мезозойского внутриплитного платобазальтового вулканизма и его датировки

1 – области кайнозойского внутриплитного вулканизма; 2 – докембрийская литосфера; 3 – палеозойская континентальная литосфера; 4 – палеозойская океаническая литосфера; 5 – мезокайнозойская литосфера орогенных поясов; 6 – океанические и рифтовые бассейны Индийского океана; 7 – панафриканский ороген (а) (500–600 млн. лет назад) и его приблизительные границы (б); 8 – современные зоны субдукции; 9 – отмершие зоны субдукции; 10 – ось спрединга; 11 – направления предполагаемого растекания горячего плюмового материала; 12 – зона сдвига. Цифры около вулканических плато показывают время начала вулканизма (в млн. лет)

разийская плита с докембрийской и палеозойской континентальной корой и толстой литосферой. На юге располагается относительно стабильная область Африканской и Аравийской плит, отделенных одна от другой рифтом Красного моря и Левантийской левосторонней сдвиговой зоной. Аравийская плита представлена в основном докембрийским кратоном. Африканская плита в большей своей части представлена докембрийским кратоном, а на самом севере – областью с океанической или субокеанической литосферой Восточно-Средиземноморского бассейна. В пределах Африкано-Аравийского материка выделяется Аравийско-Мозамбикский позднекембрийско-кембрийский складчатый пояс (см. рис. 1), простирающийся субмеридионально от Мозамбика до Красноморского региона и ограниченный с запада и востока корой архейского и раннепротерозойского возрастов. Пояс содержит разновозрастные комплексы офиолитов и островодужных зон. Основные коллизионные процессы в этом крупнейшем позднекембрийском орогене происходили около 550 млн. лет назад. В кембрий-начале ордовика пояс претерпел постколлизионный коллапс, сопровождаемый формированием дайковых поясов и внедрением щелочных интрузивов. Вероятно, в это же время произошло и резкое утонение литосферы, характерное для процессов коллапса в таких орогенах [cf 19]. Примечательно, что прямо вдоль этого пояса в области от Кении и до Сирии прослеживается кайнозойский Кенийско-Армянский пояс лавовых плато.

Между Африканской и Аравийской плитами и Евразийской плитой располагается Тетический (Альпийский) орогенический коллизионный пояс с относительно тонкой литосферой. Тетический пояс (Тетисиды) имеет сложное внутреннее строение [72]. Его мезо-кайнозойская структура в данном регионе представлена серией разновозрастных континентальных террейнов, разделенных мезозойскими и кайнозойскими офиолитовыми сутурами и аккреционными зонами, с наложенными надсубдукционными вулканическими поясами. Пояс включает два остаточных мезозойских бассейна с корой, близкой к океанической: Черноморский и Южно-Каспийский бассейны [22, 58, 59]. В Тетисидах часто выделяют отдельную Анатолийскую субплиту. С юга она ограничена современной Восточно-Средиземноморско-Таврской субдукционной системой, а на севере ее оконтуривает Северо-Анатолийский правый сдвиг. Генетически пояс Тетисид – это окраинно-континентальный мезозойско-кайнозойский аккреционный складчатый пояс, испытавший сильную коллизию типа континент–континент, продолжающуюся с эоцена по настоящее время [59, 72].

Это столкновение определяет и современную тектонику региона.

КЕНИЙСКО-АРМЯНСКО-ЭЛЬБРУССКИЙ ПОЯС МАГМАТИЗМА

Одной из характерных черт тектонического строения региона является локализация проявлений кайнозойского магматизма в линейном поясе, протягивающемся от Кении до Армении и центральной части Большого Кавказа (см. рис. 1). Этот пояс включает Кенийское вулканическое плато, Эфиопско-Йеменское плато, лавовые плато западной части Саудовской Аравии, лавовые плато Сирии и Израиля (Джебел-Друз, или Голан), Армянское плато, Эльбрусскую вулканическую область. Далее мы приведем имеющиеся данные для основных магматических провинций пояса и обсудим вытекающие из них следствия. Географическое распределение абсолютных возрастов вулканических и интрузивных магматических пород подчинено четкой закономерности. Данные геохимических анализов демонстрируют участие в магмогенерации нижнемантийной компоненты. Эти два обстоятельства позволяют сформулировать гипотезу о геодинамической природе этого магматизма.

Эфиопско-Йеменское плато располагается в районе Красноморского и Эфиопского рифтов. Первая фаза вулканизма в этой области имела место в южной части Эфиопского плато около 45–37 млн. лет назад [44] (впрочем, этот вопрос пока остается дискуссионным). Ареальный вулканизм (сначала – в основном базальтовый, затем – бимодальный) начался примерно 31–29 млн. лет назад с катастрофического события: за время менее 1 млн. лет практически без формирования разрывов образовалось Эфиопско-Йеменское базальтовое плато [38, 44, 74, 79]. Формирование Эфиопско-Йеменских траппов предшествовало во времени континентальному рифтингу и расколу континента [38, 44, 74]. Масштабы проявления ареального вулканизма значительно сократились около 24–20 млн. лет назад [74], что соответствует времени начала рифтинга в Эфиопском и Красноморском рифтах, определяемого по возрасту древнейших известных синрифтовых вулканитов Эфиопского рифта (25.3 млн. лет, [73]). Следует отметить, что другие исследователи дают более молодые оценки возраста начала рифтинга: 18–14 млн. лет [44, 79]. Развитие Эфиопского рифта происходило путем пропагации зоны рифтинга с севера на юг и сопровождалось крупномасштабным вулканизмом в полосе рифтовой зоны [44, 74, 79].

Кенийское плато располагается южнее Эфиопского. На его севере (район рифта Туркана)

вулканизм начался около 30 млн. лет назад, в центральной части плато – около 15 млн. лет назад, а в его южной части (северная Танзания) – 8–5 млн. лет назад [69, 79]. Кенийский рифт начал раскрываться около 15–12 млн. лет назад; зона рифтинга со временем продвигалась с севера на юг [44]. Рифтинг сопровождался разнообразным вулканизмом повышенной щелочности (базаниты, меллититы, карбонатиты, нефелиниты, щелочные базальты) [79].

Базальтовые плато на западе Саудовской Аравии начали формироваться около 28–27 млн. лет назад. Они сложены щелочными базальтами, по составу близкими к внутриплитным [79]. Дайковые рои толеитовых базальтов вдоль Красного моря датированы возрастом 25.5 и 18.5–16 млн. лет [74, 79]. Образование этих плато, вероятно, было связано с развитием **Аденского и Красноморского рифтов**. При этом, судя по имеющимся данным [74], базальтовые плато могут быть на несколько млн. лет древнее времени начала раскрытия рифта Красного моря. Первая фаза регионального воздымания в области современного Красного моря (пока еще недостаточно надежно датированная) началась примерно 33–30 млн. лет назад синхронно с излияниями эфиопских и йеменских трапповых базальтов и длилась до 25 млн. лет назад [38]. Возможность рифтинга, синхронного воздыманию и магматизму, иногда допускается, но при этом его масштабы оцениваются как минимальные [38]. Полномасштабное формирование Красноморского и Аденского рифтов началось 20–25 млн. лет назад. Со временем (около 10.6–3.2 млн. лет назад) рифтинг перерос в локальный спрединг океанической коры [38, 74]. Изотопные и палеонтологические данные по зоне Суэцкого рифта, являющегося северным продолжением Красноморского рифта, показывают, что рифтинг здесь начался 27–25 млн. лет назад, а на севере рифта – 23.5 млн. лет назад. Максимум интенсивности растяжения (фиксируемой по скорости погружения бассейна) был достигнут около 19–16 млн. лет назад [33].

Лавовые плато в районе Сирии–Израиля располагаются восточнее зоны Левантийского разлома и рифта Мертвого моря (лавовое поле Джебел-Друз, или Голан). Начало вулканизма здесь датируется возрастом 13–9 млн. лет назад, а в северной части плато – плиоцен-четвертичным временем [79]. Движения вдоль Левантийского сдвига начались около 20–18 млн. лет назад, судя по возрасту древнейших осадков в пулл-апартовых бассейнах Мертвого и Галилейского морей [30]. Таким образом, начало вулканизма запаздывает по отношению ко времени начала сдвиговых движений в данной области.

Соотношение платобазальтового вулканизма, топографического воздымания и рифтинга в Восточно-Африканско-Красноморской рифтовой системе. Согласно приведенным выше изотопным данным, намечается следующая общая картина тектоно-магматической эволюции региона. Первая фаза регионального воздымания и синхронного ему вулканизма имела место на юге Эфиопии около 45–37 млн. лет назад. Основные тектоно-магматические события в регионе начались около 30 млн. лет назад, когда на фоне воздымания Эфиопско-Красноморского поднятия за время порядка миллиона лет произошли крупномасштабные излияния платобазальтов в Эфиопии и Йемене. Около 25–20 млн. лет назад начался рифтинг в Красноморской, Аденской и Эфиопской зонах. При этом резко сократился объем вулканизма в пределах плато; вулканизм локализовался в основном в рифтовых зонах. Со временем область Эфиопского рифтогенеза распространилась на юг, охватив и район Кении. Рифтинг, вероятно, был вызван региональным растяжением. В пользу этого говорит тот факт, что начало рифтинга примерно соответствует времени значительного изменения скоростей относительного движения Афро-Аравийской и Евразийской плит, произошедшего около 22 млн. лет назад [19, 49]. Около 20–18 млн. лет назад начал формироваться Левантийский сдвиг. Уже после формирования Левантийского сдвига имел место платобазальтовый вулканизм в Сирии–Израиле.

Армянское лавовое плато располагается на территории современных Армении, Грузии, Турции и Ирана. Оно охарактеризовано в ряде работ [8, 10, 13, 15, 24, 37]. Вулканизм здесь начался около 11 млн. лет назад и продолжался до плейстоцена включительно. В истории вулканизма четко выделяется две стадии [8, 10]: поздний миоцен-ранний плиоцен и поздний плиоцен–квартер. Для первой стадии был характерен известково-щелочной вулканизм трещинного и трещинно-центрального типа. Для второй стадии – вулканы контрастных серий, слабодифференцированные оливиновые трахибазальты, трахидолериты, непрерывно дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолиты [8]. Вулканы Армянского плато имеют верхнемантийное происхождение и, кроме того, в разной степени содержат переплавленное коровое вещество [8, 10, 24]. Плюмовый источник магм геохимически строго не установлен, но и не исключается.

Вулканизм, аналогичный вулканизму Армянского плато, почти синхронно имел место также и во многих районах Турции. Детальный геохимический анализ этого магматизма представлен в [27, 28, 80]. Среди вулканитов преобладают оливин-титан-авгитовые базальты, базаниты, ще-

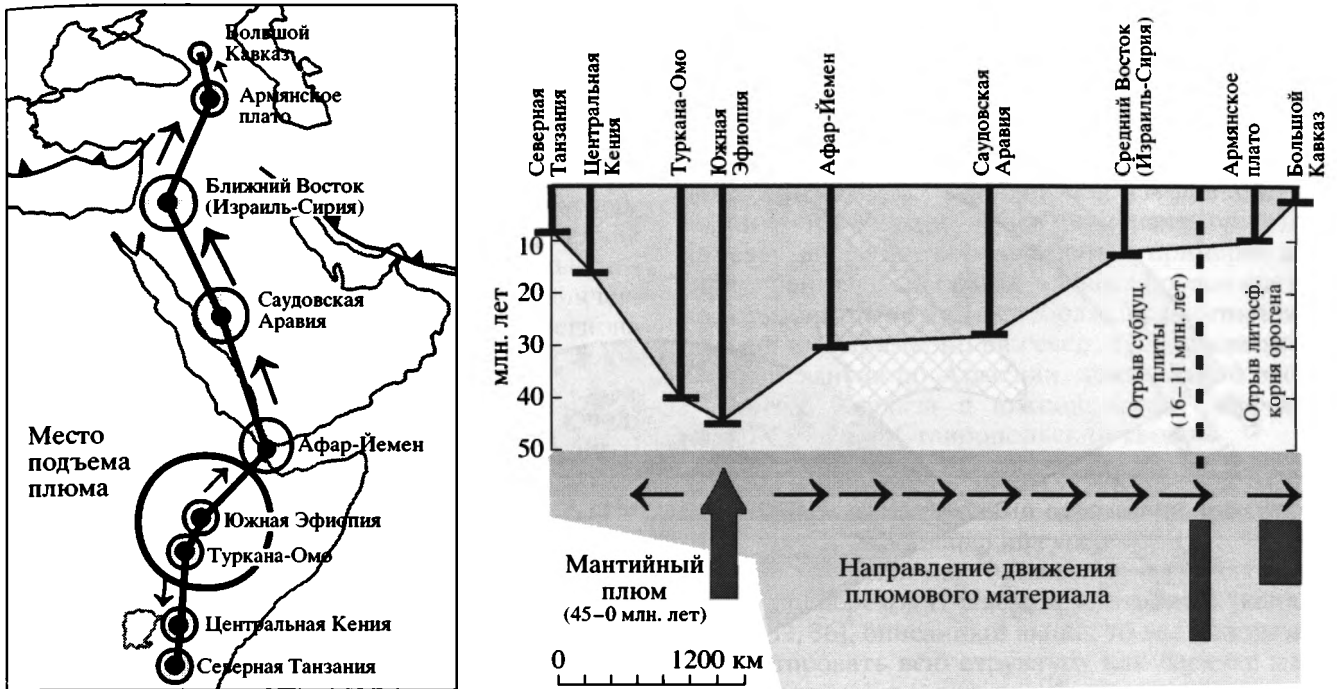


Рис. 2. График зависимости времени начала вулканизма (вертикальная ось) от расстояния вдоль "горячего пояса" (горизонтальная ось)

лочные оливиновые базальты. Возможный плюмовый источник магм не исключается [80].

Эльбрусская вулканическая область располагается в центральной зоне Большого Кавказа [10, 13, 15]. В нее включаются вулканы Эльбрус и Казбек, отдельные небольшие вулканические зоны и район неогеновых интрузий Минераловодского поднятия. Классическим и хорошо изученным примером является Чегемская кальдера, расположенная несколько восточнее Эльбруса. Вулканиды представлены риолитовыми и дацитовыми игнимбритами, прорванными телами гранодиорит-порфиров. Вокруг кальдеры установлены остатки андезитовых покровов. Возраст туфов кальдеры согласно Ag-Ag определениям по санидину и биотиту составляет 2.82 ± 0.02 млн. лет, а возраст прорывающих их гранодиоритов – 2.84 ± 0.03 млн. лет [48].

Эльджуртинский неогеновый интрузивный массив располагается между вулканом Эльбрус и Чегемской кальдерой [13, 23]. Он пробурен глубокой скважиной и достаточно хорошо изучен [23, 48]. Массив сложен калиевыми гранитами. Возраст массива достаточно хорошо датирован разными методами и составляет около 2–2.8 млн. лет [2, 6, 51]. Данные по геохимии Эльджуртинского массива, суммированные О.М. Розеном и В.С. Федоровским [23], свидетельствуют о том, что гранитная магма формировалась в результа-

те парциального плавления корового субстрата на глубине порядка 30 км.

Вулканы Эльбрус и Казбек сложены андезитами, дацитами, риолитами и трахибазальтами [10, 15, 17, 23]. Считается, что вулканизм начался в позднем плиоцене [15]. Согласно имеющимся K/Ag датировкам, возраст пород Эльбруса оказывается не древнее 790 ± 70 тыс. лет [17]. О.М. Розен и В.С. Федоровский [23] на основе геохимических данных считают, что вулкан Эльбрус моложе Эльджуртинского гранитного массива. Н.В. Короновский и Л.И. Демина [10] показали, что РТ условия плавления магмы для Эльбруса соответствуют глубинам порядка 17–25 км. Данные по изотопии Sr и Nd [17] указывают на мантийное происхождение эффузивов с заметным участием корового источника. В целом можно предполагать, что под Эльбрусом источник магм находился в верхах верхней мантии, но при этом промежуточный очаг был расположен на глубинах порядка 17–25 км.

Севернее Эльбруса у подножья Большого Кавказа располагается Минераловодская группа неогеновых интрузий (Бештау, Машук, Железная, Змейка, Юца, Джуца и др.) [15]. Они представлены сравнительно однородными породами, по составу близкими к трахириолитам. Интрузивы застывали в близповерхностных условиях (на глубине около 1–2 км) и имеют возраст 9–7 млн. лет [10]. Б.Г. Поляк и др. [64] на основании изуче-

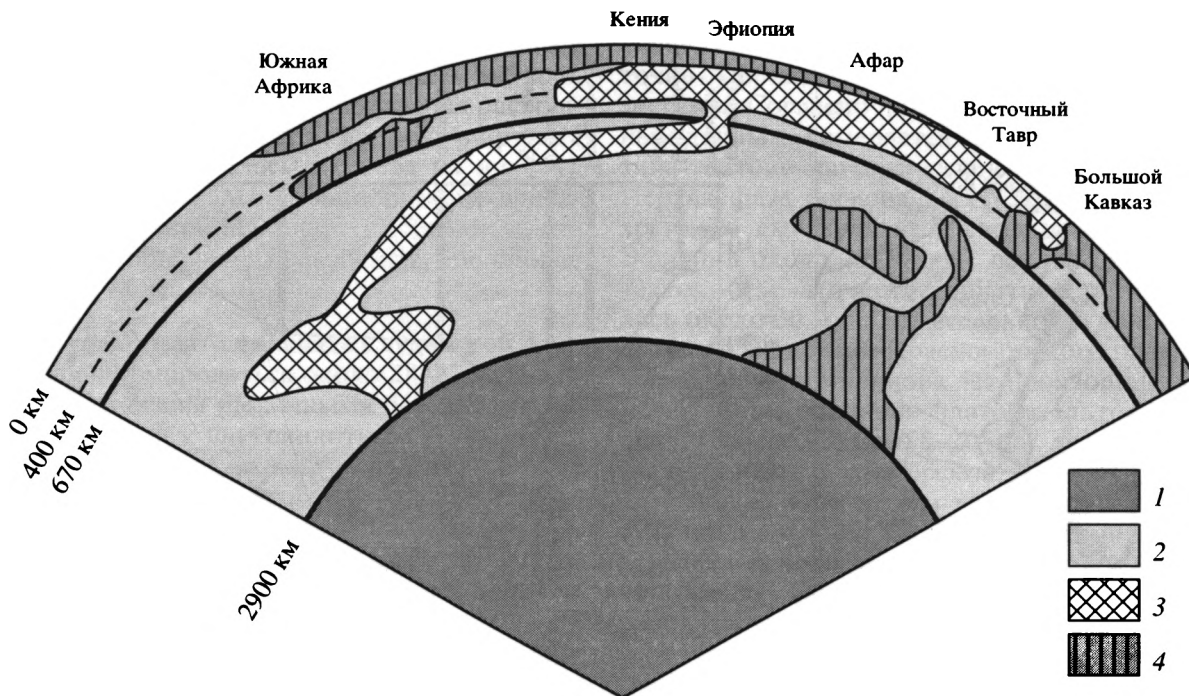


Рис. 3. Схематический разрез мантии по данным сейсмотомографии вдоль 120° сегмента большого круга, проходящего через точку с координатами 0° с.ш., 35° в.д. и азимутом 10°, по данным [31, 71, 81, 82]

1 — ядро Земли, 2 — мантия, 3 — "горячие" области с пониженными значениями сейсмических скоростей, 4 — "холодные" области с повышенными значениями сейсмических скоростей

ния изотопного состава He, Sr, Nd и O магматических пород Северного Кавказа сделали вывод о смешанном мантийно-коровом источнике позднекайнозойского магматизма.

Общие закономерности вулканизма в Кенийско-Армянско-Эльбрусском поясе. Возрастные интервалы периодов активной вулканической деятельности в пределах основных вулканических областей исследуемого пояса представлены на диаграмме на рис. 2. Отметим, что во многих местах вулканизм длится вплоть до настоящего времени. В южной Эфиопии вулканизм начался около 45–37 млн. лет назад. Со временем область вулканизма стала распространяться на юг (в сторону Кенийского плато — 15–8 млн. лет назад) и на север: в район современного Йемена (около 30 млн. лет назад) и далее в западную часть Саудовской Аравии (около 28–27 млн. лет назад), на Ближний Восток (около 13–9 млн. лет назад), в Армянскую область (около 11 млн. лет назад) и, наконец, на Большой Кавказ (около 8 млн. лет назад). Наличие очевидной закономерности в распределении возрастов начала вулканизма позволяет предположить, что все эти области магматизма были динамически связаны между собой.

Общепризнано, что вулканизм Кенийского и Эфиопско-Йеменского плато имеет плюмовую

природу [43, 44, 53, 74, 79], а область Афар, располагающаяся в районе Эфиопского плато, является эталоном плюмового магматизма. Данные о связи вулканизма с плюмами для запада Саудовской Аравии и Ближнего Востока отсутствуют, но известно, что этот магматизм был связан с зонами высоких степеней частичного плавления в верхней мантии [79]. Данные по вулканикам Армянского плато и Эльбрусской вулканической области указывают на мантийный источник этого магматизма [3, 23, 64].

Наличие закономерности в распределении времен начала вулканизма в зависимости от его пространственной локализации говорит о динамической связи магматизма во всем поясе и, следовательно, о его единой природе. Если это так, то этот магматизм должен иметь плюмовую природу, ввиду несомненного плюмового происхождения Восточно-Африканских траппов. Геохимические данные по другим плато также свидетельствуют скорее в пользу этой гипотезы (например, данные по изотопам гелия на Северном Кавказе), но, к сожалению, не являются однозначными. Но эта гипотеза находит независимое подтверждение в новейших данных высокоточной сейсмотомографии мантии.

ДАННЫЕ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

Для области мантии исследуемого региона на настоящий момент существует несколько сейсмо-томографических моделей высокого разрешения [31, 40, 65, 66, 70, 75, 81, 82], различающихся как использованными исходными данными (первые вступления разных видов Р-волн, S-волн, дисперсия волн Рэлея), так и методами расчета. Вообще говоря, для некоторых регионов мира разные модели дают различающиеся сейсмо-томографические картины. Однако для исследуемого региона все модели в существенном совпадают. В дальнейшем мы будем ссылаться в основном на наиболее детальные модели, полученные по Р-волнам [31, 70, 77] и по Рэлеевским волнам [40, 65]. В соответствии с принятой при интерпретации сейсмической томографии терминологии структуры с пониженной скоростью прохождения сейсмических волн будут именоваться “горячими”, а структуры с повышенной скоростью сейсмических волн, соответственно, – “холодными”.

Характерной чертой сейсмо-томографической картины верхней мантии исследуемого региона является существование относительно низкоскоростной – “горячей” линейно вытянутой области в форме “канала” или “трубы” на глубинах от 100–200 км и ниже строго под вулканическим поясом Кения–Эфиопия–Йемен–запад Саудовской Аравии–Ближний Восток–Армения. Особенно хорошо это видно по результатам, полученным по Рэлеевским волнам, которые обладают большей детальностью именно для верхних частей мантии [40, 65]. Глобальная же картина, полученная по Р-волнам, позволяет проследить нижнюю границу этой структуры и ее связь со структурами нижней мантии (рис. 3).

Нижняя граница горячей области (с аномалией скорости $< -0.5\%$) расположена на глубинах 400–500 км [31, 40] (граница области с отрицательной аномалией скорости расположена на глубине около 1000 км, но нас интересует аномалия достаточно большой амплитуды). Эти значения подтверждаются также результатами широкополосных сейсмических исследований в Танзании [60, 62], согласно которым граница 410 км в исследуемом районе смещена вниз на 30–40 км, что говорит о том, что температуры на этих глубинах повышены, в то время как граница 660 км не смещена, и значит, температуры на этих глубинах близки к нормальным [60, 62]. Смещение вниз границы 410 км также подтверждает то предположение, что аномалия сейсмических скоростей вызвана именно повышенной температурой, а не вариациями состава или содержания флюидов [62]. Аналогичные выводы могут быть сделаны и для района Афары, на основании данных по конвертированным Р-в-S волнам [61].

В районе Эфиопии граница этой “горячей” области опускается в нижнюю мантию и, погружаясь в южном направлении, доходит до ее подошвы под Южной Африкой [5, 31, 40]. В целом геометрия рассматриваемой “горячей” области выглядит следующим образом (см. рис. 3): начинаясь в нижней мантии под Южной Африкой, она поднимается вверх, сужаясь и смещаясь при этом на север, достигает верхней мантии примерно под Эфиопией и далее, разветвляясь, продолжается по горизонтали на юг (на небольшое расстояние – до Кении) и примерно на север, прослеживаясь в верхней мантии до Армении, центральной части Большого Кавказа и южной части Скифской платформы под Ставропольским сводом.

Горячая нижнемантийная структура под Африкой всеми исследователями однозначно интерпретируется как Африканский суперплюм [31, 66, 81]. Так как эта нижнемантийная горячая область непрерывно переходит в верхнемантийный “канал” [5, 31, 32, 36], описанный выше, то мы можем интерпретировать всю структуру как горячее мантийное (плюмовое) течение, берущее начало в нижней мантии под Южной Африкой, поднимающееся вверх со смещением на север, достигающее верхней мантии под Эфиопией и растекающееся в верхней мантии на юг в сторону Кении–Танзании и на север в полосу от Эфиопии до Эльбруса [5].

Таким образом, данные сейсмо-томографии согласуются с гипотезой о том, что описанный нами пояс вулканических плато образован воздействием плюмового вещества на литосферу. Сейсмо-томография позволяет также определить трехмерную пространственную конфигурацию плюма.

До появления сейсмо-томографических данных горячие области в Афаре, к востоку от него и в Саудовской Аравии интерпретировались как отдельные плюмы, вместе составляющие цепочку плюмов. Но высокоточная сейсмо-томография не подтверждает эту интерпретацию. Глобальная картина [31, 81] не показывает здесь плюмов (непрерывных горячих областей, достигающих нижней мантии, ни даже нижней части верхней мантии). Оценки, выполненные по конвертированным Р-в-S волнам, показывают, что мощность переходной зоны верхней мантии в районе Афары близка к нормальной с точностью до 20 км, что говорит о том, что температуры в этой области почти не отличаются от “нормальных” [61]. С другой стороны, все эти данные хорошо укладываются в предложенную выше модель верхнемантийного горячего течения.

Аналогичные выводы могут быть также сделаны относительно Восточно-Африканской рифтовой системы и ассоциированных с ней горячих точек. Некоторые модели [69] предполагают, что

под Кенийской и Эфиопской зоной поднимались два самостоятельных плюма. Но данные широкополосной сейсмоки [60, 62], обсуждавшиеся выше, не подтверждают эту гипотезу. Согласно другой модели [43], один (Эфиопский) плюм является причиной рифтинга и магматизма как в Эфиопии так и в Кении–Танзании за счет растекания вдоль неровностей подошвы литосферы. Эта подтвержденная численными расчетами модель согласуется с нашей схемой [5, 54], согласно которой один нижнемантийный плюм растекает в верхней мантии под поясом с относительно более тонкой литосферой (Мозамбикско-Аравийский панафриканский ороген с возрастом 600–500 млн. лет) в полосе от Кении до Сирии и Армянского вулканического нагорья.

ОЦЕНКА ВЯЗКОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАТИРОВКАМ НАЧАЛА МАГМАТИЗМА

Если, как мы предполагаем, образование магматических плато вдоль Эфиопско-Армянского пояса отражает движение горячего плюмового материала в верхней мантии, то по скорости этого течения может быть оценена величина вязкости самого верхнемантийного вещества. Такая оценка послужит еще одной проверкой достоверности предложенной модели. Если наша оценка вязкости будет значительно отличаться от оценок, полученных другими способами, это будет свидетельствовать против нашей модели. Если же те и другие оценки дадут близкие значения, то это послужит подтверждением физической возможности такого процесса, что увеличит и достоверность самой модели.

Физический механизм верхнемантийного течения

Горячий плюмовый материал обладает избыточной плавучестью (из-за того, что он горячее окружающей мантии), и, следовательно, в нем образуется избыточное давление. Эта избыточная плавучесть вынуждает его подниматься вверх до тех пор, пока он не встречает на своем пути препятствие в виде сильновязкой Африканской континентальной литосферы. В результате этот материал скапливается в верхней части плюмового “ствола”, пытаясь “растечься” в стороны. Этому препятствует окружающее вещество верхней мантии. Давление, создаваемое избытком плавучести более горячего плюмового вещества, пытается вытолкнуть окружающий верхнемантийный материал. Горизонтальное течение будет происходить в том направлении (или в тех направлениях), где он встречает наименьшее сопротивление. В первом приближении такое течение может

быть описано в рамках модели вязкого течения в трубе, где относительно менее вязкое подлитосферное верхнемантийное вещество течет под действием градиента давления, возникающего из-за избыточной плавучести плюмового вещества, в “трубе”, стенки которой сложены относительно более вязким подлитосферным верхнемантийным веществом.

График латерального продвижения магматизма (см. рис. 2) имеет характерную ступенчатую форму, что может быть либо отражением действительной динамики процесса, либо артефактом, возникшим из-за неполноты наших знаний (отсутствия или неточности датировок) или из-за отсутствия непосредственной связи магматизма и продвижения плюмового вещества (мы предполагаем, что магматизм начинается сразу, как только подходит горячее вещество, но это может быть и не так: магматизм может быть, например, приурочен к смене тектонической обстановки, обуславливающей возможность образования магмоподводящих разломов, что будет давать некоторую незакономерную задержку времени магматизма по отношению ко времени горячего течения). В первом случае, т.е. в предположении, что горячее течение в северном направлении не было равномерным и эпизоды относительно медленного продвижения перемежались с эпизодами относительно быстрых “прорывов”, следует делать расчеты для каждого этапа исходной ступенчатой кривой в отдельности. Во втором случае мы можем достоверно оценить только среднюю скорость течения и, следовательно, не имеем возможности отследить временную динамику процесса, а можем сделать оценку лишь “в среднем”. Обе эти возможности были рассмотрены.

Количественные оценки

Для вязкого течения в трубе (течения Пуазейля) средняя скорость потока (\bar{u}) выражается как

$$\bar{u} = \frac{u_{\max}}{2} = \frac{R^2 dp}{8\mu dx}, \quad (1)$$

где R – радиус трубы, μ – динамическая вязкость, dp/dx – градиент давления, u_{\max} – максимальная скорость потока в центре сечения трубы. Следовательно, вязкость равна

$$\mu = \frac{R^2 dp}{8\bar{u} dx} = \frac{R^2 dp}{4u_{\max} dx}. \quad (2)$$

Величины из формулы (2) могут быть в нашем случае оценены следующим образом:

• диаметр “трубы” равен меньшему из значений глубины и ширины горячей области, величина

Численные значения величин, использованных при выполнении оценок вязкости верхнемантийного вещества, и полученные результаты

Этап	Параметр	Расстояние (dx)	Продолжительность (dt)		Скорость течения (u_{max})	Градиент давления (dp/dx)	Вязкость (μ)
		км	млн. лет	с	м/с	Па/м	Па с
Южная Эфиопия – Северная Танзания		1400	38	1.2×10^{15}	1.7×10^{-9}	20	1.7×10^{20}
Южная Эфиопия – Афар		1100	15	4.7×10^{14}	2.3×10^{-9}	20	8.6×10^{19}
Афар – Саудовская Аравия		900	3	9.5×10^{13}	9.5×10^{-9}	20	2.1×10^{19}
Саудовская Аравия – Ближний Восток		800	14	4.4×10^{14}	1.8×10^{-9}	20	1.1×10^{20}
Ближний Восток – Армения		1200	4	1.2×10^{14}	9.5×10^{-9}	20	2.1×10^{19}
Армения – Большой Кавказ		400	8	2.5×10^{14}	1.6×10^{-9}	20	1.3×10^{20}
Южная Эфиопия – Саудовская Аравия		1800	15	4.7×10^{14}	3.8×10^{-9}	20	5.2×10^{19}
Южная Эфиопия – Армения		3900	34	1.1×10^{15}	3.6×10^{-9}	20	5.5×10^{19}

ны которых можно оценить по данным сейсмографии: $2R \approx 400$ км;

- *скорость течения* определяется в предположении, что начало магматизма происходит вскоре после “подхода” (первого вступления) горячего материала, т.е. определяется максимальной скоростью (u_{max}): численные значения представлены в табл. 1;

- *избыточное давление* плюмового вещества может быть оценено по высоте подъема свода, образовавшегося над плюмом: перепад высот широкого сводового поднятия в Восточной Африке (Эфиопия), образовавшегося над местом предполагаемого подхода плюма к нижней границе литосферы, и окружающих областей составляет около 1 км; такой же перепад высот характерен и для тихоокеанских сводовых поднятий, например, Гавайского [39]; следовательно, избыточное “плюмовое” давление может быть оценено как

$$dp = \rho_{crust}gh \approx 2700 \text{ кг/м}^3 \times 10 \text{ м/с}^2 \times 10^3 \text{ м} = 2.7 \times 10^7 \text{ Па};$$

- *градиент давления dp/dx* зависит от значения dx , т.е. длины “трубы”; эти значения представлены в табл. 1.

Подставляя эти значения в уравнение (2), получаем оценки вязкости, представленные в табл. 1.

Обсуждение результатов

Полученные оценки величин вязкости образуют 2 группы, в каждой из которых значения достаточно близки. Эти группы соответствуют участкам с разным наклоном на графике рис. 2 или этапам “медленного” продвижения и “быстрых

прорывов”, о которых говорилось ранее. Предполагая, что разделение на “быстрые” и “медленные” этапы является отражением внутренней динамики процесса, следует предложить два разных “механизма” для каждого из таких этапов. Можно предположить, что этапы “медленного” продвижения определяются течением “сквозь” обычную неразогретую подлитосферную мантию. Скорость такого течения определяется скоростью “выдавливания” вещества верхней мантии из канала, скоростью “расчистки пути”. Следовательно, для этих этапов мы оцениваем вязкость обычной верхней мантии, но не плюмового вещества. Этапы же “быстрых прорывов” связаны с относительно более быстрым течением плюмового вещества по уже существующим “горячим каналам”: Красноморскому каналу, образованному в результате рифтинга/спрединга Красного моря, и Ирано-Турецкому каналу, сформированному надсубдукционным разогревом (в результате подъема флюидов погружающегося слэба и магматизма) и орогений. Для этих этапов мы оцениваем вязкость “горячей верхней мантии” или “горячего плюмового вещества”.

Оценки вязкости “нормальной” верхней мантии на основании данных о послеледниковых поднятиях [52] дают: $2-4 \times 10^{20}$ Па с для глубин 60–200 км, $4-6 \times 10^{20}$ Па с для глубин 200–400 км и 2×10^{21} Па с для глубин 400–670 км в 5-слойной модели и $4-5 \times 10^{20}$ Па с для глубин 60–670 км в 3-слойной модели. Наши оценки для “медленных” этапов по порядку величины совпадают с этими независимыми оценками. Наши оценки вязкости для “быстрых” этапов дают значения, близкие к 10^{19} Па с, полученным Е.В. Артюшковым для горячего мантийного течения под Юж-

ной Африкой [29]. Таким образом, считая, что эти значения представляют собой оценку вязкости “горячей” (плюмовой) верхней мантии, также получаем согласие с независимыми оценками.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С ДРУГИМИ МАНТИЙНЫМИ ПРОЦЕССАМИ И ВЛИЯНИЕ НА ТЕКТониКУ

Рассматриваемое течение является тектоническим фактором первого порядка и по характеристическим размерам (тысячи километров), и по глубинному охвату (вся мантия). Интересно рассмотреть его связь с тектоническими структурами коры и литосферы, а также с другими мантийными структурами первого порядка, такими, как субдукция. В целом взаимоотношения горячего течения со структурами коры и литосферы могут быть самыми разными: как конкордантными, когда уже существующие структуры используются и определяют направления растекания (Панафриканский складчатый пояс), так и дискордантными, когда уже существующие структуры секутся горячим течением (зоны субдукции и складчатые сооружения Альпийско-Гималайского пояса). Кроме того, само течение приводит к образованию новых тектонических структур: как, например, Восточно-Африканских и Красноморских рифтов и магматических плато. Некоторые вопросы, возникающие при анализе этого взаимодействия, рассмотрены далее.

Восточно-Африканско-Красноморская рифтовая система

Взаимоотношения горячего плюмового течения и рифтогенеза могут быть установлены на основании сравнения датировок платобазальтового магматизма и рифтогенеза при предположении, что платобазальтовый магматизм маркирует время появления горячего вещества в подлитосферной мантии.

В одних случаях магматизм и термальное воздымание предшествуют рифтингу. В Эфиопии платобазальтовый вулканизм начался около 45 млн. лет назад, его основная фаза пришлась на время 29–31 млн. лет назад, а начало рифтогенеза датируется возрастом 25.3 млн. лет назад. Таким образом, здесь имел место активный рифтинг, что подтверждается также и тем фактом, что небольшая величина растяжения (менее 10–15 км) не может объяснить объем платобазальтового магматизма за счет декомпрессионного плавления при подъеме астеносферы в зону растяжения. В других случаях рифтинг синхронен или ненамного предшествует платобазальтовому магматизму, как в случае Красноморского и Суэцкого рифтов и рифтов Ближнего Востока. В этом слу-

чае рифты развивались пассивно: региональные напряжения сломали литосферу и в образовавшуюся зону разрыва притекло горячее плюмовое вещество. Вероятно, рифтогенез в зоне Афара был индуцирован плюмом (по механизму активного рифтинга), образовавшийся раскол литосферы в дальнейшем распространялся на юг и на север (по механизму пассивного рифтинга) под действием региональных растягивающих напряжений, в зону этого раскола устремлялось горячее течение, которое, в свою очередь, способствовало усилению рифтогенеза (за счет термального подъема и прогревания литосферы, т.е. механизмов активного рифтинга). Следует отметить, что обе альтернативы активного и пассивного рифтинга реализуются в рамках одного процесса. Следовательно, сами процессы растекания плюма и рифтогенеза взаимосвязаны и должны рассматриваться в рамках единой системы. В этой системе есть прямая и обратная связь: плюм определяет образование рифтов, и рифтогенез определяет направление и динамику растекания плюма. В процессе эволюции рифты и плюм развиваются во взаимосвязи, и образующаяся при этом структура зависит от этого взаимодействия.

Восточно-Средиземноморско-Таврско- Загросская субдукционно-надвиговая система

Восточно-Средиземноморско-Таврско-Загросская субдукционно-надвиговая система ограничивает Африканскую и Аравийскую плиты с севера и имеет сложное строение. При описании этой системы мы будем в основном опираться на недавние сводки [12, 47, 67, 68, 72] с учетом новых данных сейсмоотографии [5, 20, 21, 31, 34–36, 70, 77]. *Первая с запада субдукционная дуга – Эллинская (или Критская)*. Она четко прослеживается по данным сейсмоотографии верхней мантии [70] и по сейсмическим данным [63], южнее нее наблюдается широкий аккреционный комплекс. Данная субдукционная система существует точно с олигоцена и предположительно с эоцена [73], при этом она последовательно отодвигалась к югу [12]. К северу от Эллинской зоны субдукции с 25–21 млн. лет назад формируется Эгейский задуговой бассейн растяжения [12, 48, 73]. В ходе субдукции в мантию погружается мезозойская океаническая литосфера с отдельными континентальными террейнами [12, 30].

Далее в восточной части наблюдается *Кипрская субдукционная дуга*, прослеживаемая южнее Кипра. По данным сейсмоотографии субдуцированный слэб виден до глубин около 300 км [5, 34–36]. По данным геологических реконструкций Кипрская субдукционная система возникла в начале миоцена [12, 67]; в среднем–позднем эоцене зона суб-

дукции проходила севернее Кипра, но после аккреции Кипрского террейна к зоне Таврид зона субдукции перескочила к югу от вновь причлененного террейна [67]. Примечательно, но на данных сейсмотомографии, полученных В. Спакманом и коллегами [5, 34–36], отчетливо видны в низах верхней мантии севернее Кипра под Тавридами остатки холодного субдуцированного слэба. То есть данные сейсмотомографии подтверждают факт вероятного перескока зоны субдукции примерно в олигоцене от зоны Таврид к южному краю Кипра. Севернее Кипра располагается пояс осадочных бассейнов – Залив Анталья–Киликия–Адана. Эти впадины образовались при растяжении и рифтинге, начиная с позднего миоцена [12, 67] или с границы олигоцена–миоцена [42]. Задуговое растяжение считается основной причиной их формирования [12, 42, 67] с некоторым отступанием зоны субдукции назад.

Далее к востоку наблюдается *Хатай–Восточно-Таврская надвиговая зона* со сложным строением. Сначала юго-западнее Кипра в Левантийском бассейне Кипрская субдукционная зона переходит в надвигово-левосторонне-транспрессионную зону Латакия [67]. К востоку на суше она переходит в надвиговый пояс Хатай–Восточный Тавр с многочисленными офиолитовыми зонами. Для надвигового пояса также типичны выступы метаморфических комплексов типа Битлис. По геологическим данным [67], в этой зоне до конца эоцена была субдукционная система остаточного океана Неотетис с падением на север. Примерно в олигоцене произошло закрытие этого бассейна, а с раннего миоцена формируются верхнекоровые надвиги, то есть субдукция в этой зоне закончилась в олигоцене–раннем миоцене. Согласно сводке [47], субдукция закончилась до 16 млн. лет назад, так как с того времени (около 16–11 млн. лет назад) Аравийская и Анатолийская плиты стали кинематически взаимно увязаны: Аравийская плита послужила индентором для Анатолийской плиты. Примерно параллельно надвиговой зоне Хатай–Восточный Тавр и несколько севернее проходит Восточно-Анатолийский левосдвиговый разлом, который с юго-востока оконтуривает Анатолийскую плиту [10, 25, 28, 67, 72]. Этот разлом несколько моложе надвигового пояса и активен, по крайней мере, с позднего плиоцена [67]. В современное время именно вдоль него сосредоточены основные движения.

По данным сейсмотомографии [5, 34–36], поясу Хатай–Восточный Тавр в верхней части верхней мантии не соответствует холодный субдуцированный слэб, а, наоборот, верхи мантии горячие. Под Восточным Тавром на глубинах от 300–400 км и до 1000 км и более по данным сейсмотомографии виден холодный материал, кото-

рый может быть интерпретирован как оторванный субдуцированный литосферный слэб [5, 20]. Комбинируя данные геологии и сейсмотомографии, можно предложить следующую модель развития пояса Хатай–Восточный Тавр. В мелуэоцене это была субдукционная система при закрытии океана Неотетис. В олигоцене субдукция переросла в коллизию с Аравийским континентом на фоне продолжения субдукции. В миоцене континентальная субдукция уже не могла продолжаться: в результате субдуцированный слэб оторвался от литосферы и стал погружаться в мантию. Такая ситуация сохраняется и поныне. Отметим, что к югу от Восточного Тавра краевой прогиб почти отсутствует и нечетко выражен.

Далее к востоку от Восточно-Таврской зоны наблюдается *зона Загроста* [72]. Зона Загроста имеет классическое зональное строение. С юга на север выделяются: Предзагростский (Месопотамский) краевой прогиб; собственно складчатая система Загроста, сложенная деформированными комплексами бывшей пассивной окраины океана Неотетис; зона офиолитовых поясов и главных надвигов; сложно устроенная зона с домезозойской континентальной корой и мезозойскими и кайнозойскими субдукционными вулканитами. По данным сейсмотомографии [20–21, 76, 77], от офиолитового пояса Загроста во всей верхней мантии непрерывно прослеживается субдуцированный слэб. Это указывает на то, что при континентальной коллизии продолжается субдукция Аравийской плиты на север.

Выводы о строении Восточно-Средиземноморско-Таврско-Загростской субдукционно-надвиговой системы. Анализ этой системы с учетом данных сейсмотомографии четко демонстрирует разнообразие поведения субдукционных систем. Эллинская субдукционная система непрерывно функционирует, начиная, как минимум, с олигоцена (по другим данным с эоцена), при этом она плавно отступает на юг. Суммарная величина этого отступления за 25 млн. лет составила 445 км [47]. В верхней мантии однозначно дешифрируется субдуцированный холодный слэб.

Для Кипрской субдукционной системы был характерен перескок зоны субдукции на юг после того, как к ней аккретировал Кипрский микроконтинент. Под старым положением зоны субдукции в низах верхней мантии виден оторванный субдуцированный слэб, а под новой зоной субдукции также четко виден новый субдуцированный слэб.

В зоне Восточного Тавра в верхах верхней мантии субдуцированный слэб не виден. Там субдукция закончилась в олигоцене, а в миоцене субдуцированный слэб оторвался, и сейчас его остатки видны на глубинах более 300–400 км. Субдук-

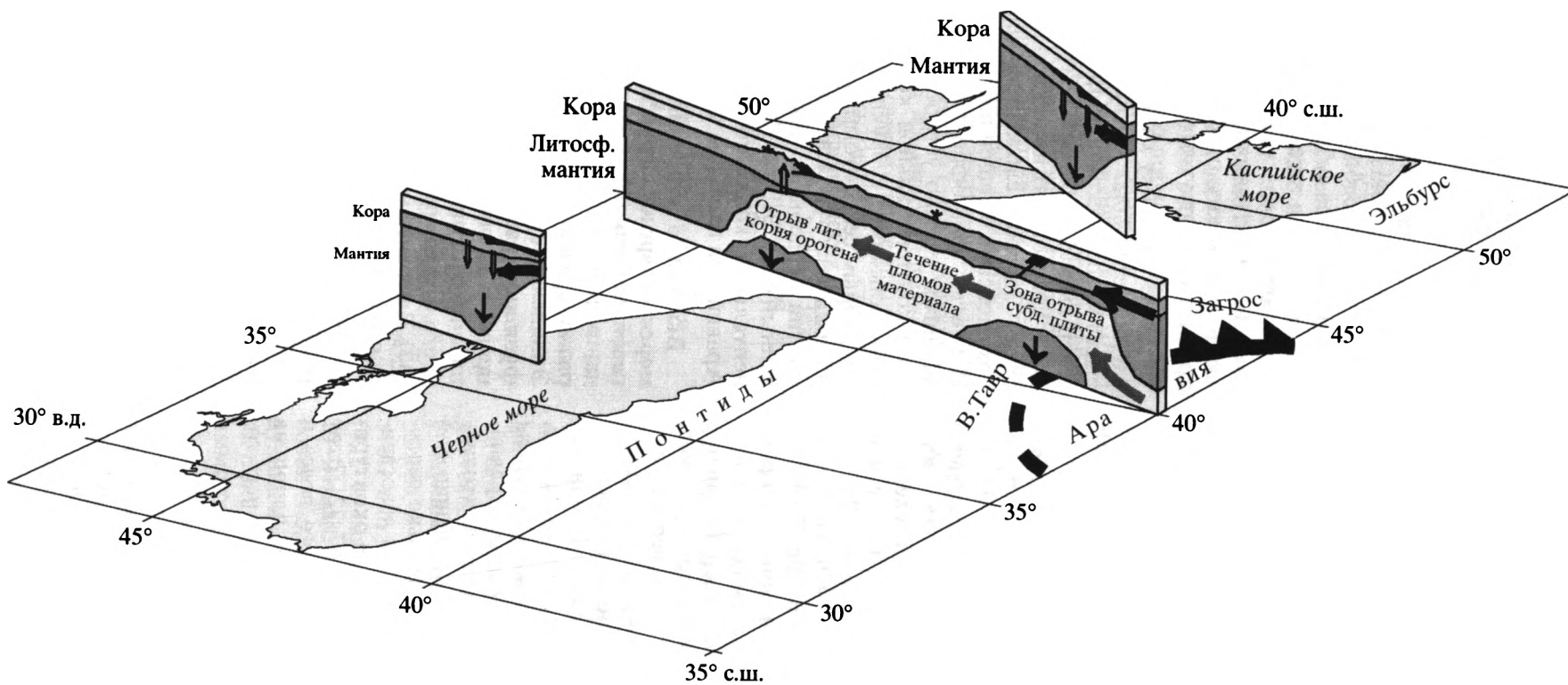


Рис. 4. Блок-диаграмма, иллюстрирующая принципиальные черты строения литосферы и верхней мантии Кавказского региона

ция переросла в рассеянный коллизионный процесс в широкой полосе, при этом, вероятно, был существенно эродирован бывший краевой прогиб, а на поверхность были выведены метаморфические комплексы.

В зоне Загроса океаническая субдукция переросла в континентальную и на фоне континентальной коллизии продолжается субдукция Аравийской плиты с четко выраженным краевым предгорным прогибом.

Соотношение особенностей строения зон субдукции с горячим верхнемантийным течением. Непрерывно погружающаяся в мантию литосферная плита является непреодолимым препятствием для горячего течения ввиду ее значительно большей вязкости. Даже несмотря на относительно небольшую ее мощность, такую плиту невозможно "проплавить" из-за постоянного движения плиты, в результате которого прогретые части плиты постоянно замещаются поступающими сверху холодными участками. Когда субдукция останавливается, уже погружившаяся часть плиты со временем под действием собственного веса должна оторваться и опуститься глубже в мантию. В этом случае воздействие горячего течения может спровоцировать этот отрыв, причем место этого отрыва будет определяться локализацией горячего течения. В свою очередь, отрыв и последующее погружение субдуцирующей плиты создает декомпрессию в зоне отрыва, что должно привести к "засасыванию" вещества в эту область, причем преимущественно будет всасываться именно менее вязкое горячее вещество, что приведет к ускорению самого горячего течения. Отрыв слэба под Восточным Тавром, произошедший 16–11 млн. лет назад, образовал "окно", в которое прорвалось горячее вещество Восточно-Африканского плюма. В дальнейшем это течение, распространившись в глубь Евразийской плиты, привело к широкомасштабному вулканизму Армянского плато, начавшемуся около 11 млн. лет назад.

Большой Кавказ

Современная Кавказская орогения началась в позднем эоцене и вступила в главную фазу в среднем миоцене. Начиная с этого времени, Предкавказье испытывало асимметричное погружение, которое хорошо описывается в рамках модели упругого изгиба литосферы под нагрузкой орогена [4, 45]. Нагрузка орогена складывается из целого ряда факторов, таких, как утолщение коры (коровый корень орогена), утолщение мантийной части литосферы (литосферный корень орогена), термальная нагрузка, фазовые переходы, интрузии и др. Численное моделирование изгиба литосферы Кавказского региона [45] показало, что (1) нагрузка литосферных корней (ввиду того, что литосферный корень орогена холоднее и,

следовательно, тяжелее подстилающей астеносферы) является основным видом нагрузки в краевых частях орогена и, следовательно, главной причиной погружения прилегающих бассейнов и (2) отрыв литосферных корней (принимая во внимание наличие коровых корней, увеличивающих плавучесть литосферы в целом) является главной причиной подъема Центрального Кавказа и прилегающих областей Предкавказья. Данные сейсмомографии подтверждают высказанную на основании результатов численного моделирования гипотезу отрыва литосферного корня под центральной частью орогена Большого Кавказа и наличия корней под западной и восточной его оконечностями [5, 34–36]. Мантия непосредственно под центральной частью орогена Большого Кавказа значительно "разогрета", и в то же время ниже, в низах верхней мантии (300–500 км), наблюдается скопление "холодного" материала изометричной формы, который мы интерпретируем как оторвавшийся литосферный корень орогена. Под восточной и западной оконечностями Большого Кавказа мантия "холодная" от поверхности вплоть до глубин 300–400 км. Схема, иллюстрирующая строение верхней мантии исследуемого региона, показана на рис. 4. Результаты численного моделирования, подтвержденные данными сейсмомографии, совместно с результатами реконструкции истории погружения [45, 46] позволяют обрисовать следующую схему эволюции орогена с прилегающими предгорными прогибами: на первых этапах коллизия приводит к возникновению значительных литосферных корней, которые, будучи положительной нагрузкой, приводят к погружению предгорного прогиба при незначительных высотах гор; в дальнейшем отрыв литосферного корня приводит к значительному воздыманию гор и прилегающих предгорных областей. Отметим, что к югу от Восточного Тавра, там, где произошел отрыв субдуцирующей плиты, краевой прогиб также почти отсутствует.

Фаза ускоренного воздымания центральной части Большого Кавказа датируется позднесарматским временем [13], приблизительно около 10 млн. лет назад [26]. Приблизительно к тому же времени относится начало неотектонического воздымания Ставропольского поднятия. Мы предполагаем, что примерно в середине сарматского времени под центральной частью Большого Кавказа и Ставропольским плато начался отрыв литосферного корня. Этот процесс продолжается и до настоящего времени, постепенно распространяясь от центра орогена к его западной и восточной оконечностям и в глубь Скифской платформы. Отрыв относительно тяжелого вещества литосферного корня вызвал быстрое изостатическое воздымание земной поверхности центральной части Кавказа. Оторвавшийся литосферный корень погрузился в мантию; при этом на его место, в зону отрыва поднялось относи-

тельно горячее вещество астеносферы, что привело к значительному подъему мантийных и коровых изотерм, декомпрессионному мантийному магматизму и частичному плавлению нижней коры за счет увеличения теплового потока из мантии. Именно этими процессами, вероятно, обусловлены интрузии Минераловодского района с возрастными 7–9 млн. лет и вулканизм в районах Эльбруса и Казбека, имеющий признаки мантийного гелия [64]. Как мы предположили, вулканизм Армянского плато, начавшийся около 11 млн. лет назад, был обусловлен поступлением горячего вещества, прорвавшегося сквозь “субдукционное окно” после отрыва субдуцирующего слэба под Восточным Тавром. Быстрое воздымание центральной части Большого Кавказа, являющееся следствием отрыва литосферного корня орогена, началось приблизительно в то же время (немного позднее). Таким образом, весьма вероятно, что и сам отрыв литосферного корня Большого Кавказа был обусловлен воздействием горячего мантийного течения, рассматриваемого нами в настоящей статье.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опираясь на все вышеизложенное, мы можем предложить следующий сценарий геодинамической эволюции Кенийско-Армянско-Эльбрусского магматического пояса, приведенный в соответствии со всем массивом наблюдений, включая новейшие данные сейсмотомографии мантии, датировки магматизма и моделирование.

В настоящей работе мы предположили, что возникновение и тектоническая эволюция рассматриваемого пояса были обусловлены растеканием горячего вещества Африканского суперплюма, поднимающегося от границы ядра и мантии. В современной сейсмотомографической картине мантии этот плюм отчетливо выделяется как низкоскоростная структура, нижнемантийная часть которой расположена приблизительно под Южной – Центральной Африкой, а граница верхней и нижней мантии пересекается в районе Эфиопии–Афара. Первые геологические свидетельства функционирования этого плюма относятся ко времени около 42 млн. лет назад, для которого фиксируются термальное воздымание территории современной Эфиопии и небольшой по объему платобазальтовый вулканизм, не сопровождаемый, однако, расколом литосферы. Мы предполагаем, что в это время горячее плюмовое вещество достигло подошвы литосферы. Поднявшееся к подошве литосферы горячее плюмовое вещество стало растекаться в направлениях “наименьшего сопротивления”: субмеридиально, на юг и на север, вдоль простирания позднепротерозойского панафриканского орогена, что, видимо, было обусловлено тем, что верхняя мантия под этим древним орогеном была “ослаблена” (обладала меньше вязкостью) в сравнении с мантией

под раннедокембрийскими кратонами Африки и Аравии. Поступление горячего вещества из нижней мантии продолжалось и в дальнейшем, хотя сейчас пока невозможно точно установить, было ли оно непрерывным во времени или эпизодическим. Около 30 млн. лет назад произошел раскол литосферы в Эфиопии за счет действия механизма активного рифтинга (в результате гравитационного расползания литосферы термального свода). По образовавшимся разломам произошли массовые излияния платобазальтов. В дальнейшем зона раскола литосферы распространилась на север – в район Афара и на юг – в Танзанию. Препятствие в виде прочной литосферы Танзанийского кратона приостановило дальнейшее распространение зоны раскола литосферы в южном направлении. В северном же направлении совмещение двух факторов, а именно региональных растягивающих напряжений Тетической зоны субдукции и реологически ослабленной литосферы Панафриканского орогена, напротив, способствовало скорейшей пропагации рифтогенеза. В образовавшуюся зону раскола хлынуло горячее плюмовое вещество, наличие которого, в свою очередь, обусловило образование термального свода и, как следствие, усиление рифтогенеза под воздействием сил гравитационного соскальзывания. Таким образом, взаимодействие процессов рифтогенеза и растекания горячего плюмового вещества обусловило быстрое распространение рифтогенеза на север, что в итоге привело к образованию Красноморского рифта, отделившего Аравию от Африки, и пояса базальтовых плато, маркирующих продвижение верхнемантийного горячего течения на север. Пропагация рифтогенеза была остановлена при достижении прочной литосферы Средиземного моря (поворот зоны рифтогенеза в направлении вдоль Панафриканского орогена оказался невозможным из-за соосности этого направления с направлением региональных растягивающих напряжений, ортогональных простиранию зоны субдукции, см. рис. 1). Горячее течение при этом продолжило свое продвижение на север вдоль Панафриканского орогена, почти ортогонально простирацию зоны субдукции, но скорость течения существенно снизилась. Естественным препятствием растеканию горячего материала на север послужила погружающаяся в мантию в зоне Тетической субдукции океаническая литосферная плита. Лишь когда субдукция прекратилась и погруженная часть плиты оторвалась под действием собственного веса и опустилась глубже в мантию, образовав в верхней мантии “субдукционное окно”, горячее течение смогло пересечь зону субдукции. Это случилось около 16–11 млн. лет назад в районе Восточного Тавра. Растекание горячего вещества, прорвавшегося сквозь “субдукционное окно”, в дальнейшем спровоцировало широкомасштабный вулканизм Армянского плато, начавшийся

около 11 млн. лет назад. Вероятно также, что воздействием этого вещества был обусловлен и отрыв литосферного корня Большого Кавказа, что привело к воздыманию центральной части Кавказа и Центрального Предкавказья, ускорению погружения наиболее западной и наиболее восточной частей Предкавказского предгорного прогиба и спровоцировало плиоценовый вулканизм центральной части Кавказа.

Несмотря на то, что в приведенном нами сценарии рассматриваются условия растекания одного конкретного (Африканского) плюма, тем не менее многие из описанных процессов не привязаны к данным конкретным условиям и могут иметь место и в других случаях. В частности, имеющиеся данные свидетельствуют, что горизонтальное растекание в верхней мантии горячего вещества Йеллоустонского и Азорского плюмов также сыграло достаточно важную роль в тектонике прилегающих регионов. Общий методологический вывод состоит в том, что в геодинамических реконструкциях следует обращать больше внимания на горизонтальное растекание горячего плюмового вещества, которое может оказать значительное влияние на тектонические процессы на территориях, отстоящих от места "горячей точки" вплоть до нескольких тысяч километров.

Авторы благодарны Е.Е. Милановскому за детальное обсуждение проблем, затронутых в статье. Мы признательны В.Е. Хаину и В.И. Коваленко за их конструктивные рецензии нашей работы.

Работа была выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 01-05-64853 и 02-05-64411) и программы "Университеты России".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
2. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 300 с.
3. Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Красивская И.С., Симон А.К. Новейший вулканизм Транскавказского поперечного поднятия в связи с его геодинамикой // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. I. М.: ГЕОС, 1999. С. 106–108.
4. Ершов А.В. Моделирование эволюции осадочных бассейнов и деформации литосферы (на примере бассейнов Восточно-Европейской и Скифской платформ): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Геологический факультет МГУ, 1997. 300 с.
5. Ершов А.В., Никишин А.М., Брунэ М.-Ф., Спакман В. Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмоотомографии // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т. II. М.: ГЕОС, 2001. С. 230–235.
6. Журавлев А.З., Негрей Е.В. Синхронность формирования Эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырнауза (Северный Кавказ) // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 482–485.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1 – 328 с., кн. 2 – 334 с.
8. Имамвердиев Н.А. Роль рифтогенеза в формировании позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75. № 5. С. 16–24.
9. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
10. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
11. Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
12. Лимонов А.Ф. Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический фак-т, 1998. 62 с.
13. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
14. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
15. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
16. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 355 с.
17. Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус / Ред. Лаверов Н.П. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 192 с.
18. Никишин А.М. Рифтогенез в геологической истории Земли и планет земной группы: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1992. 988 с.
19. Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: МГУ, 2002. 366 с.
20. Никишин А.М., Ершов А.В. Латеральное разнообразие современных субдукционных систем на примере Восточносредиземноморско-Таврско-Загросской субдукционно-надвиговой зоны // Материалы XXXVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. Т. 2. С. 87–90.
21. Никишин А.М., Ершов А.В., Брунэ М.-Ф. Деламинация субдуцированного слэба и отрыв нижней части литосферы как одна из причин магматизма // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 43–46.
22. Никишин А.М., Кортаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. № 3. С. 3–18.
23. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
24. Симонов Д.А. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический факультет, 1998. 27 с.

25. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
26. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68–75.
27. Adiyaman O., Chorowich J., Arnaud O.N., Gundogdu M.N., Gourgaud A. Late Cenozoic tectonics and volcanism along the North Anatolian Fault: new structural and geochemical data // Tectonophysics. 2001. Vol. 338. P. 135–165.
28. Arger J., Mitchell J., Westway W.C. Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey / Eds. Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2000. Vol. 173. P. 459–487.
29. Artyushkov E.V., Hofmann A.F. Neotectonic Crustal Uplift on the Continents and its Possible Mechanisms. The Case of Southern Africa // Surveys in Geophysics. 1998. Vol. 19. P. 369–415.
30. Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Markis J., Eppelbaum L. Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean // Tectonophysics. 2002. Vol. 346. P. 23–43.
31. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 30055–30078.
32. Bijwaard H., Spakman W. Mantle dynamics inferred from travel time tomography // Geophys. Res. Abstr. 2000. Vol. 2. P. 18.
33. Bosworth W., McClay K. Structural and stratigraphic evolution of the Gulf of Suez Rift, Egypt: a synthesis / Eds. Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. // Peri-Tethys Memoir 6. Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle. 2001. Vol. 186. P. 567–606.
34. Brunet M.-F., Ershov A.V., Spakman W., Nikishin A.M. Implications of seismic tomography on the understanding of the Caucasus area geodynamics // EUROPROBE workshop, Gurfuz, 12–16 October 2000 / Geophysical Journal. 2000. Vol. 22. № 4. P. 79.
35. Brunet M.-F., Spakman W., Ershov A.V., Nikishin A.M. Geodynamics of the Caucasus-Caspian Area: Informations given by the tomography // Peri-Tethys Programme. Final meeting. 23–24 Nov. 2000. Abstracts. Paris: CNRS, 2000. P. 23–24.
36. Brunet M.-F., Spakman W., Ershov A., Nikishin A. Evidence from seismic tomography for lithosphere delamination below the Central Caucasus // 7-th Zonenshain International Conference. Moscow. October 2001. P. 236–237.
37. Camps P., Ruffer G., Shcherbakov V., Shcherbakova V., Prevot M., Moussine-Pouchkine A., Sholpo L., Goguitchaichvili A., Asanidze B. Paleomagnetic and geochronological study of a geomagnetic field reversal or excursion recorded in Pliocene volcanic rocks from Georgia (Lesser Caucasus) // Phys. Earth Planet. Inter. 1996. Vol. 96. P. 41–59.
38. Courtillot V., Jaupart C., Manighetti I., Tapponnier P., Besse J. On causal links between flood basalts and continental breakup // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 166. P. 177–195.
39. Davies G.F. Plates, plumes, mantle convection, and mantle evolution / Ed. Jackson I. // The Earth's mantle: composition, structure and evolution. Cambridge University Press, 1998. P. 228–258.
40. Debayle E., Leveque J.-J., Cara M. Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 193. P. 423–436.
41. Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Biju-Duval B., Brunet M.-F., Cadet J.-P., Crasquin S., Sandulescu M. Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. 24 maps and explanatory notes. Paris: CCGM/CGMW, 2000. XX maps. 269 p.
42. Dhont D., Chorowicz J., Yurur T. The Bolkar Mountains (Central Taurides, Turkey): a Neogene extensional thermal uplift? // Geol. Bull. Turk. 1999. Vol. 42. № 2. P. 69–87.
43. Ebinger C.J., Sleep N.S. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // Nature. 1998. Vol. 395. № 22. P. 788–791.
44. Ebinger C.J., Yemane T., Harding D.J., Tesfaye S., Kelley S., Rex D.C. Rift deflection, migration, and propagation: linkage of the Ethiopian and Eastern rifts, Africa // GSA Bull. 2000. Vol. 112. № 2. P. 163–176.
45. Ershov A.V., Brunet M.-F., Korotaev M.V., Nikishin A.M., Bolotov S.N. Late Cenozoic burial history and dynamics of Northern Caucasus molasse basin: implications for foreland basin modelling // Tectonophysics. 1999. Vol. 313. P. 219–241.
46. Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Nazarevich B.P., Korotaev M.V. Northern Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models // Sedimentary Geology. 2003. Vol. 156. P. 95–118.
47. Gautier P., Brun J.-P., Moriceau R., Sokoutis D., Martignod J., Jolivet L. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: scenario based on comparison with simple analogue experiments // Tectonophysics. 1999. Vol. 315. P. 31–72.
48. Gaziz C.A., Lanphere M., Taylor H.P., Gurbanov A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurt granite: cooling of two late Pliocene igneous bodies in the Great Caucasus Mountains, Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 134. P. 377–391.
49. Guiraud R., Bosworth W. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics // Tectonophysics. 1997. Vol. 282. P. 39–82.
50. Guiraud R., Bosworth W. Phanerozoic geodynamic evolution of Northeastern Africa and the Northeastern Arabian platform // Tectonophysics. 1999. Vol. 315. P. 73–104.
51. Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I. The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain size/age relationships // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 117. P. 393–406.
52. Lambeck K., Johnston P. The viscosity of the mantle: evidence from analyses of glacial-rebound phenomena / Ed. Jackson I. // The Earth's mantle: composition, structure and evolution. Cambridge University Press, 1998. P. 461–502.
53. Macdonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., Smith M. Plume-lithosphere interactions in the basalts of the Kenia rift, East Africa // J. Petrol. 2001. Vol. 42. № 5. P. 877–900.
54. Nikishin A.M. Proterozoic and Phanerozoic plume-related intracontinental events. Northern Eurasia // ILP Workshop Plume-Lithosphere interactions, 9–11 April, 2000. Abstracts. Strasbourg: University Louis Pasteur, 2000. P. 62–67.
55. Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V. Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deforma-

- tions: influence of the Tethyan collision belt on the Eurasian continent from Paris to Tian-Shan // C.R. Acad. Sci. Paris, 1997. Vol. 324. № IIa. P. 49–57.
56. Nikishin A. M., Cloetingh S., Bolotov S.N., Baraboshkin E.Y., Kopaevich L.F., Nazarevich B.P., Panov D.I., Brunet M.-F., Ershov A.V., Il'ina V.V., Kosova S.S., Stephenson R.A. Scythian platform: chronostratigraphy and polyphase stages of tectonic history / Eds. Crasquin-Soleau S., Barrier E. // Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle. Paris, 1998. Vol. 177. P. 151–162.
 57. Nikishin A. M., Cloetingh S., Brunet M.-F., Stephenson R., Bolotov S.N., Ershov A.V. Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic and dynamics / Eds. Crasquin-Soleau S., Barrier E. // Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle. Paris, 1998. Vol. 177. P. 163–176.
 58. Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F. The Black Sea Basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling // Sedimentary Geology. 2003. Vol. 156. P. 149–168.
 59. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Tikhomirov P. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform–Black Sea–Caucasus domain / Eds. Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. // Peri-Tethys Memoir 6. Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle. Paris, 2001. Vol. 186. P. 296–346.
 60. Nyblade A. Crust and upper mantle structure in East Africa: implications for the origin of Cenozoic rifting and volcanism and the formation of magmatic rifted margins / Eds. Menzies M., Baker J., Ebinger C., Klemper S. // Volcanic rifted margins. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2002. Vol. 362. P. 20–34.
 61. Nyblade A., Knox R., Gurrola H. Mantle transition zone thickness beneath Afar hotspot: implications for the origin of the Afar hotspot // Geophys. J. Int. 2000. Vol. 142. P. 245–248.
 62. Nyblade A., Langston C.A. Broadband seismic experiments probe the East African rift // Eos. Trans. AGU, 2002. Vol. 83. № 37. P. 405–409.
 63. Papazachos B.C., Karakostas V.G., Papazachos C.B., Scordilis E.M. The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc // Tectonophysics. 2000. Vol. 319. P. 275–300.
 64. Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Yakovlev L.E., Marty B., Cheshko A.L. Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. P. 1925–1944.
 65. Ritsema J., van Heijst H.J. New seismic model of the upper mantle beneath Africa // Geology. 2000. Vol. 28. P. 63–66.
 66. Ritsema J., van Heijst H.J., Woodhouse J.H. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland // Science. 1999. Vol. 286. P. 1925–1928.
 67. Robertson A.H.F. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey / Eds. Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. // Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2000. Vol. 173. P. 97–138.
 68. Robertson A.H.F., Grasso M. Overview of the Late Tertiary-Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region // Terra Nova. 1995. Vol. 7. P. 114–127.
 69. Rogers N.W. The geodynamics of the African rift // ILP Workshop Plume-Lithosphere interactions. 9–11 April. 2000. Abstracts. Strasbourg: University Louis Pasteur, 2000. P. 78–79.
 70. Spakman W., van der Lee S., van der Hilst R. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km // Phys. Earth Planet. Inter. 1993. Vol. 79. P. 3–74.
 71. Su W., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 6945–6980.
 72. The Paleotectonic Atlas of the Peri-Tethyan Domain / Eds. Stampfli G., Borel G., Cavazza W., Mosar J., Ziegler P.A. Frankfurt-on-Main: European Geophysical Society, 2001.
 73. Trotet F., Jolivet L., Vidal O. Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece) // Tectonophysics. 2001. Vol. 338. P. 179–206.
 74. Ukstins I.A., Renne P.R., Wolfenden E., Baker J., Ayalew D., Menzies M. Matching conjugate volcanic rifted margins: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chrono-stratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 198. P. 289–306.
 75. Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. Vol. 386. P. 578–584.
 76. Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic subducted slab under Siberia // Nature. 1999. Vol. 397. P. 246–249.
 77. Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Tethyan subducted slabs under India // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 171. P. 7–20.
 78. Villasenor A., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Barmin M.P., Engdahl E.R., Spakman W., Trampert J. Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities // Phys. Earth Planet. Inter. 2001. Vol. 123. P. 169–184.
 79. Wilson M., Guiraud R. Late Permian to Recent magmatic activity on the African-Arabian margin of Tethys / Eds. MacGregor D.S., Moody R.T.J., Clark-Lowes D.D. // Hydrocarbon geology of North Africa. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1998. Vol. 232. P. 231–263.
 80. Yurtmen S., Rowbotham G., Isler F., Floyd P. Petrogenesis of basalts from southern Turkey: the Plio-Quaternary volcanism to the north of Iskenderun Gulf / Eds. Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. // Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2000. Vol. 173. P. 489–512.
 81. Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 192. P. 423–436.
 82. Zhou H. A high-resolution P wave model for the top 1200 km of the mantle // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. P. 27791–27810.
 83. Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins // Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 2001. Vol. 186. 762 p.

Рецензенты: В.Е. Хаин, В.И. Коваленко

Recent Geodynamics of the Caucasus–Arabia–East Africa Region

A. V. Ershov and A. M. Nikishin

Geological Faculty, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119992 Russia

e-mail: nikishin@geol.msu.ru

Abstract—Recent geodynamics of the Caucasus–Arabia–East Africa region is revised in the light of new evidence from seismic tomography, isotopic geochronology, and modeling. A hypothesis of hot upper mantle flow beneath a zone extending from Kenya to the Armenian Plateau is put forward and argued. This flow is thought to be a result of the African superplume spreading. The upper mantle viscosity is estimated based on dynamics of this flow as inferred from timing of magmatic plateaus. The interaction of the hot flow with crustal and lithospheric units including the ancient Pan-African foldbelt, East Africa–Red Sea rift system, Tethyan subduction zone, and fold system of the Greater Caucasus is discussed.

УДК 550.348.098.64(234.421.1+235.1)

О ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ ВАРИАЦИЙ СЕЙСМИЧНОСТИ АНАТОЛИИ И КАРПАТ

© 2004 г. Е. В. Архипова

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
123995, Москва, ул. Большая Грузинская, 10

Поступила в редакцию 05.07.2002 г.

Для Анатолии и Карпат выполнен сравнительный анализ временных рядов числа землетрясений с магнитудой от 4.3 в период с 1900 по 1990 гг. В результате связь вариаций сейсмичности Анатолии и Карпат подтверждена высокими значимыми коэффициентами корреляции временных рядов со скользящим осреднением по 5 и 10 годам. Обнаружено также запаздывание вариаций Карпат по отношению к вариациям Анатолии на 2–3 года – при таком относительном смещении временных рядов по оси времени их корреляция максимальна. Сходство временного хода землетрясений Карпат и Анатолии, а также наличие 2–3-летнего временного зазора обусловлены постепенным распространением импульсов активизации от единого источника управляющих воздействий, которым является, по-видимому, северный дрейф Аравийской плиты. На уровне коры он проявляется в виде западного и юго-западного течения коровых масс Анатолии, а на уровне мантии трансформируется в северо-западный дрейф Мизийской плиты. Обнаруженное запаздывание вариаций сейсмичности Карпат по отношению к вариациям Анатолии имеет важное прогностическое значение, так как вслед за активизацией Анатолии, с запазданием в 2–3 года, следует ожидать активизации глубинной сейсмичности Карпатского очага Вранча.

ВВЕДЕНИЕ

Восточное Средиземноморье – тектонически активный регион со сложным мозаичным строением литосферы. Его развитие на данном этапе определяется конвергенцией Африкано-Аравийской и Евразийской плит. На востоке доминируют коллизионные процессы, за счет которых происходит отток вещества в стороны от вершины Аравийского синтаксиса вдоль Северо-Анатолийской и Восточно-Анатолийской зон разломов. На западе, в районе Крито-Эллинской дуги, происходит субдукция Африканской плиты, а также встречное надвигание Эгейского региона Евразии [7, 8].

Анатолия и Карпаты расположены в Восточном Средиземноморье, и их формирование и развитие во многом определено процессами единого происхождения. В соответствии с палеомагнитными реконструкциями, тектоническое течение вещества к северо-западу от Аравийского синтаксиса в кайнозой происходило вдоль северной ветви Северо-Анатолийской зоны разломов и далее в направлении Карпат [3]. На ранней стадии коллизии Евразии и Аравии реконструируется 300-километровое правосдвиговое смещение по разлому, примерно совпадающему с восточной частью современной Северо-Анатолийской зоны разломов, но в отличие от нее продолжавшемуся не на запад, а на северо-запад – в Черное море (рис. 1). На дне моря его продолжает Одесско-Синопский разлом и далее к северо-западу разлом Печеняге-Камена, разделяющий Мизийскую плиту и Восточно-Европейскую платформу [7, 8]. Существует мнение, что северо-западный дрейф

Мизийской плиты в кайнозой обусловлен ее правосдвиговым смещением под давлением Аравийской плиты [11].

Очаги землетрясений Анатолии располагаются в пределах коры. Эпицентры землетрясений сконцентрированы вдоль Северо-Анатолийской зоны, на значительном протяжении совпадающей с сутурой мезо-Тетиса, а также вдоль Восточно-Анатолийской зоны [7]. В Карпатах подавляющее большинство землетрясений приурочено к мантийной сейсмофокальной зоне Вранча, которая многими исследователями рассматривается в качестве области возможного погружения или динамического утолщения литосферы Мизийской плиты, пододвигаемой под Карпаты [6, 7].

Известно, что и Анатолии, и Карпатам свойственна высокая сейсмическая активность. Сопоставление временных рядов, отражающих долговременные вариации числа землетрясений Карпат и Анатолии в течение XX века, позволило выявить их положительную корреляцию [1, 2]. Подобная корреляция свидетельствует о наличии связи проявлений сейсмичности и, вероятно, тектонических процессов, происходящих в Карпатах и Анатолии в настоящее время. Для исследования этой связи выполнен более детальный сравнительный анализ вариаций активности землетрясений Карпат и Анатолии.

МЕТОДИКА

Основной метод, примененный в работе, – сопоставление временных рядов, отражающих из-

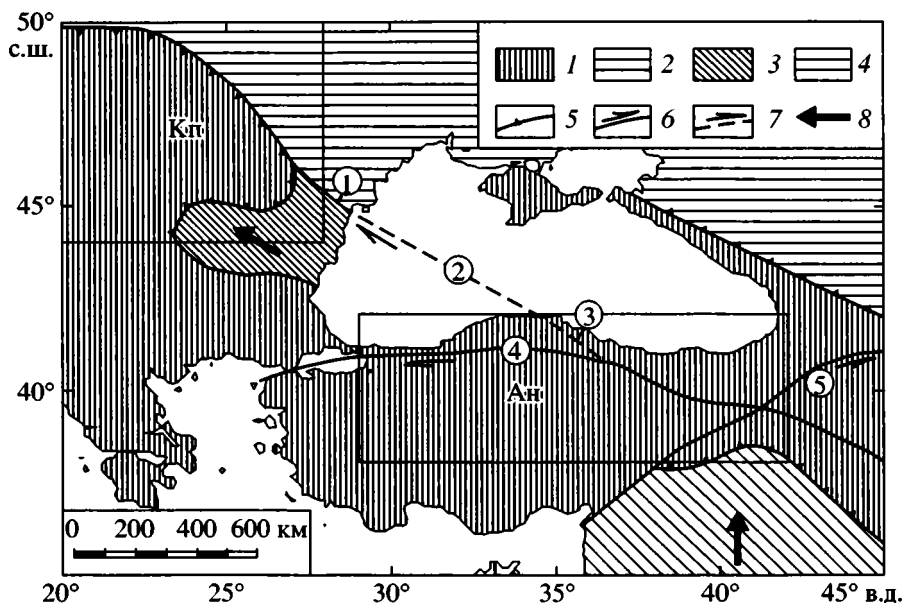


Рис. 1. Схема расположения главных структурных элементов Карпато-Анатолийского сегмента Альпийского Средиземноморского пояса.

1 – Альпийский Средиземноморский пояс; 2 – Аравийская плита; 3 – Мизийская плита; 4 – Восточно-Европейская платформа; 5 – надвиг, фронт шарьяжей; 6, 7 – сдвиги: 6 – достоверные, 7 – предполагаемые; 8 – направление движения литосферных плит.

Цифры в кружках маркируют разломы: 1 – Печеняге-Камена, 2 – Одесско-Синопский, 3 – Палео-Анатолийский, 4 – Северо-Анатолийский, 5 – Восточно-Анатолийский. Кп – Карпаты; Ан – Анатолия.

менение числа землетрясений Анатолии и Карпат в период с 1900 по 1990 гг. С помощью подобного метода в 1990-е годы Н.Н. Горькавым и его соавторами на фоне хаотичных осцилляций сейсмичности выявлены три систематические составляющие сейсмичности Земли: Т-компонента, общая для всех регионов Земли, М-компонента, отражающая зеркально-симметричное изменение сейсмичности северного и южного полушарий, и линейная L-компонента, проявляющаяся в виде долговременного спада или роста сейсмической активности большинства регионов [4, 5]. При этом разделение земного шара проводилось схематически, вдоль параллелей и меридианов, и не учитывало тектонического строения Земли. Проведенное автором в работах [1, 2] сопоставление временных вариаций сейсмичности регионов, обособленных в структуре Альпийского Средиземноморского пояса, показало, что проявление сейсмичности пояса находится в системном единстве, которое выражается в прямых и обратных согласованных изменениях числа землетрясений на уровне крупных регионов. Карпаты и Анатолия по результатам этого анализа объединены в единую сейсмодинамическую провинцию, поскольку для временного хода сейсмичности на их территории существует значимая положительная корреляция. В предлагаемой работе вариации сейсмичности Анатолии и Карпат исследованы более детально.

Временные ряды числа землетрясений, отражающие вариации сейсмичности, рассчитывались для периода с 1900 по 1990 гг. Выборки для построения временных рядов производились из каталога землетрясений Европы В. Карника [9], начиная с магнитуды 4.3. При построении временных рядов в период с 1900 по 1990 гг. для Анатолии учтено 488 событий, для Карпат – 266 событий, в период с 1930 по 1990 гг. для Анатолии – 366 событий, для Карпат – 233 события. Для оценки представительности выборок на интервале с 1930 по 1990 гг. приведены графики повторяемости землетрясений Карпат и Анатолии (рис. 2а, 2б).

Построение временных рядов числа землетрясений выполнялось со скользящим осреднением по пяти и десяти годам. Выводы о взаимосвязи временных рядов производились на основании коэффициентов корреляции временных рядов Q_1 для всего периода с 1900 по 1990 гг. и Q_2 для периода представительной регистрации с 1930 по 1990 гг. По методике, разработанной А.В. Николаевым, оценивалось изменение коэффициентов корреляции временных рядов Анатолии и Карпат в ходе их относительного смещения вдоль оси времени.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Сопоставление временных рядов годового числа землетрясений Анатолии и Карпат со скользящим осреднением по 10 годам. В работах [1, 2] было показано, что Карпаты и Анатолия от-

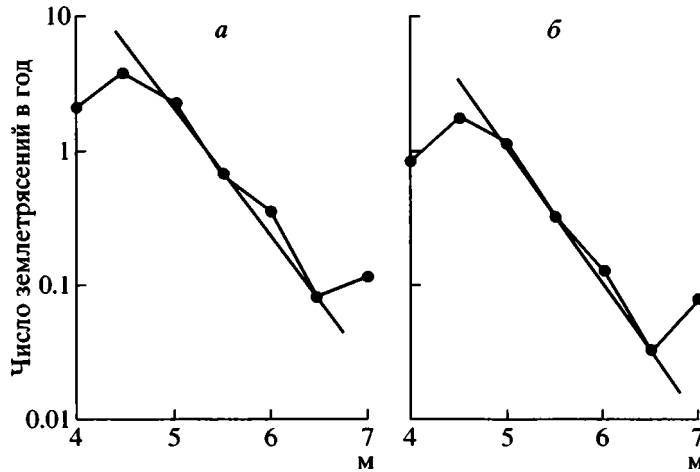


Рис. 2. Графики повторяемости землетрясений Анатолии (а) и Карпат (б) для периода с 1930 по 1990 гг.

носятся к единой сейсодинамической провинции. Для этих регионов наблюдается сходная долговременная тенденция изменения сейсмичности в течение XX в., коэффициент корреляции временных рядов Q_2 составляет 0.55 (рис. 3а). При более детальном рассмотрении видно, что, несмотря на сходство долговременных тенденций, относительно небольшие осцилляции Анатолии и

Карпат находятся в противофазе. Сопоставление временных рядов Карпат и Анатолии со сдвигом друг относительно друга показало, что максимальный коэффициент корреляции временных рядов $Q_2 = 0.79$ достигается при сдвиге, равном приблизительно трем годам, т.е. вариации сейсмичности Анатолии приблизительно на три года опережают вариации Карпат (табл. 1, см. рис. 3б).

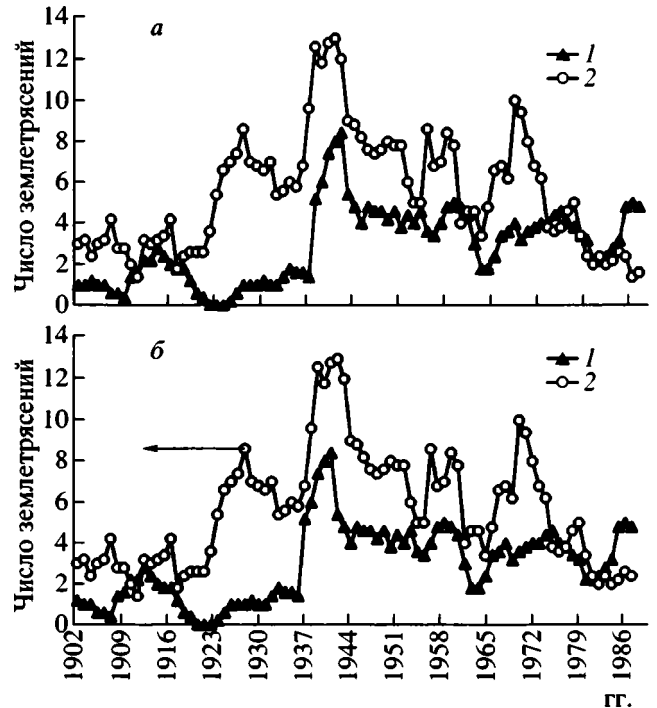
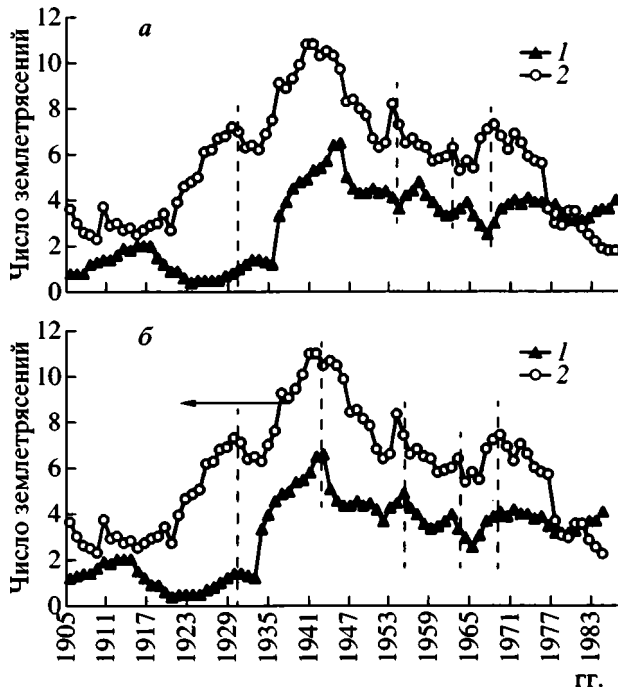


Рис. 3. Графики числа землетрясений Анатолии и Карпат со скользящим осреднением по 10 годам: а – без сдвига, б – со сдвигом.

Пунктирные линии показывают антикорреляцию и корреляцию осцилляций, стрелкой обозначено направление сдвига.

1 – Карпаты; 2 – Анатолия.

Рис. 4. Графики числа землетрясений Анатолии и Карпат со скользящим осреднением по 5 годам: а – без сдвига, б – со сдвигом.

Стрелкой обозначено направление сдвига.

1 – Карпаты; 2 – Анатолия

Таблица 1. Изменение коэффициента корреляции Q при сдвиге временных рядов числа землетрясений Анатолии и Карпат со скользящим усреднением по 10 годам

Сдвиг, годы	Временной интервал, годы		Q
	Анатолия	Карпаты	
0	1905–1986	1905–1986	0.52
0	1935–1986	1935–1986	0.55
1	1905–1985	1906–1986	0.58
1	1935–1985	1936–1986	0.7
2	1905–1984	1907–1986	0.64
2	1935–1984	1937–1986	0.78
3	1905–1983	1908–1986	0.68
3	1935–1983	1938–1986	0.79
4	1905–1982	1909–1986	0.71
4	1935–1982	1939–1986	0.76
5	1905–1981	1910–1986	0.71
5	1935–1981	1940–1986	0.69

Таблица 2. Изменение коэффициента корреляции Q при сдвиге временных рядов числа землетрясений Анатолии и Карпат со скользящим усреднением по 5 годам

Сдвиг, годы	Временной интервал, годы		Q
	Анатолия	Карпаты	
0	1902–1987	1902–1987	0.5
0	1932–1987	1932–1987	0.5
1	1902–1986	1903–1987	0.57
1	1932–1986	1933–1987	0.6
2	1902–1985	1904–1987	0.6
2	1932–1985	1934–1987	0.63
3	1902–1984	1905–1987	0.58
3	1932–1984	1935–1987	0.55
4	1902–1983	1906–1987	0.53
4	1932–1983	1936–1987	0.42

В период максимальной активности середины века на графиках этот сдвиг почти не заметен, но очевидна противофаза небольших осцилляций на фоне постепенного спада активности к концу века. На рисунке видно, что при сдвиге графика Карпат относительно графика Анатолии назад на три года мелкая противофазная компонента исчезает, графики становятся почти синфазными.

Сопоставление временных рядов годового числа землетрясений Анатолии и Карпат со скользящим усреднением по 5 годам. При сопоставлении графиков со скользящим усреднением по 5 годам наблюдается некоторое снижение максимального коэффициента корреляции ($Q_2 = 0.62$), максимальная корреляция достигается при сдвиге временных рядов на 2 года (табл. 2, рис. 4а, 4б). По-видимому, реальная величина сдвига не кратна одному году и находится между двумя и

тремя годами. Увеличение коэффициента корреляции с увеличением шага осреднения свидетельствует о том, что наибольшая корреляция намечается именно для длиннопериодных вариаций.

Сопоставление временных рядов различной длины. Следует также обратить внимание на тот факт, что коэффициенты корреляции Q_1 для всего XX века (1900–1990 гг.) и Q_2 для периода представительной регистрации (1930–1990 гг.) получены при сопоставлении временных рядов, значительно отличающихся по протяженности (см. табл. 1, 2). Несмотря на это коэффициенты во всех случаях являются значимыми, имеют положительный знак, и, как правило, коэффициенты Q_1 и Q_2 при одной и той же величине сдвига весьма близки по значению, и поэтому можно говорить, что взаимосвязь вариаций сейсмичности Анатолии и Карпат сохраняется в течение всего периода с 1900 по 1990 гг.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе сравнительного анализа временных рядов достигнуто два главных результата: 1) путем сопоставления временных рядов числа землетрясений различного масштаба осреднения (по пяти и десяти годам) и различной протяженности (с 1930 по 1990 гг. и с 1900 по 1990 гг.) подтверждена тесная связь проявлений сейсмичности Анатолии и Карпат; 2) обнаружено запаздывание вариаций числа землетрясений Карпат по отношению к вариациям Анатолии на 2–3 года. И сходство временного хода сейсмичности и существование временного зазора для вариаций Анатолии и Карпат указывают на наличие управляющих воздействий единой природы.

По данным Н.Н. Горькавого и соавторов, в последней трети XX века (с 1964 по 1988 гг.) глобальной закономерностью сейсмического режима Земли является осциллирующий подъем уровня сейсмичности [4, 5]. При взгляде на рис. 2 становится очевидным, что для Анатолии и Карпат наблюдается противоположная тенденция. Для сейсмичности расположенных восточнее Кавказско-Копетдагского сегмента и западнее Динаро-Балканского сегмента основная тенденция совпадает с общепланетарной, т.е. наблюдается рост уровня сейсмичности к концу века [4, 5]. Таким образом, тенденция временного хода сейсмичности Анатолии и Карпат не совпадает ни с общепланетарной, ни с тенденциями смежных сейсмоактивных регионов. Вспышка активности в середине века и ее спад к его концу – черты поведения сейсмичности, характерные лишь для этих двух генетически связанных регионов. Логично предположить, что временной ход сейсмичности в их пределах обусловлен управляющими воздействиями локального характера.

Известно, что в настоящее время движение коровых масс на территории Анатолии происходит

в западном и юго-западном направлении [10]. Данные по истории развития Восточного Средиземноморья свидетельствуют о том, что движение Аравийской плиты к северу существенно повлияло на формирование Карпатского региона [3]. Опираясь на результаты, полученные в ходе анализа временного хода сейсмичности, можно предположить, что воздействие Аравийской плиты на литосферу Восточного Средиземноморья проявляется в виде землетрясений в Анатолии, отражая западное и юго-западное течение коровых масс Анатолии, а в Карпатах – на уровне мантии, отражая северо-западный дрейф и поддвиг Мизийской плиты. При этом некоторое запаздывание вариаций Карпат объясняется тем, что Анатолия расположена ближе к фронту Аравийской плиты и первой испытывает на себе последствия ее дрейфа.

ВЫВОДЫ

Основываясь на результатах, полученных в ходе сравнительного анализа вариаций сейсмичности Карпат и Анатолии, можно сделать следующие выводы:

1. Сходные вариации сейсмичности Карпат и Анатолии обусловлены распространением периодических импульсов, постепенно проходящих от локального источника управляющих воздействий, коим, по-видимому, является, северный дрейф Аравийской плиты.

2. Запаздывание вариаций Карпат связано с тем, что Анатолия расположена ближе к фронту Аравийской плиты и первой испытывает на себе последствия ее дрейфа.

3. Обнаруженное запаздывание вариаций сейсмичности Карпат по отношению к вариациям Анатолии имеет важное прогностическое значение, так как вслед за активизацией Анатолии, с запозданием в 2–3 года, следует ожидать активизации глубинной сейсмичности Карпатского очага Вранча.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипова Е.В.* Корреляция сейсмичности регионов в составе Альпийского Средиземноморского пояса // 7-я Международная конференция по тектонике плит. Секция 7. Тез. докл. М.: Научный мир, 2001. С. 378–379.
2. *Архипова Е.В.* Корреляция сейсмичности коллизионных зон Альпийского Средиземноморского пояса. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 63–70.
3. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
4. *Горькавый Н.Н., Левицкий Л.С., Тайдакова Т.А., Трапезников Ю.А., Фридман А.М.* О выявлении трех компонент в сейсмической активности Земли // Физика Земли. 1994. № 10. С. 23–32.
5. *Горькавый Н.Н., Трапезников Ю.А., Фридман А.М.* О глобальной составляющей сейсмического процесса и ее связи с наблюдаемыми особенностями вращения Земли // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 4. С. 525–527.
6. *Добрев Г.Б., Шукин Ю.К.* Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М.: Наука, 1974. 170 с.
7. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
8. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
9. *Karnic V.* Seismicity of the European area. Praga: Publishing House of the Czechoslovak academy of Science, 1968. Part I. 364 p. 1971. Part II. 218 p.
10. *McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al.* Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B3. P. 5695–5719.
11. *Szadezky-Kardoss E.* The belts of subduction in the Carpathian–Pannonian–Dinaride area // Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava: Seismol. Press, 1975. P. 69–86.

Рецензент: В.Г. Трифонов

Possible Relations between Seismicity Variations in the Carpathians and Anatolia

E. V. Arkhipova

*Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia*

Abstract—The comparative analysis of the time series comprising the numbers of earthquakes with a magnitude above 4.3 that occurred in the Carpathians and Anatolia since 1900 and until 1990 was carried out. The relationship between variations of seismicity in the Carpathians and Anatolia was justified by high significant correlation of the time series with a sliding averaging over 5 and 10 years. A 2–3-year delay in seismicity variations in the Carpathians relative to the variations in Anatolia was established. Their correlation attains a maximum just by such a lag along the time axis. The similarity of the temporal earthquake evolution in the Carpathians and Anatolia with a 2–3-year lag is caused by a gradual propagation of reactivation pulses from a common source of governing effects, probably, related to the northern drift of the Arabian plate. This process is expressed at the crustal level as the westward and southwestward flow of the Anatolian crustal masses. At the mantle level, this motion is transformed into the northwestward drift of the Moesian plate. The established delay in seismicity of the Carpathians relative to the seismicity in Anatolia has important prognostic implications: the reactivation of the deep seismicity related to the Vrancea source in the Carpathians should be expected to occur 2–3 years later than the reactivation of Anatolia.

УДК 551.248.2(517)

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЕ НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИХУБСУГУЛЬЯ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) ПО НАТУРНЫМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

© 2004 г. В. А. Саньков, А. И. Мирошниченко, А. В. Парфеев,
А. В. Аржанникова, А. В. Лухнев

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

Поступила в редакцию 18.06.2002 г.

Получены новые данные по палеонапряженному состоянию земной коры Прихубсугулья (Северная Монголия). Анализ деформаций в зонах активных разломов, результаты реконструкций тектонических палеонапряжений показали, что поле напряжений здесь не являлось постоянным во времени с начала неотектонической активизации. Оно изменялось от растяжения в СЗ-ЮВ и субширотном направлениях на раннем этапе (миоцен) до сдвигового и транспрессионного с СВ направлением сжатия – на позднем (плейстоцен–голоцен). При этом знак горизонтальной компоненты движений по разломам на позднем этапе развития определяется их ориентировкой: СВ и субширотно ориентированные разломы имеют левостороннюю компоненту смещений, СЗ и субмеридиональные – правостороннюю.

Проведено физическое моделирование напряженного состояния Прихубсугулья поляризационно-оптическим методом. Сделан вывод о том, что сжатие в северо-северо-восточном направлении играет определяющую роль в формировании Хубсугульской впадины, по крайней мере, на позднечетвертичном этапе. Модель удовлетворительно объясняет распределение сейсмической активности, характер современного напряженного состояния, кинематику активных разломов исследуемой территории.

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние дебаты о происхождении как Байкальской рифтовой системы в целом, так и отдельных ее частей до настоящего времени не затихают в геологической литературе. Основными конкурирующими точками зрения являются гипотеза о местном источнике рифтогенеза и активном рифтинге [19, 35] и гипотеза о происхождении рифтовых структур в результате пассивного рифтинга под воздействием сил сжатия от зоны Индо-Азиатской коллизии [7, 9, 11, 31, 36, 37]. Сочетание континентального сжатия первого порядка с локальным растяжением в рифтовой системе подчеркивается многими исследователями, выводы которых опирались на сейсмологические данные [16, 23, 38, 41], а также на данные детальных геолого-структурных исследований [21]. Район Хубсугульской впадины является одним из ключевых с точки зрения решения проблемы соотношения сил сжатия и растяжения в пространственно-временном аспекте. В задачи настоящей работы входит реконструкция палеонапряженного состояния Прихубсугулья (Северная Монголия) на основе анализа тектонической трещиноватости, анализ современного напряженного состояния земной коры для выделения этапов эволюции поля напряжений, а также физическое моделирование напряженного

состояния исследуемой территории поляризационно-оптическим методом для верификации правдоподобности модели.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ЗАЛОЖЕНИЯ ХУБСУГУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ВОЗРАСТ

Хубсугульская впадина, наряду с параллельными ей Дархатской и Бусийгольской, составляют крайнее юго-западное звено Байкальской рифтовой системы (рис. 1). Впадина имеет протяженность 125 км при ширине 15–30 км и представляет собой полуграбен с крутым западным и более пологим восточным бортом. Как и субширотная Тункинская, Хубсугульская впадина заложена вдоль границы Тувино-Монгольского массива (рифейского микроконтинента) с Хамардабанским блоком (раннепалеозойской подвижной областью) [2]. Борты впадины контролируются разломами, основную роль среди которых играют субмеридиональные и субширотные, наследующие древний структурный план и ограничивающие западный борт впадины и ее северное окончание.

Мощность осадочного заполнения Хубсугульской впадины, по данным гравиметрических работ [26], не превышает 450–550 м, причем максимум

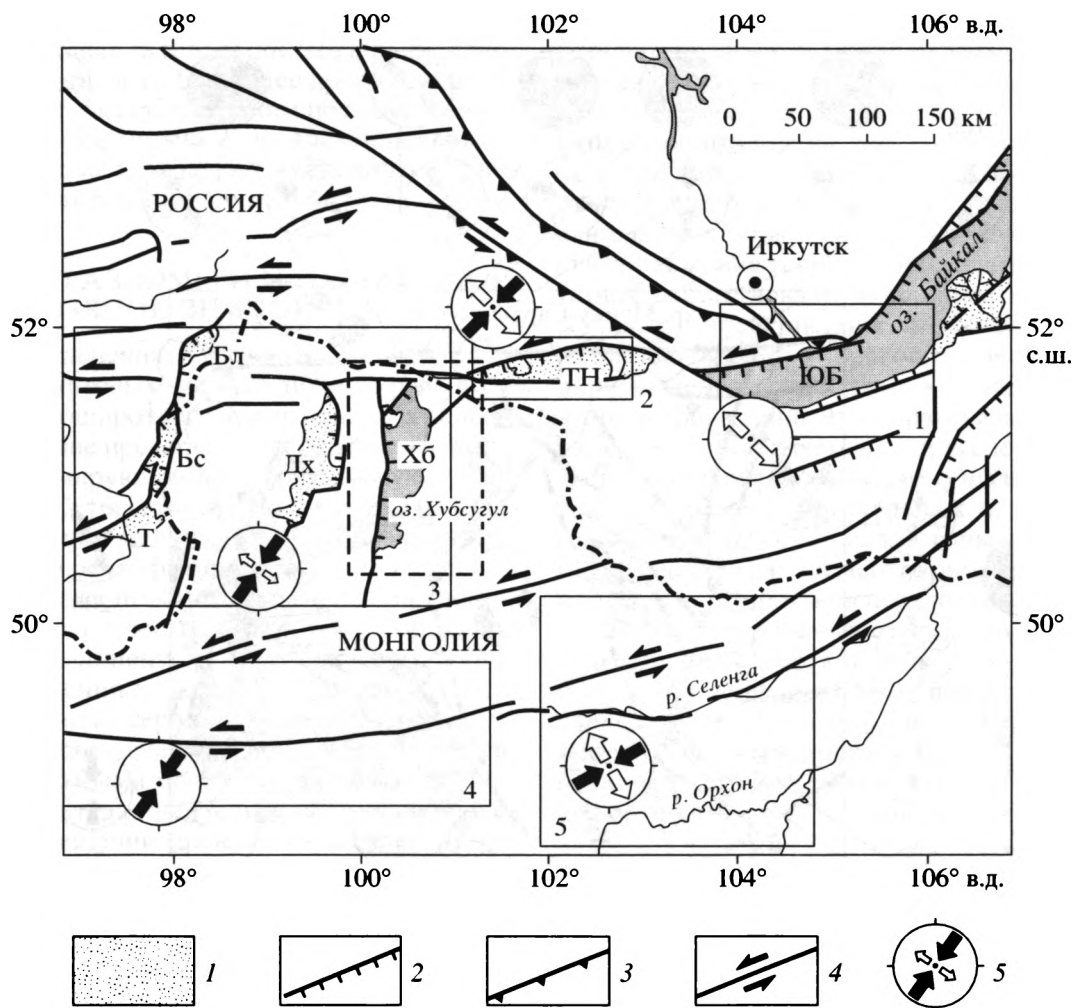


Рис. 1. Схема кайнозойских впадин и разломов южного обрамления Сибирской платформы

1 – кайнозойские рифтовые впадины (ЮБ – Южно-Байкальская; Тн – Тункинская система впадин; Хб – Хубсугульская; Дх – Дархатская; Т – Терехольская; Бс – Бусийнгольская; Бл – Белинская); 2–4 – разломы: 2 – сбросы, 3 – взбросы, 4 – сдвиги; 5 – стресс-тензоры современного поля напряжений (по [21] с изменениями), рассчитанные с использованием данных о механизмах очагов землетрясений (залитые стрелки указывают направление максимального горизонтального сжатия S_{Hmax} , открытые – направление минимального горизонтального сжатия S_{Hmin} , длина стрелок является функцией коэффициента формы эллипсоида напряжений $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ [33]; символом в центре круга обозначены субвертикальные оси: точкой – σ_2 , залитым кружком – σ_1 , открытым кружком – σ_3). Обозначены прямоугольные расчетные области и их номера. Пунктиром показан район проведения геолого-структурных исследований

приурочен к северной части впадины. Возраст отложений считается позднелицен-четвертичным, по аналогии с соответствующими им отложениями Тункинской впадины [12, 13, 26]. Вместе с тем имеются упоминания об отложениях миоценового и миоцен-раннелицененового возраста в Западном и Восточном Прихубсугулье, залегающих на выровненных поверхностях водоразделов и перекрытых местами покровами базальтов [4]. Датировка этих отложений основывается также на их сопоставлении с аналогичными осадками в Тункинской впадине и Хамар-Дабане. Плиоценовые отложения, имеющие небольшую мощность, вскрыты скважиной на северо-западе Дархатской

впадины, общая мощность отложений в которой по гравиметрическим данным составляет от 350 до 450 м [26]. Таким образом, на основании оценки возраста известных отложений кайнозоя, их мощностей по гравиметрическим данным считается, что Хубсугульская впадина начала свое развитие с конца миоцена – начала плицена [12]. Активизация Прихубсугульского региона, так же, как и всего юго-западного Прибайкалья, сопровождалась излияниями базальтов, поля которых широко развиты на восточном борту впадины и в меньшей степени – на западном (рис. 2). По данным изотопного калий-аргонового датирования [8], здесь выделяются три возрастных группы ба-

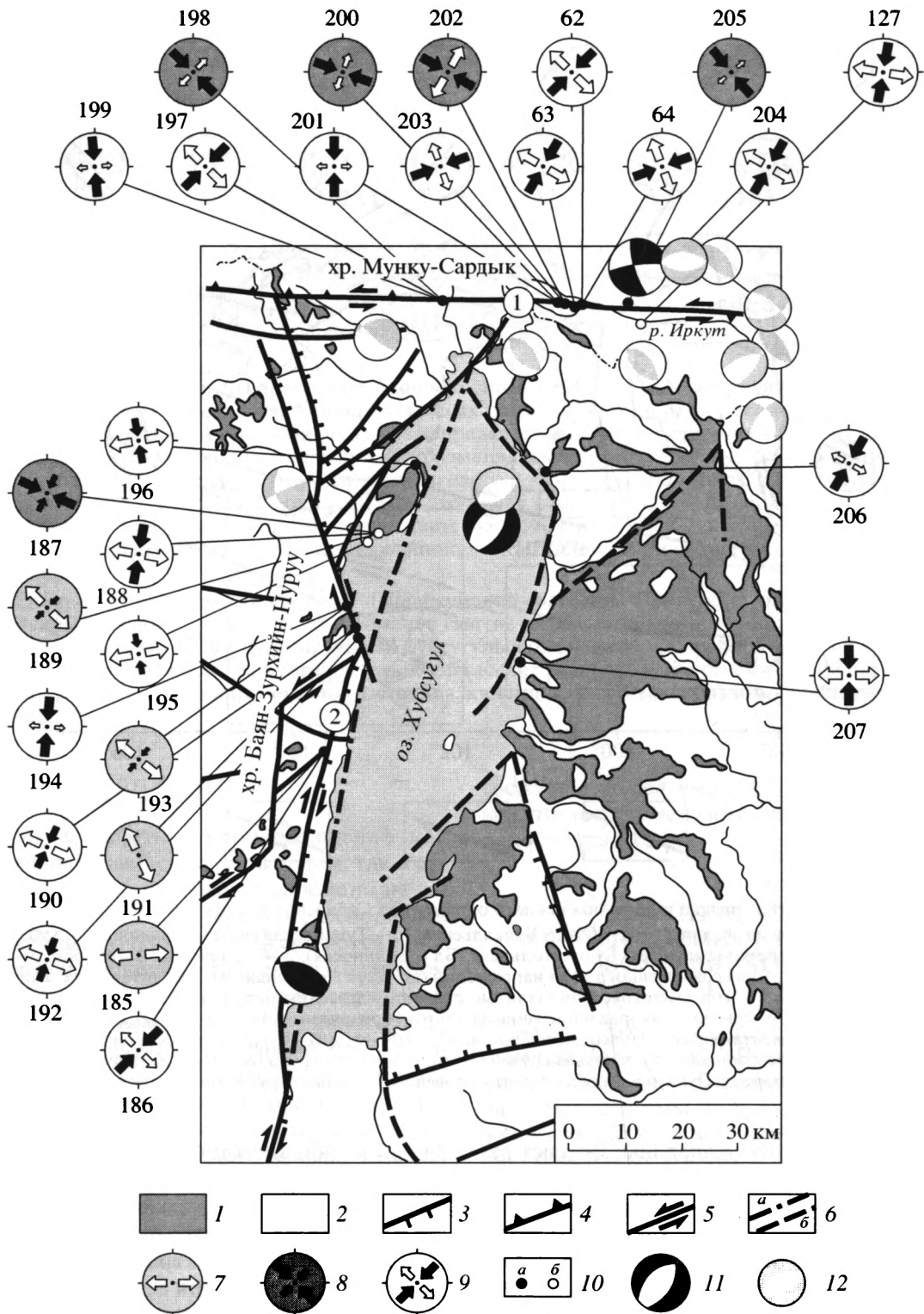


Рис. 2. Схема палео- и современного напряженного состояния Прихубсугуля

1 – кайнозойские базальты; 2 – породы фундамента; 3–6 – разломы, активные в кайнозое: 3 – сбросы, 4 – взбросы, 5 – сдвиги, 6 – разломы: а – под водной линзой озера, б – предполагаемые (толстые линии – главные разломы, тонкие – второстепенные); цифрами в кружках обозначены Иххорогол-Мондинский (1) и Хубсугульский (2) разломы; 7–9 – стресс-тензоры с их порядковым номером: 7 – раннеорогенного этапа, 8 – эпизода СЗ сжатия, 9 – позднеорогенного этапа; 10 – точки наблюдения: а – в кристаллических породах фундамента, б – в вулканитах и осадках кайнозойского возраста; 11, 12 – механизмы очагов землетрясений за 1950–1996 гг. (по [14] с изменениями) по данным определений: 11 – индивидуальным и 12 – групповым методами

зальтов: позднеолигоценовые (27.6–24.1 млн. лет), позднемиоценовые (8.8–8.1 млн. лет), раннеплиоценовые (5.4 млн. лет). Наиболее древние позднеолигоценовые базальты занимают вершинное положение. Более молодые, позднемиоценовые и раннеплиоценовые, образуют вулканические поля либо занимают долинное положение.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В зоне сочленения Хубсугульской и системы Тункинских рифтовых впадин основную роль играют разломы субширотного и диагональных направлений. Последние представлены сбросами и сдвиго-сбросами, формирующими блоковую структуру северной части Хубсугульской впадины. Исследование разрывных деформаций плейстоцен-голоценовых форм рельефа показывает, что разломы северо-западного простирания имеют правостороннюю, а северо-восточного – левостороннюю сдвиговую компоненту. Свидетельством вертикальных смещений по разломам западного борта впадины являются серии субпараллельных береговой линии сбросовых уступов с ярко выраженными треугольными фасетами на склонах. Суммарная амплитуда длительно развивающихся сбросовых смещений превышает амплитуду более молодых, сдвиговых.

Субширотный Иххорогол-Мондинский разлом прослеживается вдоль южного подножия массива Мунку-Сардык и ограничивает Хубсугульскую впадину с севера. Разлом имеет левостороннюю сдвиговую компоненту смещений, наряду с вертикальной, взбросовой. Левосторонние горизонтальные позднеплейстоцен-голоценовые смещения мелких форм рельефа достигают 50–70 м.

Данные исследований тектонической трещиноватости и штрихов скольжения в обнажениях датированных кайнозойских образований и пород фундамента вдоль западного борта Хубсугульской впадины и на ее северном ограничении дают возможность реконструировать этапы деформаций верхней части земной коры района (см. рис. 2). Для реконструкций использовалась технология, реализованная в программном комплексе TENSOR [33], ядром которого является метод Ж. Анжелье [29]. Программа позволяет разделить совокупность трещин и смещений на группы, соответствующие динамической обстановке, и производить расчет ориентации осей главных нормальных напряжений, а также стресс-отношения $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, определяющего форму эллипсоида напряжений. Эти параметры характеризуют режим деформирования.

При такого рода реконструкциях важным вопросом является возрастное определение параге-

незов трещин. Для отнесения парагенезов трещин и разрывов к различным временным стадиям неотектонического этапа мы использовали два главных критерия: 1) характер вторичных изменений минералов на поверхностях скольжения (для трещин в обнажениях фундамента), 2) распространенность парагенезов трещин в датированных базальтах и осадках кайнозоя. Поверхности скольжения трещин пород фундамента, на которых отсутствовали вторичные минералы или же были представлены низкотемпературными разновидностями – арагонит, цеолиты, гидрокислы железа, относились к неотектоническому этапу деформаций. Эти парагенезы трещин фундамента сопоставлялись с парагенезами трещин в датированных кайнозойских образованиях, а также с парагенезами локальных активных разломов, кинематический тип которых устанавливался по смещениям элементов рельефа земной поверхности. Широко использованы стандартные признаки определения относительного возраста деформаций, такие, как пересечения трещин, взаимные смещения и др. На основе всех этих сопоставлений делался вывод об отнесении того или иного парагенеза структур и реконструированного по нему стресс-тензора к определенному этапу деформаций.

Соотношения разных генераций штрихов скольжения на плоскостях трещин, возрастная оценка разнонаправленных (сбросовых и сдвиговых) смещений в зонах активных разломов, ориентировка даек в олигоцен-миоценовом [8] базальтовом потоке на п-ове Долоон-Уул дают основания предполагать, что наиболее ранним здесь является поле растяжения с СЗ либо субширотной ориентировкой оси растяжения (рис. 3). Следующий этап характеризуют стресс-тензоры транспрессионного и компрессионного типа с СЗ ориентировкой оси сжатия (рис. 4, точки 187, 198). Самый поздний (четвертичный) этап характеризуется, в общем, сдвиговым полем напряжений с СВ ориентировкой оси сжатия и СЗ – оси растяжения. При этом по СВ и субширотному разломам реконструированы стресс-тензоры сдвига, в некоторых случаях с добавлением взбросовой компоненты (транспрессионный тип поля напряжений) (рис. 5, точки 186, 188, 197). Левосторонние смещения по СВ (40°, 60°) и субширотному (90°) разломам с различными амплитудами смещения элементов рельефа (15, 20, 50, 55 м) были зафиксированы вдоль западного и северного ограничения впадины. В некоторых случаях наблюдались одновременно и левосторонние сдвиговые и сбросовые смещения долин водотоков по СВ разломам. Вдоль разлома, ориентированного в ССЗ (340°) направлении, кроме фасет, характеризующих сбросовые движения, зафиксированы регуляр-

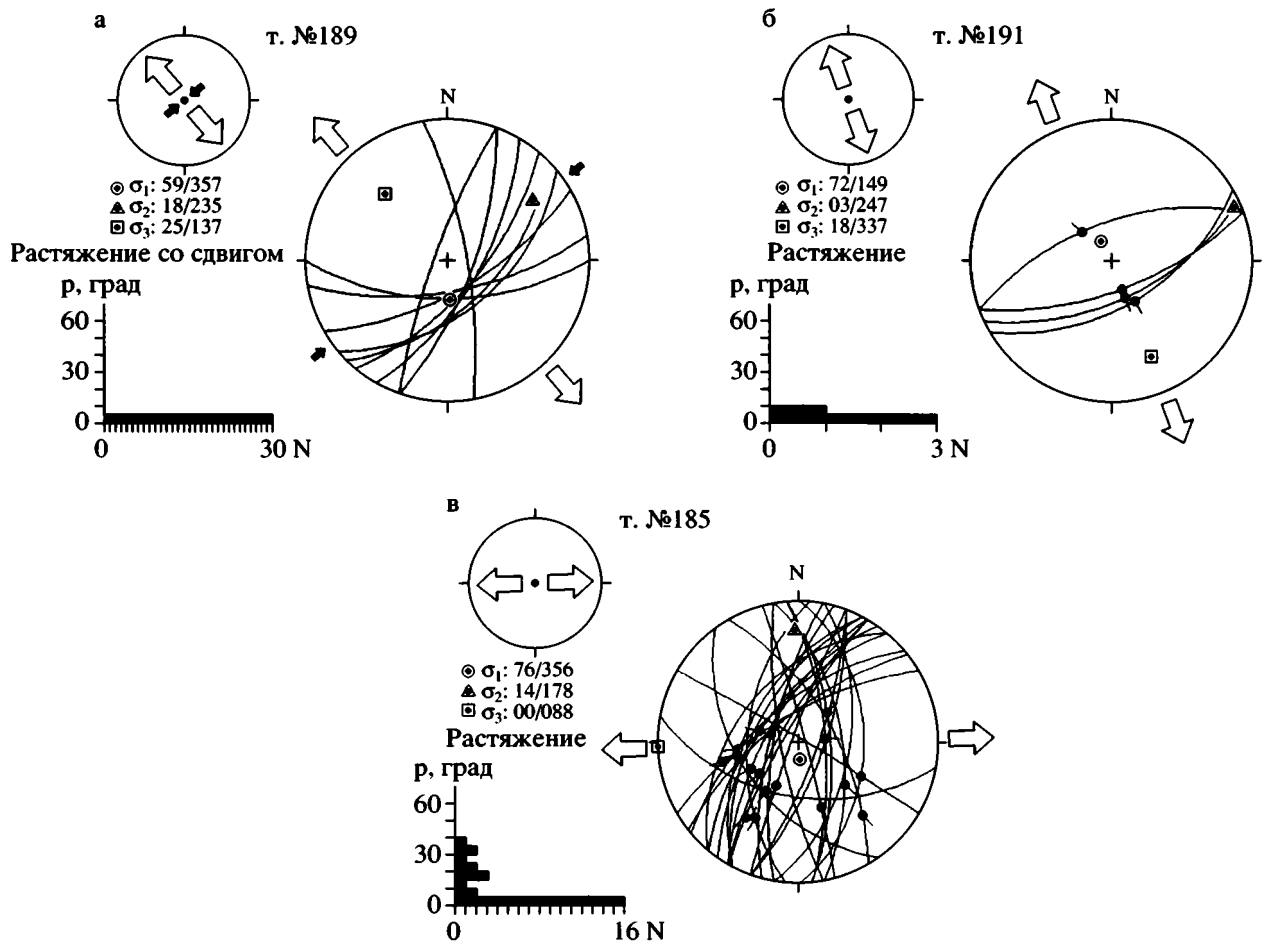


Рис. 3. Реконструкции палеонапряжений раннего этапа: а – для олигоцен-миоценового базальтового потока на п-ове Долоон-Уул (реконструирован по элементам залегания даек), б – для зоны разлома СЗ простирания, в – для зоны разлома СВ простирания (см. рис. 2)

Стереогаммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера) с линиями поверхностей разрывов и замеренными линиями скольжения и направлениями перемещения; гистограмма отклонения (ρ) наблюдаемого скольжения от теоретического для каждой плоскости разрыва; N – количество случаев. Кругом обозначена ось сжатия σ_1 , треугольником – промежуточная ось σ_2 , квадратом – ось растяжения σ_3 ; цифрами обозначены элементы залегания (угол падения и азимут падения) соответствующих осей главных нормальных напряжений. Номер диаграммы на рис. 3–5 соответствует порядковому номеру на рис. 2

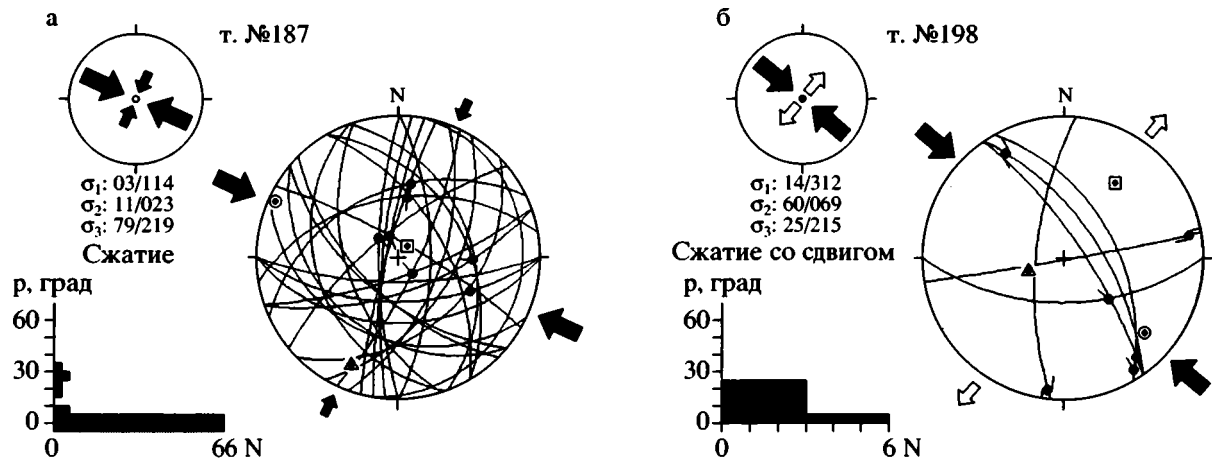


Рис. 4. Реконструкции палеонапряжений эпизода СЗ сжатия: а – для олигоцен-миоценового базальтового потока на п-ове Долоон-Уул, б – для западного отрезка зоны Иххорогол-Мондинского разлома (см. пояснения на рис. 3)

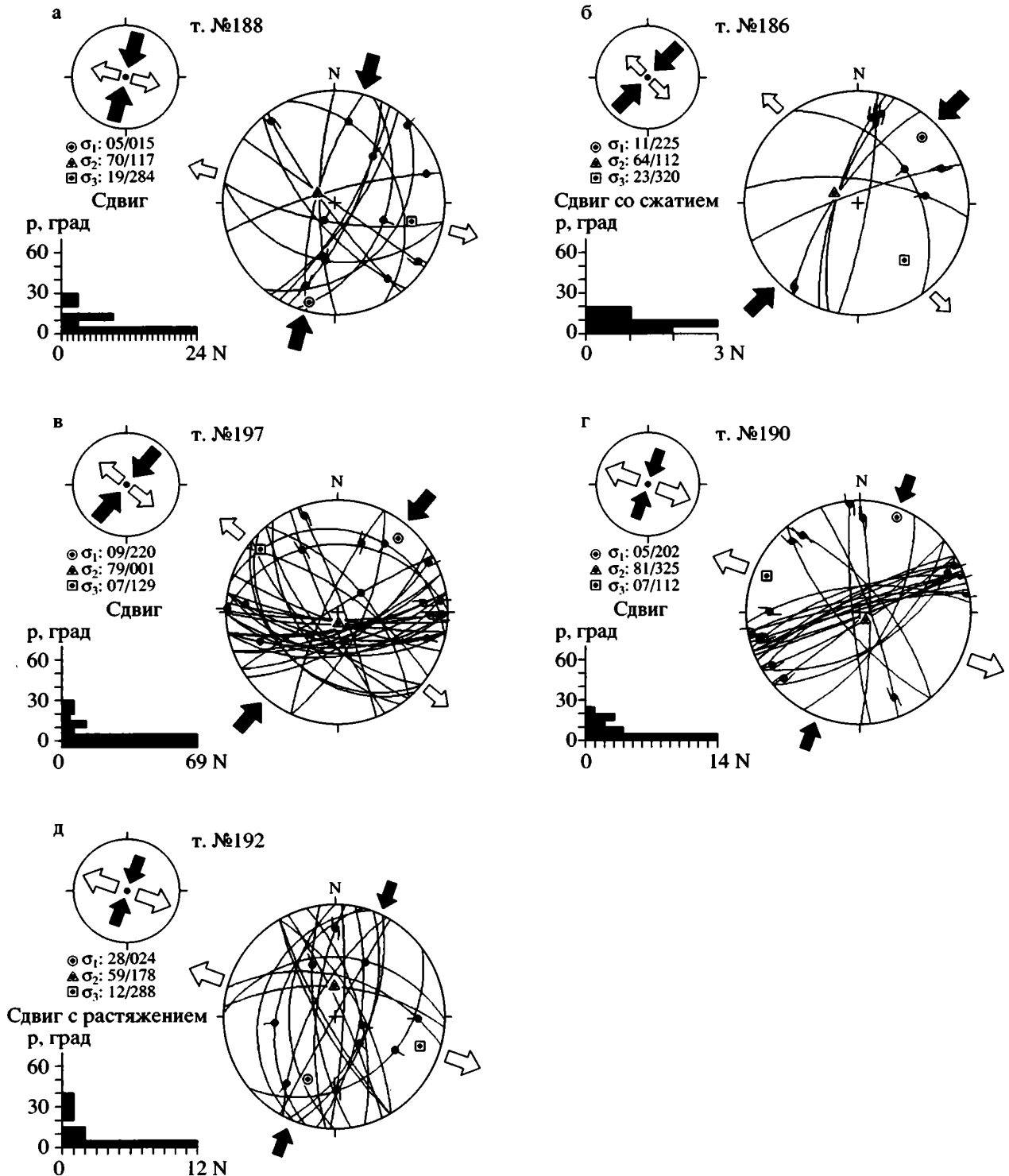


Рис. 5. Реконструкции палеонапряжений позднего этапа: а – для олигоцен-миоценового базальтового потока на п-ове Долоон-Уул, б – для зоны разлома СВ простирания (по трещиноватости и штрихам скольжения в дайке базальтов), в – для западного отрезка зоны Иххорогол-Мондинского разлома, г, д – для зоны разлома СЗ простирания (см. рис. 2 и пояснения на рис. 3)

ные правосторонние сдвиговые смещения долин водотоков высоких порядков и асимметричные конусы выноса. Горизонтальные амплитуды сме-

щений варьируют от 30–50 до 180–200 м. Реконструированные в зоне этого разлома стресс-тензоры палеонапряжений отвечают режиму сдвига с

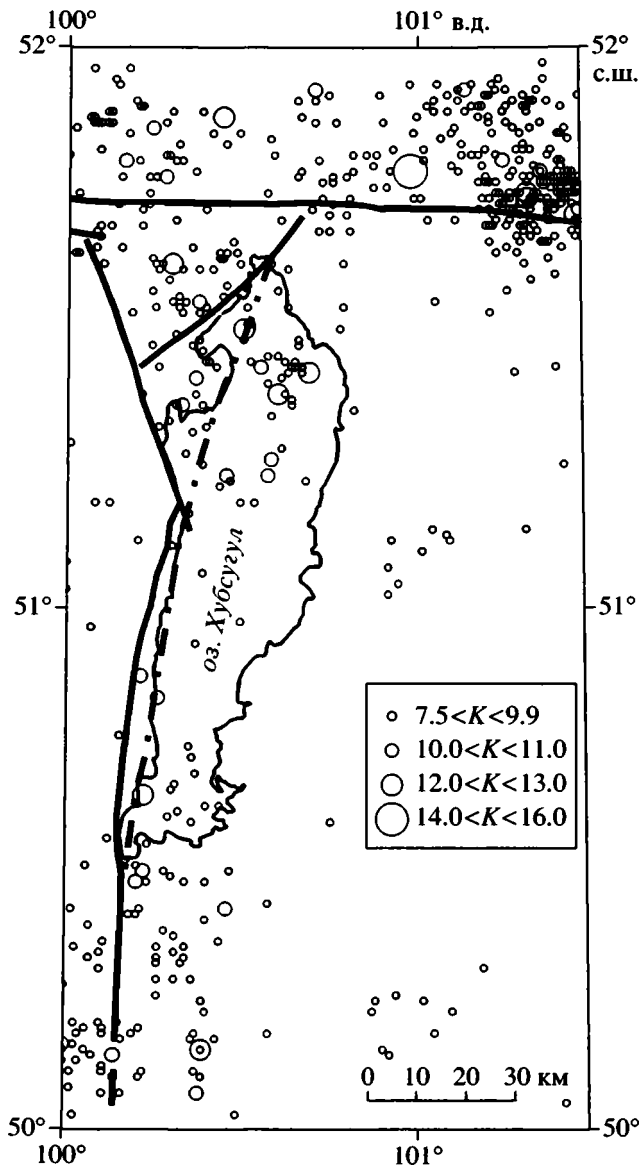


Рис. 6. Эпицентральное поле землетрясений Прихубсугуля с $K \geq 8$ за период с 1962 по 1998 гг. K – энергетический класс землетрясений

некоторой компонентой растяжения (см. рис. 5, точки 190, 192).

Максимальной сейсмической активностью на современном этапе развития характеризуется северная часть Хубсугульской впадины и зона субширотного разлома (рис. 6). Как известно, именно с ним связано сильнейшее за последние десятилетия Мондинское землетрясение 1950 г. ($M_w = 6.9$). После некоторых дебатов сейсмологи пришли к выводу о его сдвиговой природе [32]. Повышенная плотность эпицентров приурочена к восточному продолжению Иххорогол-Мондинского разлома, а также к южному окончанию Хубсугульской впадины. Механизмы очагов землетря-

сений дают представление о современном напряженном состоянии земной коры Прихубсугуля [14–18]. С использованием этих данных рассчитаны обобщенные тензоры напряжений для окружающих впадину территорий (см. рис. 1). Преобладающим для блока земной коры, включающего рифтогенные впадины Северной Монголии, является транспрессионный режим деформирования с ССВ направлением оси сжатия и ЗСЗ – оси растяжения. Вместе с тем северная часть Хубсугульской впадины характеризуется условиями растяжения, тогда как ее южное окончание находится в условиях сжатия земной коры (см. рис. 2). Широтная зона Иххорогол-Мондинского разлома характеризуется сдвиговым полем напряжений. При приближении к Байкальской впадине увеличивается доля сбросовой компоненты смещений по разрывам в очагах землетрясений [14, 18].

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПРИХУБСУГУЛЯ

Для уточнения закономерностей напряженного состояния исследуемой территории на плейстоцен-голоценовом этапе ее развития было проведено физическое моделирование поляризационно-оптическим методом. В результате получены схемы распределения касательных напряжений и траектории главных нормальных напряжений, отражающие особенности деформации в окрестностях разрывов, моделирующих тектоническую структуру Прихубсугуля.

В качестве модельного материала использовались студни желатина, обладающие высокими коэффициентами оптической активности и удовлетворяющие требованиям теории подобия [1]. Соблюдение основных требований, предъявляемых к моделям для поляризационно-оптического моделирования, проверялось тестовыми экспериментами [6]. Деформирование модели осуществлялось на установке “Деформатор”, разработанной в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН.

Непосредственно перед каждым экспериментом проводилась градуировка модели, в результате которой определялась зависимость двойного лучепреломления от величины максимальных касательных напряжений.

По картине изохром, отражающей строение локальных полей максимальных касательных напряжений в окрестностях разрывов, с помощью градуировочного графика проводились изолинии коэффициентов концентрации максимальных касательных напряжений K_τ , вычисляемых по формуле:

$$K_\tau = \tau_{\max}^i / \tau_{\max}^0,$$

где τ_{\max}^0 – величина касательных напряжений в ненарушенной модели; τ_{\max}^i – величина напряжений в исследуемой точке модели с разрезами. Для исключения влияния дефектов модели на результаты моделирования была проведена серия экспериментов.

Моделировалось распределение и концентрация напряжений в окрестностях сочленения меридионального и широтного разломов при внешнем нагружении с ориентацией осей регионального поля: растяжения – 285° СЗ и сжатия – 15° СВ. Исследовалось плоское напряженное состояние в упругой пластине с трещинами, находящейся под действием сжимающих усилий. На рис. 7 приведена схема модели и интерпретация результатов моделирования.

Поле максимальных касательных напряжений характеризуется наличием закономерно расположенных областей концентрации и уменьшения этого параметра. В окрестностях разрывов выделяются локальные максимумы – области интенсивной концентрации напряжений вблизи концов трещин (см. рис. 7, В). Их размеры и положение относительно разрывов указывают на интенсивность и тип подвижек по разрывам. Строение максимумов и минимумов (областей умеренного повышения и понижения исходных напряжений) в блоках определяется особенностями деформации последних.

Разнообразие в размерах, форме, положении относительно разрывов и интенсивности концентрации напряжений концевых максимумов всех сочленяющихся разрывов указывает на значительное отличие типов и интенсивности подвижек по ним. Максимальной активностью характеризуется восточный, а минимальной – западный отрезок субширотного разлома, являющегося левосторонним сдвигом. По субмеридиональному разрыву осуществляется раздвиговое перемещение с незначительной правосторонней сдвиговой составляющей. Этот разрыв характеризуется высокой активностью. Амплитуда раскрытия значительно увеличивается с юга на север и достигает максимальных значений в зоне сочленения разрывов.

Характерное строение максимумов касательных напряжений вдоль широтного разрыва указывает на существование интенсивной концентрации напряжений в пределах северного крыла почти на всем его протяжении, исключая участок непосредственного взаимодействия разрывов. Интересной особенностью перемещения юго-восточного блока является его вращение по часовой стрелке.

Тип и интенсивность подвижек обуславливают сложный характер деформаций приразломных блоков. В пределах моделируемой структуры по

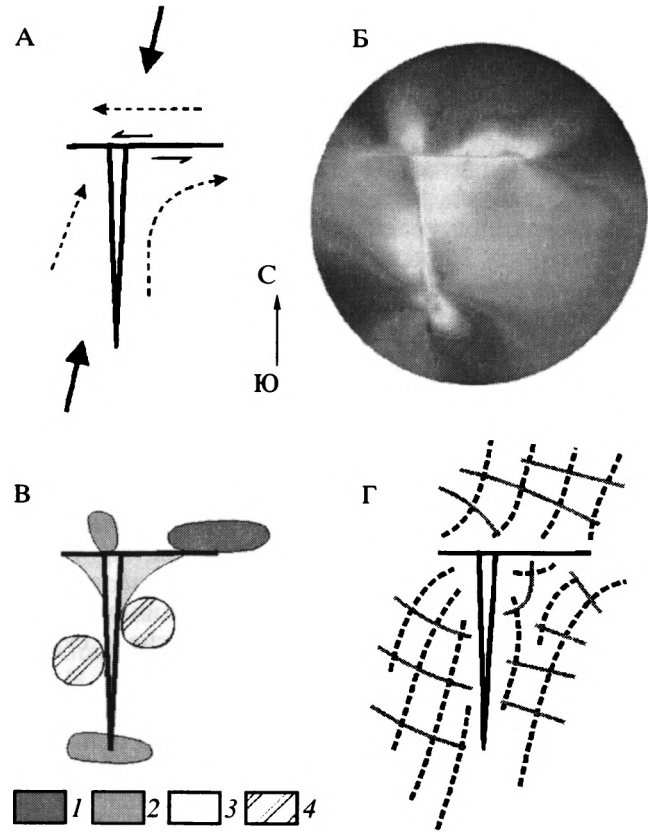


Рис. 7. Результаты физического моделирования позднекайнозойского напряженного состояния Прихубсугульской поляризации-оптическим методом: А – схема моделирования (толстыми стрелками обозначено направление сжатия модели, а пунктирными – направление смещения блоков); Б – фотография модели из оптически активного материала под нагрузкой; В – положение областей с повышенным и пониженным значением касательных напряжений; Г – траектории главных нормальных напряжений в модели (пунктирной линией обозначены траектории напряжений сжатия, сплошной линией – траектории напряжений растяжения)

Для В: 1 – $K_t > 1.5$; 2 – $K_t = 1.5$; 3 – $K_t = 0.5$; 4 – $K_t < 0.5$

относительной величине максимальных касательных напряжений выделяется ряд специфических областей (см. рис. 7, В). На юге, северо-востоке и северо-западе Хубсугульской структуры располагаются области значительного повышения максимальных касательных напряжений ($K_t > 1.5$). Вблизи области сочленения широтного и меридионального разрывов во внутренних частях блоков располагаются области умеренного повышения максимальных касательных напряжений ($K_t = 1.5$). В окрестностях центральной части субмеридионального разрыва наблюдаются участки умеренного снижения максимальных касательных напряжений ($K_t = 0.5$). Области значительного снижения максимальных касательных напряжений

($K_t < 0.5$) расположены южнее области сочленения разрывов.

Для исследуемой структуры характерно изменение ориентации осей исходного поля напряжений (см. рис. 7, Г). Существенная переориентация осей наблюдается в пределах блоков, разделяемых разрывами. Каждый из них характеризуется своей картиной траекторий главных нормальных напряжений. Максимальные вариации ориентировок осей напряжений наблюдаются вблизи концов разрывов и разломного узла – места сочленения разрывов. Здесь траектории образуют концентрически-зональный рисунок. Траектории характеризуются рядом специфических особенностей. В области сочленения разрывов широтного и субмеридионального простирания наблюдается изменение ориентации осей сжатия и растяжения от исходного до 90–150°. Траектории сжатия и растяжения ориентированы под углом 45° к линии широтного разрыва, вблизи же разрыва субмеридионального простирания растяжение субперпендикулярно ему, а сжатие – субпараллельно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный анализ деформаций в зонах активных разломов, результаты реконструкций тектонических палеонапряжений, анализ современной сейсмичности показали, что поле напряжений Прихубсугулья не являлось постоянным во времени с начала неотектонической активизации. Оно изменялось от растяжения в СЗ–ЮВ и субширотном направлении на ранних этапах (миоцен) до сдвигового и транспрессионного с СВ направлением сжатия на позднем (четвертичном) этапе. При этом горизонтальная компонента движений по разломам на четвертичном этапе их развития определяется их ориентировкой: СВ и субширотно ориентированные разломы имеют левостороннюю компоненту смещений, СЗ и субмеридиональные – правостороннюю.

Данные о развитии вулканизма показывают, что начальная, да и вторая фазы вулканизма района протекали в период отсутствия крупной отрицательной формы рельефа. Об этом говорят очень пологие наклоны базальтовых потоков. Элементы залегания даек миоценового возраста указывают на растяжение в СЗ–ЮВ направлении в период их внедрения. Других следов существования впадины на этот период не обнаружено. Очевидно, в конце миоцена – начале плиоцена и произошло заложение впадины как структурной единицы. Северо-восточное простирание миоценовых (позднемиоценовых) даек базальтов характерно и для восточной части Мондинской впадины (вулкан Хулугайша), обрамления Тункинской впадины (район пос. Аршан). В обоих местах породы деформированы взбросами при воздейст-

вии сжатия в СЗ или меридиональном направлении, сменившегося полем напряжений сдвигового типа, аналогичным современному [21, 34, 38]. Какое значение имеет этот этап деформаций, так кардинально отличающийся от предыдущего и последующего, и чем вызвано сжатие в северо-западном направлении? Существующие варианты ответа на него одинаково гипотетичны. Во-первых, можно думать, что возникновение структур сжатия является всего лишь реакцией на реализацию растягивающих напряжений при возникновении раздвиговой трещины. Однако, как представляется, нет оснований полагать, что структурообразующая роль движений “упругой отдачи” может быть настолько велика. Чтобы были сформированы надвиги с амплитудой 8 м, как это описано в [24], и пространственно удаленные один от другого надвиговые парагенезы разрывов [25], необходимо, чтобы фронт северо-западного сжатия имел региональное распространение. К тому же пространственное наложение структур северо-западного сжатия и типичных рифтовых структур растяжения не позволяет предположить, что первые могли быть всего лишь результатом упругой отдачи при разрыве растягивающейся коры. Однако, предполагая, что структуры северо-западного сжатия являлись следствием воздействия региональных тектонических усилий, мы должны определить возможные источники этих сил. Ранее [22, 39] была предложена гипотеза, согласно которой кратковременный эпизод сжатия в северо-западном направлении объяснялся воздействием коллизионных процессов в районе островных дуг западной части Тихого океана. На рубеже около 11–14 млн. лет назад в том регионе вошли в коллизионное взаимодействие островные дуги Идзу-Боннинская и Хонсю, и главная фаза сжатия относится к 4 млн. лет назад [40].

Объяснение тому же явлению возможно также в рамках представлений М.Л. Коппа [9] о структурах латерального выжимания в Центральной Азии, возникших в ответ на внедрение в тело континентального массива индентора Индостана. Нагнетание литосферного материала в своеобразную ловушку между южным ограничением Западно-Сибирской платформы и юго-западным краем Сибирской платформы с формированием горных сооружений Алтае-Саянской области могло приводить к оттоку масс к юго-востоку вдоль края Сибирской платформы. При достаточно большой скорости этого движения, превышающей скорость растяжения в Байкальском рифте, должна была возникать ситуация сжатия между блоком Хамар-Дабана и Тувино-Монгольским массивом с формированием соответствующих парагенезов структур. В настоящее время трудно отдать предпочтение той или иной гипотезе.

Впервые данные о строении осадочной толщи Хубсугульской впадины получены методом сейсмопрофилирования в 2001 г. [27]. Из них следует, что на начальной стадии погружение впадины развивалось интенсивно, о чем говорит характер ее заполнения, указывающий на некомпенсированное прогибание. Напротив, после размыва, фиксирующего поднятие днища, стиль осадконакопления сменился. В толще субгоризонтальных слоев отмечается ряд следов размыва. Верхние толщи слабо нарушены разломами в прибортовой части впадины. Смена типа осадконакопления связана со сменой стиля геодинамического развития структуры. Растяжение сменилось режимом транспрессии, ведущим в итоге к инверсии впадины. Само же наличие современной водной линзы связывается не с переуглублением впадины, а с ее заполнением водами растаявших ледников и бессточным характером озера [27].

Таким образом, сжатие в северо-северо-восточном направлении играет определяющую роль в формировании Хубсугульской впадины, по крайней мере, на четвертичном и современном этапах. С этой точки зрения объясняется распределение в пространстве современной сейсмической активности. Максимальные сгущения эпицентров землетрясений тяготеют к районам, соответствующим областям концентрации напряжений в модели. Область растяжения на севере Хубсугульской впадины соответствует области пассивного раздвижения блоков в районе сочленения разрывов. Области преобладания очагов землетрясений взбросового и сдвигового типов по сейсмологическим данным соответствуют областям сжатия и сдвига на модели.

В геологической литературе, посвященной проблемам неотектоники и современной геодинамики Северной Монголии, высказывается мнение о затухании процессов рифтогенеза в направлении от Байкальской к Хубсугульской впадине, об определенной роли сжатия в формировании структур Прихубсугулья [9, 21, 23, 26, 30, 36, 37].

Авторы работы [26] считают, что субмеридиональное сжатие, связанное с Индо-Азиатской коллизией, формирует неотектонические структуры Монголии с юга вплоть до зоны Северо-Хангайского (Болнайского) разлома. Его признаки отмечались ими и в Прихубсугулье. Вместе с тем этими исследователями подчеркивалось, что поля напряжений сжатия и растяжения действуют одновременно на этой территории и “рифтовые впадины Прихубсугулья могли образоваться в интервале времени, когда сжатие ослабевало” [26, с. 67].

Правосторонние голоценовые смещения по разломам субмеридионального простирания были отмечены А.В. Чипизубовым для южного окончания Хубсугульской впадины и северной части Дархатской впадины (Джарагольская сейс-

модислокация) [30]. В то же время аргументы этого исследователя о нерифтовом происхождении северо-монгольских впадин недостаточно убедительны, поскольку он рассматривает только самый недавний отрезок жизни этих структур.

В работе [16] поставлен вопрос о границе рифтовой зоны по данным о механизмах очагов землетрясений. Показано, что “вырождение” типично рифтового поля напряжений и смена его с северо-востока на юго-запад на поле сдвига и сжатия происходит в районе северной оконечности озера Хубсугул. Расчеты стресс-тензоров современных напряжений привели авторов работ [21, 30, 37, 41] к выводу о том, что вся территория юго-западного обрамления Сибирского кратона (Алтае-Саянская горная область, Тува и Северная Монголия) в целом характеризуется транспрессионными условиями деформации земной коры. Ведущую роль сдвиговых деформаций в формировании структур южного обрамления Сибирской платформы подчеркивал еще М.Г. Гросвальд [3].

Анализируя характер современной сейсмичности, Н.А. Флоренсов и С.Д. Хилько [28] трактовали проявление сжатия в Прихубсугулье как процесс, начавшийся лишь в позднем плейстоцено-голоцене. Учитывая данные сейсмического профилирования [27], с этим мнением нельзя полностью согласиться, поскольку смена стиля осадконакопления во впадине, связанная, скорее всего, с инверсией тектонического режима, произошла существенно раньше периода накопления осадков позднплейстоценовых конечных морен северной части котловины, в позднем плицене. Косвенно подтверждают рубеж изменения типа деформаций коры доплейстоценовые сдвиговые дислокации в среднелиценных конгломератах Мондинской впадины (см. выше).

В работе М.Л. Коппа [9], посвященной структурам латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе, формирование впадин Байкальской рифтовой системы связывается с латеральным оттоком материала литосферы под воздействием коллизионных процессов на южной окраине континента. При этом ось растекания проводится им существенно восточнее Хубсугульской впадины.

Добрецовым Н.Л. с соавторами [5] высказана идея о постепенном смещении фронта деформаций сжатия от зоны Индо-Азиатской коллизии к северу и активизации границ крупных литосферных блоков постепенно по принципу домино. По их мнению, волна деформаций сжатия, стартовав от Гималаев 40 млн. лет назад, достигла Байкальской рифтовой системы 2–3 млн. лет назад.

Предложенная схема развития поля напряжений Прихубсугулья оставляет нерешенными некоторые ключевые вопросы формирования поднятий в окружающем впадину пространстве. Так,

не вполне ясен характер взаимоотношения поднятий блока массива Мунку-Сардык и западного плеча Хубсугульской впадины (хребет Баян-Зурхийн Нуруу), пространственное положение которых по отношению к впадине существенно различается. Если блок Мунку-Сардык может трактоваться как структура типа "push-up" в сдвиговой зоне, то блок Баян-Зурхийн-Нуруу на своем южном и центральном меридиональных отрезках – это типичное поднятое в результате разгрузки плечо рифта. Высота второго нарастает с юга на север, где блок в целом имеет северо-северо-западное простирание. Такое положение, по-видимому, способствует еще большему поднятию блока в условиях северо-северо-восточного сжатия. С другой стороны, нельзя сбрасывать со счетов возможный эффект послеледниковой разгрузки. Согласно данным М.Г. Гросвальда, позднплейстоценовый Азасский ледник, покрывавший территорию Восточной Тувы в эпоху максимального оледенения, имел мощность до 1300 м [3]. Локальные ледники лежали в это время на Окинском нагорье, Тункинском хребте, хребтах Большой Саян, Мунку-Сардык, Баян-Зурхийн-Нуруу. Быстрое перераспределение нагрузки во время таяния льда с перемещением масс с хребтов в Хубсугульскую и Дархатскую впадины могло вызвать изостатический подъем хребтов. Подобный механизм поднятия для Баргузинского хребта при толщине ледника 400–700 м рассмотрен в работе [10]. По данным В.Н. Олюнина, толщина ледника максимального оледенения на северных склонах хребтов, окружающих северную часть Хубсугульской впадины, составляла 360–600 м [20]. Масштабы ледниковых отложений в их южных отрогах и в осадочном наполнении озера [27] указывают на значительную мощность ледника, что предполагает вероятность проявления послеледникового поднятия в северном обрамлении впадины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволяет сделать ряд выводов относительно эволюции напряженного состояния земной коры Прихубсугулья и модели геодинамического развития территории в плейстоцене–голоцене.

1. Поле напряжений Прихубсугулья не являлось постоянным во времени с начала неотектонической активизации. Формирование впадины озера Хубсугул задано растяжением в СЗ–ЮВ и субширотном направлении в миоцене. Начальный этап характеризуется интенсивным прогибанием дна по разломам сбросового типа. Инверсия режима приходится, по-видимому, на поздний плиоцен. После кратковременного эпизода сжатия в СЗ направлении преобладали сдвиговый и транспрессионный режимы с ССВ направлением сжатия.

Начальную стадию развития Хубсугульского рифта можно связать с относительными движениями Амурской и Евразийской плит. Последующие стадии с проявлением режимов сдвига и транспрессии, скорее всего, связаны с воздействием сил сжатия со стороны зоны коллизии Индостана и Евразии.

2. Горизонтальная компонента движений по активным разломам на позднем этапе определяется их ориентировкой. При этом разломы, ориентированные в северо-восточном и субширотном направлениях, имеют левостороннюю компоненту смещений, а северо-западные и субмеридиональные – правостороннюю.

3. Напряжения сжатия ССВ направления контролируют распределение сейсмической активности и современное напряженное состояние в различных частях Прихубсугулья.

Дальнейшие перспективы исследований проблемы соотношения напряжений сжатия и растяжения в юго-западной части Байкальской рифтовой системы авторы связывают с начатыми в 2001 г. измерениями современных коровых деформаций на локальном Хубсугульском GPS-полигоне, а также с расширением исследований в районы Дархатской и Бусийнгольской впадин.

Мы благодарны академику Н.А. Логачеву и доктору геол.-мин. наук К.Г. Леви за содействие в проведении исследований и полезные дискуссии, а также докторам геол.-мин. наук Н.В. Короновскому и М.Л. Коппу за весьма полезные советы и замечания, высказанные в их рецензиях.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты № 00-15-98574 и 01-05-65134) и Президиума СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.Я., Ахметзянов М.Х. Поляризационно-оптические методы механики деформируемого тела. М.: Наука, 1973. 576 с.
2. Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН. 1997. Т. 353. № 6. С. 789–792.
3. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
4. Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981. 196 с.
5. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 5–19.
6. Дюрелли А., Райли У. Введение в фотомеханику. М.: Мир, 1970. 484 с.

7. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979. 311 с.
8. Иваненко В.В., Карпенко М.И., Яшина Р.М., Андреева Е.Д., Ашихмина Н.А. Новые данные о калий-аргоновом возрасте базальтов западного борта Хубсугульского рифта (МНР) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 4. С. 925–930.
9. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
10. Леви К.Г., Мац В.Д., Куснер Ю.С., Кириллов П.Г., Алакиин А.М., Толстов С.В., Осипов Э.Ю., Ефимова И.М., Бак С. Постгляциальная тектоника в Байкальском рифте // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 1. <http://eos.wdcb.rssi.ru/>.
11. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы, решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
12. Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72–101.
13. Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В., Леви К.Г., Бухаров А.А., Кашик С.А., Шерман С.И. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии (основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992–1996 гг.). Новосибирск: Наука, 1996. 240 с.
14. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Гилева Н.А., Курушин Р.А. Механизм и глубины очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Науки о Земле: современные проблемы сейсмологии. М.: Вузовская книга, 2001. С. 96–112.
15. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 гг. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1598–1607.
16. Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Балжинням И. Юго-западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 74–83.
17. Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 4. С. 24–36.
18. Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов и поле тектонических напряжений // Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. С. 76–80, 110–113, 142–146.
19. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии // Ред. А.Ф. Грачев. М.: Пробел, 2000. 287 с.
20. Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 127 с.
21. Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 14–28.
22. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий в Байкальской рифтовой системе с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.
23. Ружич В.В. Сейсмоструктурная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
24. Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 4. С. 920–923.
25. Саньков В.А., Леви К.Г., Мирошниченко А.И. Кайнозойские структурные парагенезисы Байкальской рифтовой зоны // Структурные парагенезисы и их ансамбли / Ред. А.В. Лукьянов. М.: ГЕОС, 1997. С. 146–149.
26. Сейсмоструктурная и сейсмичность Прихубсугулья // Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1993. 184 с.
27. Федотов А.П., Де Батист М., Шапрон Е., Де Райкер К., Паулс Т., Грачев М.А. Сейсмопрофилирование осадков озера Хубсугул // Докл. АН. 2002. Т. 382. № 2. С. 261–263.
28. Флоренсов Н.А., Хилько С.Д. Главные черты неотектоники и сейсмогеологии Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1979. С. 46–61.
29. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geoph. Res. 1984. Vol. 89. № B7. P. 5835–5848.
30. Chipizubov A.V. Recent geodynamics of the SW segment of the Baikal rift zone on the basis of the paleoseismological data // Rifting in intracontinental setting: Baikal rift system and other Continental rifts. IGCP-400 project. Irkutsk-Tervuren, 1999. P. 24–26.
31. Cobbold P.R., Davy P. Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia // Bull. Geol. Ins. Upsala, 1988. Vol. 14. P. 143–162.
32. Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque Ch., San'kov V. A reappraisal of the source of the 1950 (Mw = 6.9) Mody earthquake, Siberia, and its relevance to the present-day strain pattern at the southwestern end of the Baikal rift zone // Terra Nova. December 2002. Vol. 14. № 6. P. 491–500 (10).
33. Delvaux D. The TENSOR program for reconstruction: examples from east African and the Baikal rift systems // Terra Abstr. Abstr. suppl. Terra Nova, 1993. Vol. 5. P. 216.
34. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. Vol. 282. P. 1–38.
35. Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // Tectonophysics. 1987. Vol. 143. № 1–3. P. 225–234.
36. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 77. № 4201. P. 419–425.
37. Petit C., Deverchere J., Houdry F., Sankov V.A., Melnikova V.I., Delvaux D. Present-day stress field changes

- along the Baikal rift and tectonic implication // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. № 6. P. 1171–1191.
38. *San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D.* Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Elf Aquitaine*. 1997. Vol. 21(2). P. 435–455.
39. *Sankov V.A., Rasskazov S.V., Parfeevets A.V.* Instability of the Late Cenozoic crustal stress in the Udokan volcanic field, northeastern Baikal rift system // *Rifting in intracontinental setting: Baikal rift and other continental rifts*. Third Annual Meeting of the Project IGCP 400 "Geodynamics of Continental Rifting". Irkutsk – Lake Baikal, 22–30 of August 1999. Irkutsk-Tervuren, 1999. P. 190–194.
40. *Sato H.* The relationship between late Cenozoic tectonic event and stress field and basin development in north-east Japan // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B11. P. 22261–22274.
41. *Solonenko A.V., Sankov V.A., Solonenko N.V., Miroshnichenko A.I., Melnikova V.I.* Spatial and temporal changes in the state of stress of the Baikal rift zone // *Baikal as a Natural Laboratory for Global Change*. Irkutsk, Russia, May 11–17, 1994. P. 43.

Рецензенты: Н.В. Короновский, М.Л. Копн

Late Cenozoic State of Stress in the Earth's Crust of the Khubsugul Region (Northern Mongolia): Field and Experimental Evidence

V. A. San'kov, A. I. Miroshnichenko, A. V. Parfeevets,
A. V. Arzhannikova, and A. V. Lukhnev

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia.*

Abstract—New data on the state of paleostress in the Earth' crust of the Khubsugul region (Northern Mongolia) were obtained. The analysis of deformations in active fault zones and the tectonic paleostress reconstruction suggest that the stress field did not remain unchanged during neotectonic reactivation and varied from the NW–SE and E–W extension at the early phase of orogenic cycle (Miocene) to shear stress and transpression with north-eastward compression component at the late phase (Pleistocene–Holocene). The sense of the horizontal component of movements along faults during the late phase depended on fault orientation: NE–SW and E–W faults accommodated left-lateral movements, and NW–SE and N–S faults, right-lateral movements. Physical modeling of the state of stress in the Khubsugul region using optical polarization technique was conducted. The obtained data suggest that the north-northeastward compression was crucial for development of the Khubsugul basin in the late Quaternary, at least. The model provides a satisfactory explanation for the modern seismic activity distribution, state of stress, and active fault kinematics in the study area.

НОВЫЙ ВЫДАЮЩИЙСЯ ТРУД ПО ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ В РОССИИ

(Ю.Я. Соловьев, З.А. Бессуднова, Л.Т. Пржедецкая. Отечественные действительные и почетные члены Российской академии наук. XVIII–XX вв. Геология и горные науки. М.: Научный мир, 2000, 546 с.)

© 2004 г. Д. А. Туголесов

К началу 21-го века вышел из печати первый том энциклопедической трилогии, содержащий научные биографии всех отечественных действительных и почетных членов Российской академии наук в области геологии и горного дела с середины 18-го до конца 20-го века. В предисловии указано, что готовятся еще два тома: биографии отечественных членов-корреспондентов Российской академии наук и биографии иностранных ее членов. Издание посвящено 275-летию Российской академии наук и 300-летию учреждения в России Приказа рудных дел.

Вышедший первый том впечатляет уже внешним видом: формат in-quarto, отпечатан на прекрасной бумаге, в прочном строгом переплете. На форзаце и нахзаце помещены обдуманно подобранные цветные иллюстрации: мозаичный портрет Петра Первого, фотографии главных зданий Академии наук в Петербурге и Москве, а также государственные гербы императорской России, СССР и Российской Федерации.

Биографии российских академиков содержат все необходимые данные, полагающиеся в подобного рода энциклопедических справочниках, написаны обстоятельно, каждая сопровождается портретом. Казалось бы, это просто очередной добросовестно составленный справочник, в который при случае полезно заглянуть.

Но, во-первых, книга начинается большой обзорной статьей “Из истории Российской академии наук”, в которой последовательно описано формирование ее подразделений в области геологических и горных наук, их развитие и изменения в ходе времени. Во-вторых, биографии академиков расположены не по алфавиту, как это принято в обычных энциклопедиях, а во временной последовательности, по годам их избрания. И только биографии избранных одновременно приведены в алфавитном порядке.

Вообще говоря, подряд читать справочник или словарь мало кому захочется. Но эта книга – совсем другое дело. Она читается почти как исторический обзор более чем двухвекового развития

геологических наук в России или, лучше сказать, как сборник новелл по истории российской геологии. При этом читатель постепенно, шаг за шагом обнаруживает появление новых направлений или даже отраслей геологии, их формирование и усложнение.

Биографии написаны хотя и в определенной системе, но не однообразно, не стандартно. И нередко в них встречаются характерные детали, придающие особую живость, рельефность изображению личности. Вот, например, Г.А. Гамбурцев, крупнейший геофизик, директор Геофизического института АН СССР, организатор и руководитель больших исследовательских коллективов. И вместе с тем отмечается, что он сам мог подвесить тончайшую нить, сделать ювелирную пайку, прекрасно оформить чертежи, объяснить физическую сущность сложного явления, поставить изящный эксперимент, найти остроумное математическое решение сложнейших задач.

Вырисовываются при чтении книги и различные типические особенности академиков. Некоторые из них еще с молодых лет проявили себя прежде всего как организаторы и руководители крупных научных или производственных учреждений. Таковы, например, академики Н.П. Лавров, Н.В. Мельников, К.И. Сатпаев, В.С. Сурков, А.В. Трофимук, Н.В. Черский, Н.А. Шило, А.В. Щеглов.

Другие, напротив, стремились по возможности освободиться от подобных обязанностей. Особенно характерна в этом отношении биография С.С. Смирнова (между прочим, сообщается, что он, будучи еще студентом 4-го курса, в мае 1918 года досрочно защитил дипломную работу – единственный случай в истории Горного института, старейшего геологического учебного заведения России). В ноябре 1924 г. его назначили помощником декана геолого-разведочного факультета. Но через полтора года освободили по личной просьбе, так как он избегал работ административного характера. С 1933 года он был заведующим кафедрой того же Горного института,

однако в 1937 году также попросил освободить его от этой должности.

Между тем продуктивность его личных исследований исключительно велика. С 1925 по 1932 гг. С.С. Смирнов в ежегодных экспедициях последовательно и детально изучил все рудные месторождения и металлогению Главного рудного поля Восточного Забайкалья, выделил пять крупных рудных районов в составе 29 рудных групп, объединяющих около 500 месторождений. В рудах обнаружил около 120 минералов, две трети которых были впервые в нашей стране открыты им. В посмертно опубликованной его монографии дано подробное описание каждого минерала.

Сходным типом ученого был выдающийся петролог Д.С. Коржинский, за полвека научной деятельности опубликовавший более 180 статей и монографий, написанных единолично, так как он был склонен исключительно к индивидуальному научному творчеству.

Правда, такими крайностями отличались единицы. По большей части наши академики, в течение жизни окруженные последователями и учениками, по неизбежности становились не только идейными, но и административными руководителями возникающих коллективов – отделов, лабораторий либо даже крупных институтов.

Вначале это были по большей части кафедры высших учебных заведений. Да и сама академия в 18-м и начале 19-го века была одновременно не только научно-исследовательским, но и учебным учреждением, включая в себя гимназию и университет. Затем на основе Петровской кунсткамеры и материалов академических экспедиций стали возникать природоведческие музеи, среди которых сформировался и существующий ныне минералогический музей.

Существенную роль в развитии научных исследований в области геологии и горных наук сыграло образованное в 1773 году Горное училище, переименованное в 1804 году в Горный кадетский корпус, превратившийся в дальнейшем в Горный институт. В нем профессорами были известные геологи-академики. И многие будущие академики 19-го и 20-го веков окончили этот институт.

В 20-м веке число академиков геологических и горных наук стало заметно увеличиваться. Для наглядности удобно графически изобразить их распределение во времени на протяжении 19-го и 20-го веков (рисунок). На этом графике хорошо видно, как с двадцатых годов прошлого столетия число избираемых академиков прогрессивно возрастает. Это заметно и по наличию действующих академиков на конец каждого десятилетия:

1900	1910	1920	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000
2	3	5	9	10	14	17	23	21	25	45

Этот рост определился резким увеличением горнодобывающей промышленности в СССР, начиная с 20-х годов, и, соответственно, волной популярности горно-геологических профессий в обществе. А во второй половине двадцатого столетия вообще значительно расширилась область наук о Земле, усложнилось содержание составных частей геологии. Мы все по неизбежности становимся специалистами в отдельных ее ветвях. И читая биографические очерки российских академиков-геологов, обнаруживаем в них краткие, но выразительные характеристики большого комплекса многообразных проблем современной геологии, над решением которых они работают.

Приведем далеко не полный перечень этих проблем:

Нелинейная геодинамика. Разномасштабность, разноуровненность, неупорядоченность конвективных процессов в мантии Земли. Нижняя мантия Земли.

Методика региональных сейсмических исследований земной коры и верхней мантии.

Флюидальный режим эндогенных процессов в коре и верхней мантии.

Рифтогенез современный и древний, эволюция его в истории Земли.

Океаническая кора, офиолитовый комплекс.

Системно-геологические исследования литосферы; синэргетика, геолого-геофизические исследования энергоструктуры Земли; энергосфера Земли и геодинамика.

Концепция алмазоносного магматизма. Магматическая природа метеоритов.

Анортозиты, древнейшие радиологические датировки основных пород.

Синтез новых минералов, теоретическая и экспериментальная минералогия, петрология, геохимия.

Проблема генетической информации в минералах; симметричная эволюция минерального мира; поиск небологических предшественников гена.

Количественные методы исследования истории осадконакопления; эволюция геохимических процессов в истории Земли; эволюция вод Мирового океана и газов атмосферы; история атмосферы.

Развитие теории контактового метаморфизма в орогенических поясах и метаморфизма погружения в осадочных бассейнах. Возможная роль тепла интрузивных магм в генерации углеводородов в осадках, содержащих первичное рассеяние органического вещества.

Выяснение нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений.

Рифей и венд. Биостратиграфическая шкала. Ряд геохронологических шкал докембрия. Изо-

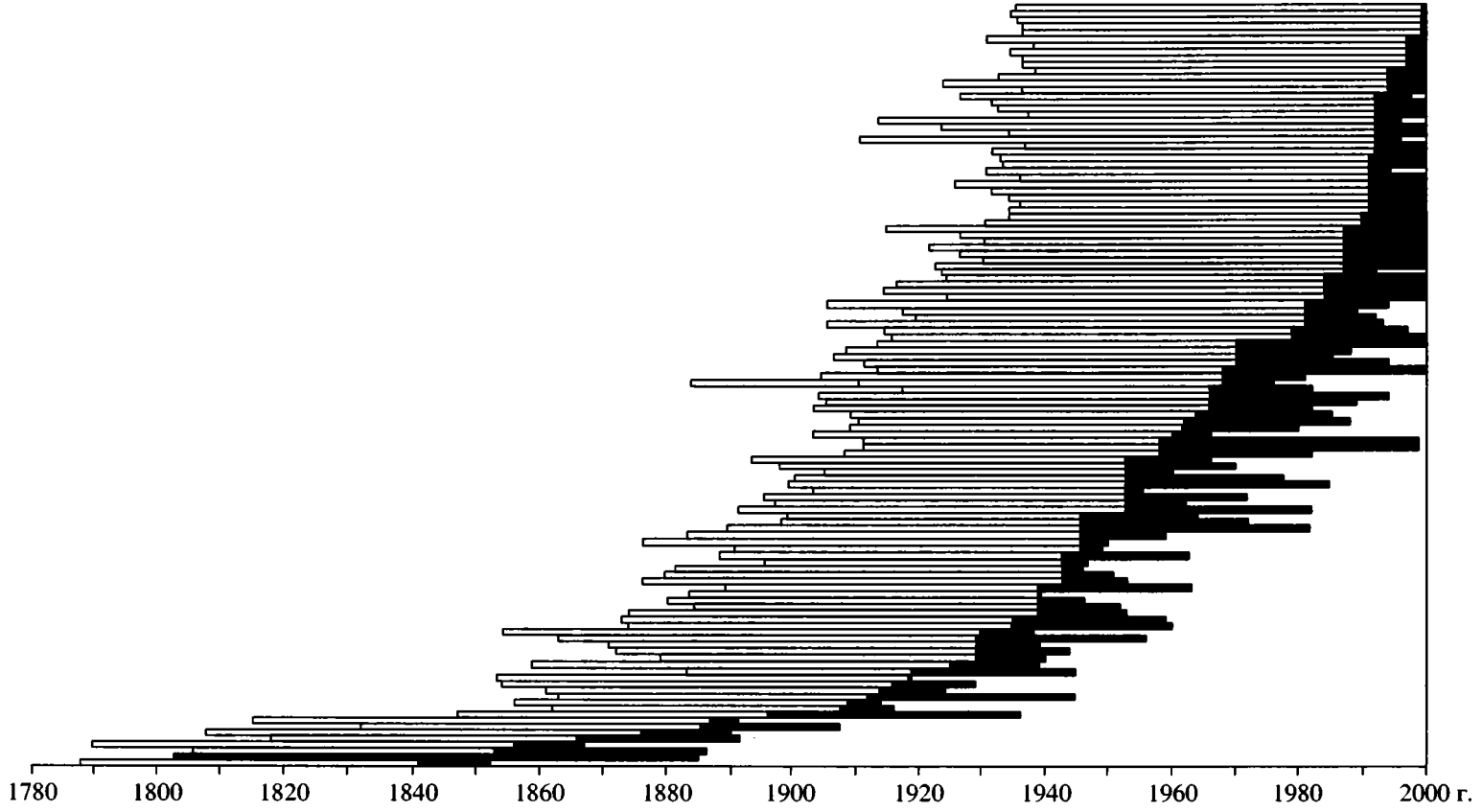


График распределения во времени на протяжении 19-го и 20-го веков действительных членов Российской академии наук в области геологии и горного дела
 Каждая полоска соответствует времени жизни одного академика.
 Окраской выделен период с момента его избрания

топная хемотратиграфия рифея и венда (изотопы стронция).

Среднесрочный прогноз землетрясений, формальные алгоритмы. В 1989 г. в РАН создан Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики. Первым его директором стал российский академик В.И. Кейлис-Борок.

Время в геологии (методологический аспект проблемы). Введение в теорию геологического времени. Становление. Эволюция. Перспективы.

Все перечисленные проблемы кратко очерчены в биографических очерках книги, предлагаемой вниманию читателей. Упомянуты в них и основные публикации российских академиков, посвященные этим научным направлениям.

Несмотря на предельную сжатость изложения, во многих биографиях, помимо научного содержания, прорисовываются также и характерные особенности времени, в котором жил и действовал ученый. Например, К.Н. Трубецкой родился в 1933 году в Москве в семье генерал-лейтенанта Красной армии. А начальное обучение завершил... в сельской семилетней школе Красноярского края и в 1949 году поступил в горно-металлургический техникум Норильска. В этой внешне строго фактологической констатации прозрачно читается судьба его отца. О другом академике, родившемся в 1934 году, прямо сообщается, что отец его в 1937 году был расстрелян, а мать вернулась из лагерей только через десять лет. Все

эти годы мальчик жил у родственников. И еще у одного академика, 1935 года рождения, отец скончался в 1938 году в заключении, а мать освободилась в 1948 году. Мальчика усыновила родная сестра отца.

Из этой книги мы узнаем также, что десять будущих академиков в суровые годы Отечественной войны служили в действующей армии (И.С. Грамберг, Ю.А. Косыгин, А.П. Лисицын, Е.Е. Милановский, Ю.М. Пушаровский, В.В. Ржевский, Е.М. Сергеев, А.В. Сидоренко, В.С. Сурков, Н.В. Черский). Пехотинцы, танкисты, артиллеристы, разведчики, штурманы авиации дальнего действия – они доблестно сражались, и шестеро из них были тяжело ранены.

Просвечивают в текстах биографий наших академиков и другие приметы времени, прожитого страной, придавая живость, казалось бы, суховатым их формулировкам.

В заключение хочется поздравить авторов с блестяще выполненным огромным трудом и пожелать им столь же успешно завершить и следующие два тома трилогии. Тем более, что среди членов-корреспондентов РАН были и есть также выдающиеся отечественные геологи. Достаточно вспомнить В.В. Белоусова. А состав иностранных геологов, избравшихся членами Российской академии наук, вероятно, вообще неизвестен подавляющему большинству читателей и уже поэтому представляет существенный интерес для широкого круга российских геологов.

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

1. Работа должна быть представлена на русском или английском языках. Объем статей не должен превышать 32 страниц, включая текст, список литературы и иллюстрации.
2. Текст рукописи представляется в трех экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.
3. Конструкция статьи. Статья должна содержать следующие элементы:
 - а) Заглавие.
 - б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.
 - в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.
 - г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.
 - д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.
 - е) Результаты исследования и их обсуждение.
 - ж) Заключение.
 - з) Список цитированной литературы.
 - и) Таблицы (на отдельных страницах).
 - к) Подписи к рисункам (с новой страницы).
4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.
 - б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
 - в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.
6. Требования к рисункам.
 - а) Рисунки должны быть четкими, вычерчены черной тушью или хорошо отпечатаны на черно-белом принтере.
 - б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.

г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.

д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е) Максимальный размер рисунка в журнале 17×23 см. Можно представить рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.

7. К рукописи необходимо приложить на отдельном листе, отпечатанными в одном экземпляре:

а) Расшифровку аббревиатур – как русских, так иноязычных.

б) В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи; адреса иностранных соавторов; названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.); малоизвестные иностранные географические названия; фамилии иностранных исследователей, которые упомянуты в тексте без библиографической ссылки.

в) На английском языке: желательный автору перевод терминов, имеющих несколько английских эквивалентов, перевод новых терминов.

г) На русском языке в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические подразделения и другие геологические объекты (например: Тундровка – тундровская свита, Иваново – Ивановский разлом).

8. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.

9. Авторы получают 5 оттисков опубликованной статьи.

Сдано в набор 10.12.2003 г.	Подписано к печати 03.02.2004 г.	Формат бумаги $60 \times 88\frac{1}{8}$
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.
	Тираж 326 экз.	Уч.-изд. л. 11.9
		Бум. л. 6.0
	Зак. 8079	

Учредители: Российская академия наук,
Геологический институт

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”
Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” во II полугодии 2004 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в I полугодии 2004 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2004” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики академических организаций, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство по распространению средств массовой информации” (АРСМИ).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН, ИНИОН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на II полугодие 2004 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АРСМИ при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика*	Научная книга
Агрохимия	Научное приборостроение
Азия и Африка сегодня	Нейрохимия
Акустический журнал*	Неорганические материалы*
Алгебра и анализ	Нефтехимия*
Астрономический вестник*	Новая и новейшая история
Астрономический журнал*	Общественные науки и современность
Биологические мембраны	Общество и экономика
Биология внутренних вод	Океанология*
Биология моря*	Онтогенез*
Биоорганическая химия*	Оптика и спектроскопия*
Биофизика*	Отечественная история
Биохимия*	Палеонтологический журнал*
Ботанический журнал	Паразитология
Вестник РАН*	Петрология*
Вестник древней истории	Письма в Астрономический журнал*
Водные ресурсы*	Письма в Журнал технической физики*
Вопросы истории естествознания и техники	Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
Вопросы ихтиологии*	Поверхность
Вопросы философии	Почвоведение*
Вопросы языкознания	Приборы и техника эксперимента*
Восток	Прикладная биохимия и микробиология*
Вулканология и сейсмология	Прикладная математика и механика
Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*	Природа
Генетика*	Проблемы Дальнего Востока
Геология рудных месторождений*	Проблемы машиностроения и надежности машин
Геомагнетизм и аэрономия*	Проблемы передачи информации*
Геоморфология	Программирование*
Геотектоника*	Психологический журнал
Геохимия*	Радиационная биология. Радиэкология
Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология	Радиотехника и электроника*
Государство и право	Радиохимия*
Дефектоскопия*	Расплавы
Дискретная математика	Растительные ресурсы
Дифференциальные уравнения*	Российская археология
Доклады Академии наук*	Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
Журнал аналитической химии*	Русская литература
Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова	Русская речь
Журнал вычислительной математики и математической физики*	Сенсорные системы
Журнал неорганической химии*	Славяноведение
Журнал общей биологии	Социологические исследования
Журнал общей химии*	Стратиграфия. Геологическая корреляция*
Журнал органической химии*	США. Канада. Экономика - политика - культура
Журнал прикладной химии*	Теоретическая и математическая физика
Журнал технической физики*	Теоретические основы химической технологии*
Журнал физической химии*	Теория вероятностей и ее применение
Журнал эволюционной биохимии и физиологии*	Теплофизика высоких температур*
Журнал экспериментальной и теоретической физики*	Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
Записки Всероссийского минералогического общества	Успехи математических наук
Защита металлов*	Успехи современной биологии
Земля и Вселенная	Успехи физиологических наук
Зоологический журнал	Физика Земли*
Известия АН. Механика жидкости и газа	Физика и техника полупроводников*
Известия АН. Механика твердого тела	Физика и химия стекла*
Известия АН. Серия биологическая*	Физика металлов и металловедение*
Известия АН. Серия географическая	Физика плазмы*
Известия АН. Серия литературы и языка	Физика твердого тела*
Известия АН. Серия математическая	Физиология растений*
Известия АН. Серия физическая	Физиология человека*
Известия АН. Теория и системы управления*	Функциональный анализ и его применение
Известия АН. Физика атмосферы и океана*	Химическая физика
Известия АН. Энергетика	Химия высоких энергий*
Известия русского географического общества	Химия твердого топлива
Исследование Земли из космоса	Цитология
Кинетика и катализ*	Человек
Коллоидный журнал*	Экология*
Координационная химия*	Экономика и математические методы
Космические исследования*	Электрохимия*
Кристаллография*	Энергия, экономика, техника, экология
Латинская Америка	Этнографическое обозрение
Лесоведение	Энтомологическое обозрение*
Литология и полезные ископаемые*	Ядерная физика*
Математические заметки	
Математический сборник	
Математическое моделирование	
Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)	
Микология и фитопатология	
Микробиология*	
Микроэлектроника*	
Мировая экономика и международные отношения	
Молекулярная биология*	
Наука в России	