

К.Б. Дегерев

ISSN 0016-853X

Номер 2

Март - Апрель 2001



ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 2001 Март–Апрель

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

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

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

Editorial board

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

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

Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

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

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерперiodика”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2001

Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения <i>Ю. Г. Леонов</i>	3
Проявления внутриплитного магматизма в Уральском палеоокеане <i>В. В. Бочкарев, К. С. Иванов</i>	17
Происхождение Мало-Атлымских и Хуготских дислокаций в нижнем течении р. Обь (Западная Сибирь) <i>Р. Б. Крапивнер, И. И. Смирнов</i>	32
Допозднепалеозойские офиолиты Запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато <i>Г. Е. Некрасов, Н. Б. Заборовская, С. М. Ляпунов</i>	41
Геодинамика и магматизм начальных этапов образования Атлантики <i>Г. Л. Кашинцев</i>	64
Хроника	
Андрею Львовичу Книпперу 70 лет	78

Редакционная коллегия журнала поздравляет В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка, М.И. Кузьмина, В.Г. Иванова, В.П. Ковача, А.Б. Котова и Е.Б. Сальникова с получением премии МАИК “Наука” за цикл статей по теме “Мантийные плюмы Северной Азии и их роль в корообразовании и глубинной геодинамике в фанерозое”, опубликованный в журнале “Геотектоника” в 1999–2000 гг.

Contents

No. 2, 2001

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

Continental Rifting: Modern Views, Problems, and Decisions <i>Yu. G. Leonov</i>	3
Within-Plate Magmatism in the Uralian Paleocain <i>V. V. Bochkarev and K. S. Ivanov</i>	17
Origin of the Malyi Atlym and Khugot Deformation Zones in the Lower Reaches of the Ob River in West Siberia <i>R. B. Krapivner and I. I. Smirnov</i>	32
Pre-Late Paleozoic Ophiolites in the Western Koryak Highland: Fragments of an Oceanic Plateau <i>G. E. Nekrasov, N. B. Zaborovskaya, and S. M. Lyapunov</i>	41
Geodynamics and Magmatism during the Initial Formation Phases of the Atlantic Ocean <i>G. L. Kashintsev</i>	64

Chronicle

Andrei L'vovich Knipper 70th Anniversary	78
--	----

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ: СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ, ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ

© 2001 г. Ю. Г. Леонов

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

Поступила в редакцию 15.05.2000 г.

Обсуждаются вопросы: (а) идентичность современных и древних рифтов; (б) длительность формирования палеорифтовых структур; (в) роль сдвиговых деформаций в рифтовых поясах, большинство из которых являются зонами концентрации не только растяжения, но и сдвиговой деформации, представляя собой внутриплитные сдвиговые зоны и трансформные границы плит; (г) правомерность выделения и отношения к рифтогенезу так называемых предрифтовых явлений и режимов: их генетическая связь с рифтогенезом чаще сомнительна, но они вызывают образование ослабленных зон, влияющих на местоположение рифта при формировании последнего за счет действия внешних сил; (д) роль унаследованности, которая выражается как во влиянии ранее сформированных структур на местоположение рифтов, так и на тектонические деформации, возникающие в ходе послерифтовой эволюции. В развитие взглядов С. Фридмана и Д. Бёрбэнка подчеркивается, что эволюция рифтогенеза может идти по одному из двух следующих сценариев-рядов: (1) континентальный рифт – области экстремального растяжения (Highly Extended Terranes) и (2) континентальный рифт – океанический рифт. Характерной особенностью первого ряда является отсутствие разрыва континентальной коры вне зависимости от масштабов растяжения; второй ряд ведет к разрыву континентальной коры и переходу континентального рифта в океанический. Без претензии на окончательное решение проблемы выбора между пассивной и активной моделями рифтогенеза подчеркивается, что рассмотренные в статье, а также некоторые другие свойства рифтов находят объяснение в модели пассивного рифтогенеза и плохо согласуются с активной моделью.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Понимание строения рифтовых структур и процессов рифтогенеза постоянно углубляется. Соответственно, время от времени возникает необходимость уточнения, а частично и пересмотра, привычных взглядов. Обсуждение некоторых из них предлагается в данной статье.

Часть обсуждаемого материала рассматривается под углом зрения его соответствия пассивной или активной моделям рифтогенеза. Напомним (поскольку это понадобится при изложении материала), что за первопричину образования рифта принимаются: в активной модели – подъем мантийного астенолита, следствием чего является утонение коры, возникновение локальных растягивающих усилий и раскол коры с образованием рифтовых впадин; в пассивной модели – напряжения в коре (внешние по отношению к району рифта), ведущие к образованию трещины (рифта) и формированию астенолита; причину подъема астенолита часто видят в адиабатической декомпрессии, возникающей при расколе литосферы.

Состоятельность одной из этих моделей, а, может быть, и обеих в определенной пропорции, продолжает оставаться проблемой общего значения. Общего потому, что в ней присутствует вопрос об относительной роли и взаимодействии сил механического происхождения (за счет дви-

жения плит, ротационных и др.) и влияния на кору процессов астенолитной, или плюмовой, природы. Эта проблема обсуждается на протяжении последней пары десятков лет; историю вопроса и библиографию можно найти в работах [43, 57]. Но точка в дискуссии не поставлена. Не предлагая окончательного решения, представляется уместным обратить внимание на некоторые свойства рифтов, которые должны приниматься во внимание при оценке моделей.

СОВРЕМЕННЫЙ И ДРЕВНИЙ РИФТ

Можно считать, что служивший когда-то предметом дискуссии вопрос об идентичности современных и древних (fossil rift) рифтов давно решен положительно. При этом термины “авлакоген” и “палеорифт” рассматриваются как синонимы [4]. Имеется много работ, посвященных сравнению рифтов разного возраста, доказывающих их формирование в одинаковых, возможно, корректнее было бы сказать в сходных, геодинамических условиях и с близкой последовательностью этапов развития [5, 19].

Но если в принципиальном отношении сказанное выше не вызывает сомнений, и такой же позиции придерживается автор [17], то конкретная

практика выделения палеорифтов нуждается в комментариях.

Информацию о рифтах, находящихся в основании чехла осадочных бассейнов, дают геофизические, главным образом, сейсмические данные. При отсутствии осложняющих особенностей, таких, например, как большая мощность чехла, наличие мощных вулканических толщ или солей, по этим данным, с использованием приемов сейсмо-стратиграфического анализа, можно получить адекватное представление о строении рифтовых впадин. Но при наличии упомянутых особенностей качество информации снижается, и тогда приходится довольствоваться более огульным представлением о глубинных структурах, что, естественно, вносит больший или меньший элемент неопределенности в отождествление их с рифтом.

Возможность субъективных оценок велика также в тех случаях, когда рифт устанавливается на основании состава пород, считающихся индикаторами рифтового режима, но при отсутствии структурных признаков рифта. Помимо того, что представления о породах-индикаторах, в том числе магматических, вообще несколько размыты, в реальных ситуациях, особенно в складчатых поясах, они часто представлены фрагментами, нередко к тому же претерпевшими тектоническую и метаморфическую переработку. Примером может служить выделение разновозрастных (риффейских, раннепалеозойских, девонских) рифтовых комплексов в палеозоидах Урала [8]. Поскольку структурная обстановка накопления этих пород в большинстве случаев не поддается реконструкции, их рифтовая природа остается под вопросом. По [22], это же относится к некоторым нижне- и среднерифейским толщам Южного Урала, так же, как к значительной части позднедокембрийских комплексов Северо-Американской платформы и восточных областей Восточно-Европейской платформы; представляются спорными заключения об их рифтовой природе, основанные на петрохимических и геохимических свойствах пород без достаточной информации о структурных и иных особенностях первичных седиментационных бассейнов.

Следует иметь в виду, что по характеру распределения мощности, не располагая данными о седиментационных особенностях бассейна, не всегда легко различить следующие два варианта: (а) синрифтовое заполнение впадин и (б) консервацию в рифтовых впадинах останцов более древних пород, ранее залегавших плащеобразно, но уничтоженных эрозией за пределами рифтовых впадин. Эта вторая ситуация, когда отложения в грабенах не представляют эпоху рифтогенеза, а оказываются древнее ее, распространена, возможно, шире, чем принято думать. Не она ли име-

ет место в случае рифейских отложений в авлакогенах Восточно-Европейской платформы, инфракембрия Ирана и других стран Ближнего Востока, каменноугольных раннемеловых гондванских формаций Индостана?

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ РИФТОГЕНЕЗА

В имеющихся определениях обычно не фигурирует такой параметр, как длительность формирования рифта. Между тем возникает вопрос: разумно ли называть одинаково, рифтом, и относительно быстро возникающие образования типа позднекайнозойских рифтов Восточной Африки, Байкала, девонских рифтов Восточно-Европейской платформы и такие длительно формировавшиеся структуры растяжения, как системы рифейских рифтов Восточно-Европейской платформы или протерозойских рифтов Сибирской платформы?

Для "обычных" рифтов отрезок времени, начиная от первых признаков рифтогенеза до завершающего заполнения рифтовой впадины осадками, составляет не более нескольких десятков миллионов лет, в типичных случаях 20–35 млн. лет. При этом процесс идет во времени неравномерно: с импульсным проявлением магматической и тектонической активности. Так, в рифтовой области Эфиопии при общей продолжительности вулканизма более 30 млн. лет основной объем лав излился за время не более 5 млн. лет в интервале хроностратиграфической шкалы между 20 и 25 млн. лет [10]. Погружение рифтовых грабенов обычно также происходит быстро, в виде импульса длительностью порядка нескольких миллионов лет, которая приблизительно одинакова в рифтах разного возраста [5].

Что можно сказать в этом смысле об упомянутой выше другой категории рифтовых структур, в первую очередь рифтов (авлакогенов) древних платформ, отличающихся длительным формированием? Предложить окончательный ответ на этот вопрос было бы преждевременно. Однако некоторые данные позволяют предположить, что длительность формирования и в этих случаях не столь велика. Иллюстрацией этого служит материал по рифтовой системе Мидконтинента на Северо-Американской платформе [48, 61]. Рифт Мидконтинента заложен на коре архейского-раннепротерозойского возраста. Разрез серии Кьюиноу, заполняющей рифт и в наиболее полном виде представленной в районе оз. Верхнее, состоит из нескольких частей (рис. 1): (а) интрузивные и вулканические породы, обозначаемые как раннерифтовые, но принадлежность которых к рифту, строго говоря, не очевидна; (б) синрифтовые вулканические породы, расслоенные осадочными породами и с интрузиями основного состава; это – основная по мощности толща, запол-

няющая рифтовые впадины; (в) позднерифтовые обломочные отложения, накопившиеся также в рифтовых структурах; (г) пострифтовые обломочные отложения широких впадин, наложенных на рифтовую систему. Собственно рифтовому комплексу соответствуют, таким образом, толщи (б) и (в). Формирование рифта, датированное уран-свинцовым методом по возрасту накопления син- и пострифтовых пород, заключено в интервале от 1109 до 1087 млн. лет, т.е. имеет длительность около 20 млн. лет. Это соответствует длительности формирования позднекайнозойских рифтов и устраняет сомнения в их идентичности по этому признаку. Не исключено, что дальнейшее изучение хронологии процессов в других древних рифтовых системах приведет к аналогичному результату.

СДВИГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В РИФТОВЫХ ПОЯСАХ

Изначально рифты рассматривались как структуры растяжения, образованные сбросами. В какой-то мере такое мнение сохраняется, во всяком случае в широком обиходе, и сейчас. Вместе с тем практически во всех континентальных рифтах, древних и современных, установлены сдвиговые смещения, а в современных рифтах присутствует сдвиговая составляющая современного поля напряжений. Широко распространенной структурной формой в рифтовых поясах, кроме грабенов, являются впадины пул-апарт (pull-apart). Со сдвиговых деформаций и структур пул-апарт начиналось образование многих рифтов. Рифтовые структуры и пояса, помимо растяжения, являются, таким образом, зонами концентрации сдвиговой деформации; многие из них с полным основанием рассматриваются как разделяющие плиты трансформные или внутриплитные сдвиговые (transcurrent) зоны.

Сдвиговая составляющая установлена, в частности, в таких рифтах, как Байкальский [12], Левантская система (трансформный разлом Мертвого моря) [11], Верхнерейнский [51]. Также и для всей системы рифтовых впадин предальпийской области, состоящей из грабенов Лимань, Бресс и Верхнерейнского, предполагается образование в сдвиговом поле, обусловленном давлением Альп [40]. Идея о первичности крупномасштабных сколовых напряжений в коре по отношению к рифтовым прогибам, представляющим собой побочный продукт сколов, развивается рядом исследователей для системы рифтов Восточной Африки [57]; первые движения, приведшие к начальному раскрытию рифта, были здесь повсеместно горизонтальными и осуществлялись в условиях сдвигового режима [41].

Определенный интерес с точки зрения изучения роли сдвиговых деформаций в начальные фа-



Рис. 1. Разрез и радиометрические датировки (метод U-Pb) пород серии Кьюинюу, заполняющих рифт Мидконтинента, по [61].

зы рифтогенеза представляют современные структуры, которые, возможно, олицетворяют эти начальные фазы. Одной из них является Момский пояс. Согласно [26], этот пояс, включающий множество небольших нарушений и в целом представляющий зону сдвига, может рассматриваться как эмбриональный рифтовый пояс. Можно ожидать, что составляющая его система разрывов, трещин, мелких грабенов и впадин в процессе развития превратится в крупные нарушения, в которых будет локализована деформация.

Хорошо изучен Байкальский рифт. Здесь имеется сложная структура поля напряжений, в котором отчетливо выделяется сдвиговая составляющая. В Байкальской впадине и на окружающей территории установлены два преобладающих режима деформирования [12, 54]: (а) сдвиг с элементами растяжения (в Байкальской впадине) либо сжатия (в юго-западной части Байкала, в Тункинской впадине); (б) растяжение и растяжение со сжатием (в центральной части Байкальской впадины). Сдвиговые смещения характерны также для флангов рифтовой зоны. Примечательно, что эти два режима (сдвига и растяжения) соответствуют разным стадиям развития рифта. Заложение и ранняя стадия развития рифта происходили в сдвиговом режиме деформирования, которое сменилось режимом растяжения на более поздней стадии. В настоящее время в Байкальском рифте, по-видимому, снова доминирует сдвиговый режим. По данным [31], основной вклад в выделение сейсмической энергии дают землетрясения, связанные со сдвигами. Добавим, что деформациям по типу сдвига и пул-апарт соответствует и рисунок разрывов и частных впадин Байкальского рифта и его флангов [59], многие из которых имеют диагональное расположение по отношению к общему простиранию рифта, что характерно для впадин пул-апарт (рис. 2).

В плане обсуждения моделей пассивного и активного рифтогенеза материалы по Байкалу получают естественную интерпретацию, если допу-

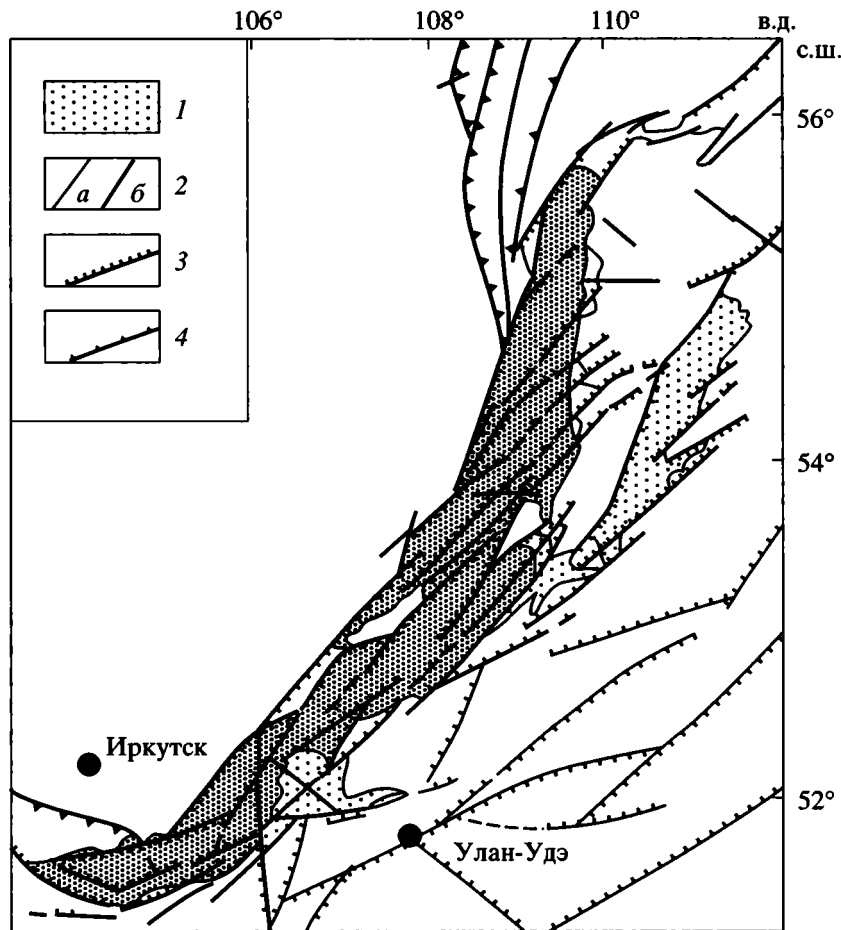


Рис. 2. Системы разрывов Байкальского рифта, частично со структурным рисунком типа пул-апарт, по [12], с упрощениями.

1 – впадины; 2 – разломы, активные в кайнозое: а – слабоактивные, б – высокоактивные; 3 – сбросы; 4 – взбросы.

стить, что начальным импульсом для образования рифтовых структур послужило действие удаленных сил [30], в соответствии с пассивной моделью, а не подъем астенолита. Благодаря этому в данном участке коры, в том числе в зоне главного ствола рифта, образовалась обстановка транспрессии и сдвига, а не растяжения с формированием грабенов, чего, по-видимому, следовало бы ожидать при подъеме астенолита. Только потом, когда разрыв коры уже произошел, ведущую роль стал играть поднимающийся астенолит и вызванная им обстановка растяжения. Если при этом формировалось сводовое поднятие, то возникающие за счет этого напряжения растяжения в верхней части коры могли стимулировать дальнейшее развитие рифта.

ПРЕДРИФТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Под названием “предрифтовые явления”, “предрифтовый режим” описываются предшествующие рифтогенезу явления, и в первую оче-

редь магматизм [7, 24, 29]. Некоторые авторы считают, что эти явления закономерно и даже генетически связаны с рифтом. Разобраться в отношении предрифтовых явлений к рифтогенезу важно для понимания механизма последнего.

В работе [7] на материале Монголо-Байкальской области названы признаки предрифтового режима, характерные здесь для времени от позднего мела до начала рифтогенеза в позднем кайнозое. Из них главным является ареальный базальтовый вулканизм близкого к рифтовому типа, представленный недифференцированными щелочными базальтоидами с ксенолитами шпинелевых и гранатовых лерцолитов; кроме этого, отмечаются: повышенный, по сравнению с платформами, тепловой поток, рассчитанный по составу магм; относительно высокая амплитуда вертикальных движений; активные деформации сдвига (доминирующие) и растяжения.

Если в названной работе “предрифтовый” интервал ограничен временем поздний мел – палеоген, то А.В. Разваляев, первым или одним из пер-



Рис. 3. Различные типы соотношения магматизма и рифтовых структур на территории Африки, по [55].

1 – ареалы проявления магматизма; 2 – контуры сводовых поднятий; 3–4 – основные рифты: 3 – докайнозойские, 4 – позднекайнозойские.

вых введший представление о предрифтовом режиме [29], оперировал гораздо более крупными масштабами времени. В рифте Байкала это – время после раннего палеозоя. В рифте Красного моря – вся история Красноморской области, начиная с позднего рифея – раннего палеозоя, включающая несколько эпох магматической активности, с чередованием пород щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтоидной и толеит-базальтоидной (трапповой) формаций. Идея состоит в том, что многократно повторявшийся магматизм вызывает термическое “расшатывание” мантии и коры, приводящее в итоге к рифтогенезу [24, 29]. Чтобы ни означало слово “расшатывание”, невозможно представить, как расшатывание мантии и прогрев коры, например, первого этапа, закончившегося около 500 млн. лет назад, могут привести к рифтогенезу позднего кайнозоя при реальных скоростях конвектив-

ного выноса и диссипации тепла. Поэтому вряд ли есть какой-либо смысл связывать эти процессы.

По-видимому, предрифтовые явления, или режимы (в трактовке А.Ф. Грачева и Е.В. Девяткина, а не в беспредельном варианте А.В. Развальяева), имеют отношение к рифту только как фактор, способствующий образованию в коре (литосфере) ослабленных зон. Сам по себе рифт из них не разобьется, но он может в них локализоваться при возникновении соответствующих напряжений. Это утверждение, похоже, не сильно расходится с позицией указанных авторов [7], согласных с тем, что “развитие предрифтового режима не подразумевает обязательного перехода его в режим рифтогенеза” [7, с. 5]. Справедливо и обратное: заложение некоторых рифтов (разного возраста) вообще не предваряется вулканизмом. Таковы рифт Северного моря (конец перми–триас), Верхнерейнский грабен (поздний кайнозой) и др. Раз-

личные формы соотношения вулканизма и рифтогенеза хорошо видны на примере Африки (рис. 3).

Из сказанного вытекает вывод, что предрифтовые явления и рифтогенез между собой не связаны – в том смысле, что первое не влечет за собой второе. Вместе с тем предрифтовые явления, другими словами, прогрев коры, могут оказаться фактором, влияющим на местоположение рифта (поскольку, как показывают результаты моделирования, величина внутривулканических растягивающих сил недостаточна для раскола холодной литосферы, требуется ее предварительный прогрев). Но для этого к данному объему коры должны быть приложены необходимые для формирования рифта силы. Представляется только, что для такого режима (за которым может следовать, а может и не следовать рифтообразование) не подходит название предрифтовый.

ВЛИЯНИЕ ДРЕВНИХ СТРУКТУР НА МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ РИФТОВ

Местоположение многих рифтов контролируется предшествующим структурным планом, вплоть до повторного образования рифтов разного возраста на одних и тех же местах. Последнее типично для древних платформ (телескопированные, вложенные один в другой рифты), где также наблюдается зависимость локализации рифта от структуры кристаллического фундамента. Рассмотрим некоторые примеры.

На **Восточно-Европейской платформе** четко прослеживается зависимость расположения позднерифейских и вендских рифтов (авлакогенов), а затем и более молодых, от раннепротерозойского структурного плана. К этому выводу пришли давно [25]; более поздние данные его подтверждают. Установлена приуроченность крупнейших систем рифтов этого возраста, Среднерусской (или Центральнорусской), с подставляющей ее на юго-западе Вольно-Оршанской впадиной, и Пачелмской, к главным сутурам и зонам сочленения крупнейших элементов (сегментов) раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы. По [38], таких сегмента три: Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралия, спаянные в единую литосферную плиту в раннем протерозое. Другими авторами этот вопрос решается в деталях иначе. Например, в работе [47] выделяются четыре сегмента (геоблока) с другими названиями: Кольско-Карельский, Белорусско-Прибалтийский (в сумме соответствуют Фенноскандии), Воронежско-Украинский (соответствует Сарматии) и Волго-Камский (соответствует Волго-Уралии). Но суть от этого не меняется. Положение сутур (называемых также межблоковыми зонами, подвижными зонами и пр.), вдоль которых в рифее-венде закладывается рифт, и их интерпретация как наиболее подвижных разделов в земной коре

в главных чертах не ставится под сомнение. Можно привести и другие исследования, исходящие из нескольких других взглядов на строение фундамента Восточно-Европейской платформы, но тем не менее демонстрирующие хотя и различные в некоторых деталях, но принципиально такие же соотношения [27, 35]. К тому же на современном уровне изученности схема деления фундамента платформы на сегменты (или геоблоки), предложенная в работах [38, 47], представляется геологически наиболее обоснованной.

Рифтовые системы Восточно-Европейской платформы имеют сложное строение, и вывод об их совпадении с протерозойскими сутурами пока состоятелен лишь в общих чертах. Для более детальных сопоставлений информации в большинстве случаев недостаточно ни по фундаменту, ни по рифтовым структурам, хотя ряд работ последних лет [32, 34] и способствует лучшему пониманию особенностей их строения и истории формирования.

Восточно-Европейская платформа служит хорошим примером повторного формирования телескопированных рифтов. Значительная часть рифтов девонской эпохи образовалась унаследованно на месте рифтов позднего протерозоя. В это время, следовательно, были вновь регенерированы элементы древнего структурного каркаса – зоны нарушений фундамента (и коры), прежде уже подновленные рифейским рифтогенезом.

Система рифтов **Сибирской платформы** возникла в раннем протерозое [20]. Затем рифтогенез неоднократно возобновлялся, с наибольшей интенсивностью в рифее и девоне. Автору не известны данные о соотношении раннепротерозойских рифтов со структурой их основания. Но в дальнейшем рифтогенез развивался в основном по пути регенерации рифтов раннего протерозоя. В рифее рифтовая система платформы приобрела окончательные очертания; в девоне, при очередном возобновлении движений, на месте этих структур образовались узкие глубокие грабены и впадины с соленосными толщами. Мощности как рифейских, так и девонских пород в авлакогенах велика – до 6–10 км.

На **Индостанской платформе** протерозойские структуры влияют на расположение позднерифейских, палеозойских (гондванских) и мезозойских грабенов. Наиболее ярким примером служит Сатпурский шов. Он представляет крупнейшую тектоническую линию платформы, хорошо выражен в современной структуре и в магнитном поле [36, 56] и отделяет раннедокембрийскую (в основном) южную и среднюю части платформы от позднепротерозойского Сатпурского пояса и других складчатых систем северной части полуострова. Эти две части платформы некоторыми авторами рассматриваются как Южно-Индостанская и Северо-Индостанская литосферные пли-

ты, при коллизии которых возник Сатпурский складчатый пояс и Сатпурский шов (сутура) этого пояса. В дальнейшем Сатпурский шов неоднократно, начиная, по крайней мере, с виндхийского (позднерифейского) времени, активизировался в виде платформенной структуры, так называемой линии (линеамента) Нармада-Сон. К нему приурочена крупнейшая на полуострове рифтовая система Нармада-Сон (длиной 1500 км) с отходящими от нее ветвями – грабенами Годовари и Маханади. Грабены этой системы выполнены гондванскими отложениями позднекаменноугольно-раннемелового возраста, мощностью более 6 км. Но их нижняя часть (каменноугольно-раннемезозойская) не имеет отношения к эпохе рифтогенеза. Эти отложения накапливались в широких впадинах, затем на большей части континента были уничтожены эрозией и сохранились только в более поздних грабенах позднеюрского-раннемелового возраста. Именно этим временем датируется главная эпоха рифтогенеза, вызвавшая второй (после рифея) этап регенерации Сатпурского шва [33]. Грабены вдоль линии Нармада-Сон формировались также в кайнозое [42], но их вряд ли можно рассматривать как настоящие рифты.

В позднекайнозойской **рифтовой системе Восточной Африки** элементы унаследованности по отношению к древним структурам сочетаются с новообразованиями [23, 57]. Рифтовая система в целом и составляющие ее западная и восточная ветви наследуют положение наиболее молодых складчатых зон докембрийского фундамента, огибая территорию более древних кратонов. Местами кайнозойские грабены совпадают с грабенами палеозойского и мезозойского возраста. Примером служит кайнозойская зона Руфиджи-Руаха, унаследованная от системы раннемезозойских грабенов, выполненных отложениями системы Карру [23]. Зоны аккомодации почти всегда наследуют древние простирания. Но кроме этой, генеральной, так сказать, унаследованности, наблюдается также корреляция с древней структурой отдельных частей грабенов и других мелких структур рифтовой конструкции. По Е.Е. Милановскому [23], разнообразие направлений и изломы рифтовых структур являются результатом их приспособления к ориентировке структурных направлений в фундаменте. Что касается структур среднего размера, то они, по [57], ведут себя в рассматриваемом смысле по-разному.

В **Верхнерейнском рифте** наблюдается избирательное использование структур основания при его заложении в позднем кайнозое [50]. В окрестностях грабена простирание допермских складчатых структур имеет в основном северо-восточное (рудногорское) направление, косое по отношению к грабену. В то же время в варисском комплексе имеются и параллельные грабену более поздние разрывы, в том числе сдвиги (рейнское

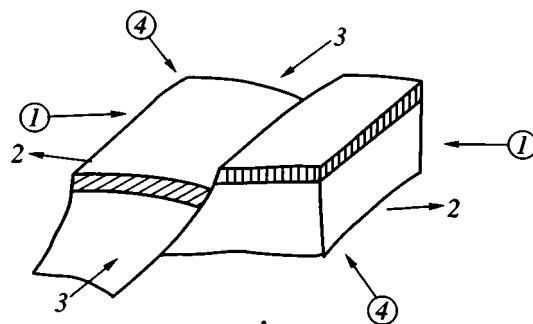


Рис. 4. Кинематика разрыва при повторном приложении сил (направление приложения сил показано стрелками), по [44].

1 – взброс; 2 – сброс; 3 – отсутствие смещения; 4 – сдвиг.

направление), косо секущие варисские же структуры. В дальнейшем некоторое оживление движений по разрывам в зоне будущего рифта со сдвиговой составляющей имело место в ранней перми.

Повторная локализация деформации в рифтовых зонах (авлакогенах) платформ объясняется: (а) образованием здесь структурной неоднородности и (б) механическими особенностями литосферы, ее пониженной прочностью. Процесс рифтогенеза, в том числе и в рассеянной (диффузной) форме, вызывает утонение литосферы, увеличение геотермического градиента и как следствие этого уменьшение ее прочности. Согласно данным П. Моргана и И. Рамберга, по работе [60], для релаксации таких термальных неоднородностей в достаточно широких рифтах требуется промежуток времени от 70 до 200 млн. лет (в зависимости от мощности литосферы соответственно от 100 до 200 км). Но небольшие термальные контрасты между утоненной литосферой в рифтах и окружающей ненарушенной литосферой, достаточные для поддержания контраста прочностных свойств, могут сохраняться и активно влиять на деформацию в течение многих сотен миллионов лет [60].

Вспомним еще одну особенность эволюции рифтов, не имеющую прямого отношения к рифтогенезу, но наглядно демонстрирующую устойчивую способность единожды образовавшихся тектонических нарушений к ремобилизации. Имеется в виду активизация возникших в ходе рифтогенеза синрифтовых разрывов в случаях инверсии рифтовых впадин, смены обстановки растяжения (рифтового) на сжатие и превращения их в складчатые сооружения (в том числе с покровно-надвиговой структурой). При этом при сохранении тех же разрывов их кинематика меняется на противоположную. Сбросы стадии растяжения при повторном приложении к ним сил превращаются при сжатии во взбросы и надвиги в соответствии с моделью на рис. 4, где случаи 1 и 4 приводят к

Бассейн Альбукерк



Рис. 5. Разрез через впадину Альбукерк в южной части рифта Рио-Гранде, вдоль линии сейсмического профиля DECORP приблизительно на широте $34^{\circ}30'$ с.ш., по [39].

1 – миоцен и плиоцен; 2 – верхний эоцен и олигоцен; 3 – палеозой и мезозой; 4 – докембрий; 5 – разрывы с изменившимся направлением смещения (показано стрелками): вначале (1) надвиги, после инверсии (2) сбросы; 6 – сбросы. Буквы на рисунке: Л – разрыв Ладрон (Ladron), М – разрыв Монтоза (Montosa).

смещениям взбросовой и взбросо-сдвиговой кинематики [44]. Это явление развито широко и может считаться типичным: Донбасс [32], Миссурская впадина в системе рифтов Высокого и Среднего Атласа [37], грабен Роны [44], рифты Мидконтинента на Северо-Американской платформе, в которых в результате послерифтового сжатия произошла регенерация нормальных сбросов, сопровождавшаяся изменением кинематики и вызвавшая взбрасывание и надвигание с амплитудой в несколько километров [48].

Не менее показательны случаи обратной последовательности – возникновения рифта на месте складчатой зоны. Такая ситуация описана в южной части кайнозойского рифта Рио-Гранде, где хорошо изученные на поверхности структуры прослежены на глубину более 5 км вдоль линии сейсмического профиля [39]. Современная тектоническая структура этого участка (рис. 5) образовалась в две эпохи деформации с разной кинематикой разрывов, но с сохранением сместителей: (1) эпоха умеренного сжатия в позднем палеоцене–раннем эоцене со смятием пород в складки и образованием чешуйчатых надвигов с перемещением к востоку; далее период планации и эпизод продольных сдвиговых смещений; (2) эпоха, включавшая несколько эпизодов растяжения в интервале от конца олигоцена доныне, приведших к сбросовым смещениям (частично вдоль плоскостей прежних надвигов и взбросов) и формированию рифта Рио-Гранде.

Унаследованное развитие рифтов по отношению к древним структурам и повторное возникновение рифтов на одном месте (обозначаемое термином телескопирование) объясняются таким же образом, как и явление унаследованного развития структур вообще.

В 50–60 гг. XX столетия вопросы унаследованности были популярной темой отечественной геологической литературы. Были выполнены прекрасные обобщения, но причины этого явления не получили тогда ясного объяснения. Сейчас ясно, почему: базируясь преимущественно на позициях фиксизма (что не допускало возможности действия внешних, тем более удаленных, сил), их явно или неявно связывали с какими-то не вполне понятными собственными свойствами тектонических элементов. Накопленные теперь знания в сфере геодинамики позволяют отнести к унаследованности (понимая под ней однократную или многократную ремобилизацию образовавшихся ранее отдельных структур или их систем) проще, объясняя это явление реакцией среды со сложившейся структурой на внешнее, в общем случае меняющееся поле напряжений путем ремобилизации имеющихся структур и структурных, вещественных или реологических неоднородностей.

В каждый последующий этап геодинамическая обстановка (направление и величина приложенных к плите сил и напряженное состояние) может меняться, но распределение деформаций, проявляющихся в среде со структурой, в сильной степени контролируется уже имеющимися неоднородностями. Кора плит представляет собой мозаику элементов разного масштаба, при действии на которую меняющихся во времени полей напряжений происходит активизация части структур. Максимальные деформации локализуются в зонах нарушений, ориентированных благоприятно относительно приложенных сил, и наоборот. Кинематика смещений в меняющемся поле сил и напряжений, естественно, изменяется. Выше на примере нескольких рифтовых структур было показано, что унаследованность проявляется в ожив-

лении существующих неоднородностей (влияя таким образом на местоположение структур), но не в сохранении кинематических характеристик и других особенностей тектонического режима, которые могут изменяться на противоположные.

Таким образом, влияние древней структуры (pre-existing structure) на рифтообразование велико. В основе его лежит связь между реологической неоднородностью коры и локализацией деформации. Древние зоны нарушений создают реологическую неоднородность коры. Их часто называют ослабленными зонами, хотя играет роль не только меньшая прочность коры, но и обусловленная ими анизотропия механических свойств [60]. Эта реологическая неоднородность и анизотропия отражаются на распределении более поздних тектонических нарушений.

ПОСТРИФТОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ЕЕ ОТНОШЕНИЕ К РИФТОГЕНЕЗУ

Анализ пострифтовой эволюции рифтовых структур не входит в число основных задач данной статьи. Тем не менее нелишне вкратце коснуться одной стороны этой темы, поскольку характер пострифтовой эволюции иногда кладется в основу типизации рифтов.

В действительности, как правило, не наблюдается прямой зависимости между (а) особенностями рифтогенеза и (б) последующими событиями, в частности, формой и интенсивностью проявления деформаций и инверсии. С рифтогенезом связано, по-видимому, лишь сразу идущее за ним формирование широких позднерифтовых или пострифтовых, в узком смысле, впадин, которые в большинстве случаев можно рассматривать как заключительную фазу развития рифта; в таком виде они учитываются практически во всех моделях образования рифта.

В остальном дальнейшая судьба рифта: испытает ли он инверсию, в какой форме, превратится ли в складчатое сооружение (подобно Донбассу) и т.д., – зависит от геодинамической обстановки последующих эпох. Из того, что обусловлено рифтогенезом, значение имеют, очевидно, только два фактора: наличие ослабленной зоны в коре (которая может стать местом локализации деформаций) и наличие толщи отложений рифтовой впадины (которая является потенциальным объектом деформирования).

Сказанное иллюстрируется изменениями, которые наблюдаются по простиранию рифтовых поясов. Хорошим примером может служить Припятско-Днепровско-Донецко-Туаркырская система, представляющая собой единый протяженный рифтовый пояс [3]. Все части пояса прошли рифтовую стадию в одно и то же время – в среднем де-

воне и по близкому сценарию. Но в зависимости от положения и ориентировки по отношению к направлению действующих в последующие эпохи сил их пострифтовая история была разной. Припятско-Днепровско-Донецкая система (территория Припятского грабена и Днепровско-Донецкой впадины) осталась недеформированной, рифт унаследован линейной платформенной впадиной; Донбасс–Элистинский сегмент испытал внешне эффективную деформацию, но сосредоточенную только в чехле; в Северо-Бузачинском–Мангышлакском сегменте деформированы и чехол, и фундамент; наконец, в Туаркыре деформация была максимальной: фундамент и чехол смяты здесь в чешуйчатые покровные складки.

Таким образом, деформация и инверсия не являются непременно (имманентным) свойством рифта. Это относится как к самому факту проявления (или не проявления) этих событий, так и к их форме, интенсивности и, что важно, времени проявления. Все эти параметры получают различное выражение, не являющееся функцией самого процесса рифтогенеза, но зависящее от внешних причин. Под этим углом зрения надо относиться к попыткам типизации рифтовых структур на основании их последующей послерифтовой истории. Определенные вертикальные (временные) ряды событий и структур, безусловно, должны выделяться, как это сделано, например, в работе [24]. Но они характеризуют реакцию рифтовых зон на эволюцию геодинамической ситуации в раме, на платформе, например, а не специфику эволюции рифтового процесса.

РИФТ В РЯДУ ГЕОДИНАМИЧЕСКИ БЛИЗКИХ ЕМУ СТРУКТУР

Рифтогенез занимает определенное место в системе близких ему процессов и структур растяжения. Можно говорить о двух рядах, различающихся по конечному результату. В принципиальном отношении, хотя и с существенными отличиями, они близки к ветвям рифтогенеза, о которых говорится в работе [28].

Ряд 1: континентальный рифт–области экстремального растяжения (НЕТ–Highly Extended Terranes); последние состоят из генетически связанных метаморфических ядер и впадин (осадочных бассейнов) со срывом в основании. Характерная особенность этого ряда – отсутствие разрыва континентальной коры вне зависимости от масштабов растяжения [46].

Ряд 2: континентальный рифт–океанический рифт. Характерная особенность ряда – разрыв континентальной коры, приводящий к переходу континентального рифта в океанический и к возможному возникновению спрединга.

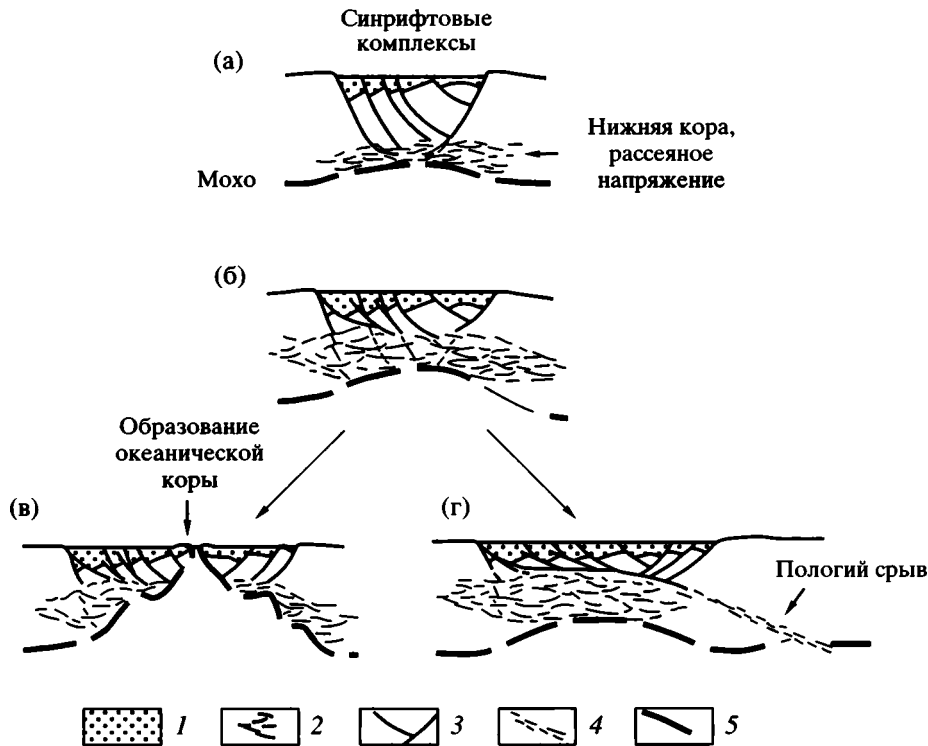


Рис. 6. Принципиальная схема вариантов развития рифтовой структуры в условиях растяжения, по [55].

1 – синрифтовые отложения; 2 – область латерального течения в нижней и частично средней коре; 3 – разрывы; 4 – глубинный пологий срыв; 5 – граница М. Остальные объяснения в тексте.

К обоим рядам следовало бы добавить еще крайние (начальные) члены, отнеся к ним структуры растяжения небольшого размера – грабены, впадины пул-апарт и близкие к ним образования, которые вряд ли следует называть рифтом. Они образуются в чехле или верхних горизонтах фундамента и, во всяком случае, не нарушают всю толщю коры (к ним, например, относятся мезозойские грабены Русской плиты, в которых иногда видят проявление рифтогенеза).

Не требует специальных комментариев также случай, когда процесс на стадии континентального рифта останавливается; в англоязычной литературе для него используются термины *failed* (неудавшийся) или *aborted* (прерванный) рифт. Варианты последующего пострифтового развития могут быть в этом случае различными, но это уже не имеет отношения к собственно рифтогенезу.

На уровне сегодняшних знаний трудно решить, обладают ли рифты изначальными особенностями, предопределяющими их эволюцию по первому или второму сценарию.

Во всяком случае, величина растяжения в реализации этой альтернативы роли не играет. Об этом свидетельствует, например, ситуация в области экстремального растяжения Провинции

Бассейнов и Хребтов, США, где при растяжении в 200 км сохранилась континентальная кора; не произошло ни разрыва ее сплошности, ни формирования океанической коры в противоположность, например, тому, что наблюдается в Калифорнийском заливе при растяжении такого же или даже меньшего масштаба. В данном случае, как это доказывается результатами комплексного геологического, петрологического и геофизического исследования [52], эффект наблюдаемого в верхних горизонтах коры растяжения компенсировался течением вещества в нижней коре.

Можно думать, что указанный механизм имеет общее значение, и при формировании ансамбля структур областей экстремального растяжения решающим фактором служат реологические свойства (или состояние) коры: разрушения континентальной коры (и образования океанической) не происходит, если в ней (главным образом, на уровне нижней коры) может осуществляться течение вещества, компенсирующее растяжение и, образно говоря, залечивающее вызванные им дефекты. Такой вывод согласуется с тем, что для молодых областей экстремального растяжения характерна толстая, разогретая и, очевидно, пластичная в глубоких горизонтах кора.

Развитие деформации растяжения, соответствующее обоим ситуациям: как той, в которой образуются области экстремального растяжения и континентальный рифт без полного разрыва коры, так и той, когда возникает разрыв континентальной и образование океанической коры, – можно представить в рамках модели, предложенной ранее в [55]. При этом в обоих случаях подразумевается двухслойное строение коры и латеральное течение в глубоких слоях коры, реальность которого подтверждается большим набором аргументов [16–18]. Варианты модели представлены на рис. 6. При относительно небольших размерах растяжения и течения в нижней коре образуются сравнительно простые рифтовые впадины (например, рифт оз. Танганьика, симметричный Припятский грабен, вариант *a* на рис. 6). При более сильном растяжении структура теряет симметричность, один из первоначально крутых краевых разрывов (если он существовал) отмирает и вместо него развивается срыв, уходящий в нижнюю кору и к границе кора–мантия (см. рис. 6б); в качестве примера этого варианта автором модели приводится Кенийский рифт. Дальше события могут развиваться по двум сценариям (в зависимости от свойств коры, как говорилось выше): с подъемом мантии, разрывом коры и образованием океанического рифта (см. рис. 6в) или с дальнейшим развитием пологого срыва и смещением области основного растяжения на глубине в сторону от самого рифта в условиях интенсивного течения в нижней коре (см. рис. 6г) (Провинция Бассейнов и Хребтов и другие области экстремального растяжения).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. ПАССИВНЫЙ И АКТИВНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ

Попробуем теперь взглянуть на сведения, приведенные в предыдущих разделах, с точки зрения проблемы выбора между пассивной и активной моделями рифтогенеза.

Замечу сразу, что хотя здесь и не преследуется цель сделать выбор, что потребовало бы анализа также и других сторон (в первую очередь, петрологических) и других методов (в частности, моделирования) исследования проблемы, рассмотренные выше данные в основном легко находят объяснение в модели пассивного рифтогенеза и плохо согласуются с активной моделью. К ним относятся:

А. Повторное возникновение рифтов на одном месте (наиболее наглядное на древних платформах). Прибегая к объяснению этого явления в рамках активной модели, пришлось бы допустить исключительный консерватизм в размещении астенолитов, подъем которых возобновляется в одних и тех же местах (почему?) через длительные

промежутки времени. Естественнее говорить о нарушениях в коре, реологических и иных неоднородностях, которые, в согласии со смыслом пассивной модели, ремобилизуются при приложении сил извне. Приблизительно в таком же смысле решается этот вопрос В.Е.Хаиным, хотя сам он скептически относится к возможности выбора между моделями пассивного и активного рифтогенеза [53].

Б. Отсутствие устойчивой связи с рифтогенезом предрифтового магматизма, который можно было бы интерпретировать как признак астенолита. С этой точки зрения можно допустить, разумеется, существование двух типов рифтогенеза с развитием и по пассивному (без предваряющего магматизма) и по активному (с магматизмом) сценарию, что и принимается в разных вариантах некоторыми авторами [21, 49, 58]. Но, скорее, все же предрифтовый магматизм выполняет ту же функцию, что и неоднородности коры, то есть только подготавливает условия для реализации внешних сил.

В. Обычный для рифтовых зон сдвиговый режим напряжений и деформаций, характерный, в частности, для начальных фаз рифтогенеза. Наличие сдвиговой составляющей свидетельствует не о простом растяжении в горизонтальной плоскости ортогонально оси рифта, а об обстановке транспрессии. Это, как уже отмечалось, лучше согласуется с действием внешних сил (пассивная модель) и хуже – с активной моделью, отводящей астенолиту главную роль в формировании напряжений.

Г. Синхронность рифтогенеза на удаленных территориях, вплоть до существования глобальных импульсов и эпох, также служит аргументом в пользу пассивной модели. Этот вопрос специально в статье не рассматривается, но для пояснения мысли некоторые иллюстрации полезно привести.

Анализируя процесс распада Пангеи в интервале времени от позднего палеозоя до раннего мела, В.Г. Казьмин пришел к выводу, что для этой эпохи характерна синхронность, может быть, глобальность, рифтогенеза на огромных площадях. Это, по его мнению [9] и по мнению автора данной статьи, заставляет сомневаться в автономности происхождения отдельных рифтов; предположение о возможности синхронного развития множества удаленных диапиров представляется маловероятным.

Еще один пример – активизация рифтогенеза в фамене, которая фиксируется в самых разных тектонических провинциях Евразии, удаленных одна от другой на тысячи километров: Казахстан, Тянь-Шань, Восточно-Европейская, Сибирская,

Южно-Китайская платформы, Омолонский массив [1].

Синхронность рифтогенеза в глобальном масштабе, а также его корреляция с другими тектоническими явлениями на примере девонской истории континентов и эпохи новейшей (позднекайнозойской) активизации была рассмотрена в публикациях автора [13–15]. С тех пор получены новые данные, показывающие необходимость уточнения и ревизии многих деталей тогдашних выводов. Но принципиальных результатов исследования они не задевают. Полученные тогда выводы в основе своей остаются в силе и могут служить подтверждением тезиса о синхронности (с определенной точностью) проявлений рифтогенеза в глобальном масштабе.

Эти данные по корреляции проявлений рифтогенеза находят простое объяснение в пассивной модели: они могут рассматриваться как результат действия на литосферу или земную кору сил, возникающих за счет глобальных геодинамических процессов в определенные периоды времени. Представить же возможность первичного синхронного развития диапиров, разбросанных по разным континентам, значительно сложнее.

Таким образом, приведенный здесь материал и соображения служат аргументом в пользу пассивной модели рифтогенеза. Адаптация их к модели активного рифтогенеза требует, как кажется, достаточно изоощренных усилий, и неясно, могут ли они увенчаться успехом. Вместе с тем нельзя отвергать и соображения тех авторов, в том числе указанных выше [53], которые ищут пути согласования данных концепций. Но необходимо подчеркнуть, что многие при этом упускают из виду, что смысл рассматриваемых моделей состоит не в том, как (по какому механизму) функционирует рифтовая структура в процессе своей эволюции, а только в том, как рифт возникает, что первично. Приоритет, отдаваемый пассивной модели, – это лишь признание того, что сам по себе прогрев коры, связанный с астенолитом, плюмом, не приводит к возникновению рифта, если отсутствуют внешние растягивающие усилия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 99-05-65366, 00-15-98531.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других районов Евразии. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 6. С. 9–23.
2. Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л. Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1997. № 3. С. 31–40.
3. Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф. Тектоническое строение Кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.
4. Гарецкий Р.Г. Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16–28.
5. Гарецкий Р.Г., Каженов В.Я., Николаев В.Г. Сравнительный анализ истории тектонического развития Припятского, Центрально-Североморского и Байкальского грабенов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 5–12.
6. Гарецкий Р. Г., Клушин С. В. Листрические разрывы в Припятском прогибе // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48–60.
7. Грачев А.Ф., Девяткин Е.В. Предрифтовый тектонический режим // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 4–10.
8. Иванов С.Н., Коротеев В.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Эволюция рифтовых систем Урала // Тектонические процессы. М.: Наука. 1989. С. 154–163.
9. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.
10. Казьмин В.Г. Покровные базальты и рифты // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 6. С. 3–14.
11. Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформация запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
12. Леви К.Г., Аржанников А.В., Буддо В.Ю. и др. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10–20.
13. Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. № 2. С. 3–18.
14. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 200 с.
15. Леонов Ю.Г. Глобальные орогенетические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза // Пробл. глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. Тр. ГИН. Вып. 340. С. 33–71.
16. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
17. Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3–23.
18. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
19. Ляшкевич З.М. Эволюция магматизма в коровых рифтах // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Докл. советских геологов на 28-ой сессии МГК. М.: Наука, 1989. С. 157–166.
20. Малич Н.С., Гринсон А.С., Туганова Е.В., Чернышев Н.М. Рифтогенез Сибирской платформы // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 184–193.
21. Малкин Б.В., Шеменда А.И. О механизме континентального рифтогенеза. Геотектоника. 1989. № 5. С. 24–37.

22. *Маслов А.В.* Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. Екатеринбург: Ин-т. геологии и геохимии УрО РАН, 1994. 162 с.
23. *Милановский Е.Е.* Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии // Вестн. МГУ. Геология. № 1. 1969. С. 3–21.
24. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
25. *Милановский Е.Е.* Геология СССР. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
26. *Мирлин Е.Г.* Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Наука, 1985. 248 с.
27. *Моралев В.М., Балувев А.С., Глуховский М.З., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Структурное положение проявлений среднепалеозойского магматизма на Восточно-Европейской платформе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 16–27.
28. *Николаев В.Г.* Внутриплитные и межплитные рифтовые структуры // Внутриплитные явления в земной коре. Москва: Наука, 1988. С. 103–118.
29. *Развальяев А.В.* Эндогенные режимы, предшествующие рифтогенезу // Геотектоника. 1979. № 6. С. 32–41.
30. *Расказов 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.
31. *Рундквист Д.В., Соболев П.О., Ряховский В.М.* Отражение активности различных типов разломов Байкальской рифтовой зоны в сейсмичности // Докл. РАН. 1999. Т. 36. № 6. С. 823–825.
32. *Соборнов К.О., Хацкель М.Л.* Геодинамическая эволюция Донецкого складчатого сооружения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 154–158.
33. *Хаин В.Е.* Региональная тектоника. М.: Недра, 1979. 370 с.
34. *Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д.* Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. СПб. Изд-ие ВСЕГЕИ, 1995. 48 с.
35. *Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Михайлов М.В., Беляев Г.А., Якобсон К.Э., Козлова Н.А.* Рифейские авлакогены севера Русской платформы // Сов. геология. 1991. № 7. С. 49–58.
36. *Atchuta Rao D., Ram Dadu H.V., Sivakumar Sinha G.D.J.* Crustal structure associated with Gondwana graben across the Narmada-Son lineament in India // Tectonophys. 1992. V. 212. P. 163–172.
37. *Beauchamp W., Barazangi M., Demnati A., El Alji M.* Intracontinental Rifting and Inversion, Missouri Basin and Atlas Mountains, Morocco // AAPG Bull. 1996. V. 80. № 9. P. 1459–1482.
38. *Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbachev R., Orlyuk M.I.* Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European craton: geology and geophysics // Tectonophys. 1996. V. 268. P. 1–21.
39. *Cabezas P.* Les Montagnes Rocheuses meridionales et Rift du Rio Grande // BCREDP. 1989. V. 13. P. 231–244.
40. *Cair A.* Interpretation unitaire des fosses Limagnes, de la Bresse et du Rhin // C. R. Acad. Sc. Paris. Serie D. 1977. T. 285. P. 1279–1281.
41. *Chorowicz J.* Dynamics of the different basin-types in the East African Rift // Journ. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 271–282.
42. *Choubey V.D.* Narmada-Son Lineament: Fundamental Tectonic Zone of Peninsular India // Int. Geol. Congr. Abstr. 1989. V. 1. P. 287–288.
43. Continental rifts: evolution, structure, tectonics (Ed. Olsen K.H.) Elsevier. 1995. 465 p.
44. *Etheridge M.A.* On the reactivation of extensional fault systems // Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A. 1986. V. 317. № 1539. P. 179–194.
45. *Flannery J.W., Rosendahl B.R.* The seismic stratigraphy of the Lake Malawi, Africa: implications for interpreting geological processes in lacustrine rifts // Journ. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 3. P. 519–548.
46. *Friedmann S.J., Burbank D.W.* Rift basins and supradetachment basins: intracontinental extensional end-members // Basin Research. 1995. V. 7. № 2. P. 109–127.
47. *Galetsky L.S., Shevchenko T.P., Khristophorova M.V., Naumenko U.Z.* Inherited development and metallogeny of the East European platform riftogenic-aulacogenic structures // Геол. журн. 1995. № 1. С. 69–73.
48. *Hinze W.J., Allen D.J., Fox A.J. et al.* Geophysical investigations and crustal structure of the North American Midcontinent Rift system // Tectonophys. 1992. V. 213. P. 17–32.
49. *Hynes A.* Two-stage rifting of Pangea by two different mechanisms // Geology. 1990. V. 18. N 4. P. 323–326.
50. *Illies J.H.* Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben // Oberrhein. Geol. Abh. 1974. V. 23. P. 1–24.
51. *Illies J.H., Greiner G.* Rhinegraben and the Alpine system // Geol. Soc. Am. Bull. 1978. V. 89. P. 770–782.
52. *Jones C.H., Wernicke B.P., Farmer G.L. et al.* Variations across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province, Western USA // Tectonophys. 1992. V. 213. P. 57–96.
53. *Khain V.Ye.* The role of rifting in the evolution of the Earth's crust // Tectonophys. 1992. V. 215. P. 1–7.
54. *Levi K.G., Balla Z.* Kinematics of the opening of the Baikal Rift: new ideas // Intern. Workshop "Continental rift tectonics and evolution of sedimentary basins" // INTAS project. Novosibirsk. 1996. P. 31–31.
55. *Morley C.K.* Extension, detachments, and sedimentation in continental rifts (with particular reference to East Africa) // Tectonics. 1989. V. 8. № 6. С. 1175–1192.
56. *Qureshy M.N., Iqballudin M.* A review of the geophysical constraints in modelling the Gondwana crust in India // Tectonophys. 1992. V. 212. № 6. P. 141–151.
57. *Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to east Africa // Annual Rev. Earth and Planet. Sci. 1987. V. 15. P. 445–503.

58. *Sengör A.M.C.* Sedimentation and Tectonics of Fossil Rifts // *Tect. of Sedimentary Basins / Eds C.J. Busby, R.V. Ingersoll.* Toronto–New York: Blackwell Sci. 1995. P. 53–117.
59. *Sherman S.I., Gladkov A.S.* Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // *Tectonophys.* 1999. V. 308. P. 133–142.
60. *Tommasi A., Vauchez A.* Continental-scale heterogeneities and complex intraplate tectono-metamorphic patterns: insights from a case-study and numerical models // *Tectonophys.* 1997. V. 279. P. 327–350.
61. *Van Schmus W.R.* Tectonic setting of the Midcontinent Rift system // *Tectonophys.* 1992. V. 213. P. 1–15.
62. *Withjack M.O., Schlische R.W., Olsen P.E.* Diachronous Rifting, Drifting, and Inversion on the Passive Margin of Central Eastern North America: an Analog for Other Passive Margins // *AAPG Bull.* 1998. V. 82. № 5A. P. 817–835.

Continental Rifting: Modern Views, Problems, and Decisions

Yu. G. Leonov

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

Abstract—The topics discussed in this paper are (a) the potential identity between present-day and fossil rifts; (b) the duration of a paleorift formation history; (c) the role of shearing in rift belts, most of which are zones of concentration of not only extension but also of shearing, being intraplate shear zones or transform plate boundaries; (d) the role of pre-rift phenomena and regimes in the formation of rifting although their genetic association with rifting is often doubtful, they produced zones of structural weakness to localize a rift when it was formed by outer forces; and (e) the role of inheritance, its expression being the influence of the earlier-generated structures on rift location and on tectonic deformation in the course of post-rifting evolution. In further elaboration of Friedmann and Burbank's views [46], it is suggested that rifting may evolve according to one of the following two scenarios (series): (1) continental rift—highly extended terranes and (2) continental rift—oceanic rift. A characteristic feature of the first series is a lack of continental crustal breakup regardless of the size of extension; the second series leads to continental crustal breakup and to the transition of a continental rift to an oceanic one. Without laying claim to an ultimate choice between a passive and active rifting model, it is emphasized that the properties of rifts discussed in this paper agree with the passive rifting model and poorly fit the active model.

УДК 551.24+552.11(470.5)

ПРОЯВЛЕНИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА В УРАЛЬСКОМ ПАЛЕООКЕАНЕ

© 2001 г. В. В. Бочкарев, К. С. Иванов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург 620151, Почтовый пер., 7

Поступила в редакцию 12.07.99 г.

Специфические проявления внутриплитного магматизма океанических плато – реликты вулканических морских гор выявлены в офиолитовых аллохтонах Сакмарской и Уфимско-Нязепетровской зон западного склона Урала, а также в пределах его Главной сутуры в составе аккреционного клина силурийской и девонской островодужных систем. Наиболее известные из этих проявлений, эмские высококалиевые субщелочные базальтоиды чанчарского комплекса Сакмарской зоны, ранее считались продуктами зрелой силурийской островной дуги, хотя такому заключению противоречили ассоциация с толеитами MORB-типа и конденсированными кремнистыми накоплениями широкого возрастного диапазона (ордовик–живет), а также отсутствие собственно островодужных известково-щелочных магматитов в их геологическом окружении. По геологическим, петро- и геохимическим данным эмские магматиты чанчарского комплекса и его аналоги сопоставимы с щелочными и субщелочными вулканическими породами банки Горриндж в Атлантическом океане, которая по механизму магомгенерации принадлежит к типу морских гор на периферии мантийного плюма (Азорского горячего поля мантии). Состав вулканитов в подобных условиях определяется “эффектом опробования” и в большой степени зависит от “точечных” неоднородностей мантийного субстрата. Предполагается, что щитовые палеопостройки эмских калиевых субщелочных пород Сакмарской зоны – это реликты морской горы или цепи гор на океаническом плато, возникших над периферической частью мантийного плюма в участке сгуживания океанической коры и фрагментов более древних континентальных образований, что и определило обогащение исходных щелочно-базальтоидных расплавов калием и водой. Вертикальная фациальная зональность вулканогенных пород чанчарского комплекса, подмеченная предыдущими исследователями, хорошо объясняется глубоководным характером начальных фаз вулканизма. Пока столб воды в океане уравновешивал внутреннее давление растворенных летучих компонентов магмы, изливались подушечные лавы синхронно с накоплением кремнистых осадков. С ростом щитовой постройки над дном океана давление нагрузки падало, излияния лав сменялись взрывными продуктами и известняковой “надстройкой”, как это происходит и в современных вулканах на океанических плато.

ВВЕДЕНИЕ

Понятие “магматизм горячих полей” или “горячих точек”, проявления которого свойственны внутриплитным обстановкам, является новым для уральских палеореконокструкций. В отличие от производных дивергентного или конвергентного режимов, формирование этих магматитов не связано с взаимодействием литосферных плит и их границами. Предполагается, что оно инициировано энергией плюмов, поднимающихся из глубоких горизонтов нижней мантии. Современными проявлениями подобного магматизма считаются океанические острова, трубки взрыва на материковых плитах и т.д. Идея впервые высказана Дж. Вилсоном [40], который предположил, что Гавайские острова образовались вследствие прохождения океанической плиты над фиксированной горячей точкой в мантии. Развивая эту идею, В. Морган [36] показал, что вулканизм горячих точек позволяет вычислить скорость движения плит и

абсолютное расстояние их перемещения. Геохимические различия состава базальтов MORB-типа (срединно-океанических хребтов) и OIB-типа (океанических островов) впервые исследовал Дж. Шиллинг [30], предположивший, что базальтоиды океанических островов могут быть результатом более глубоких выделок из недеплетированного мантийного вещества, в отличие от толеитов срединно-океанических хребтов. Дальнейшие исследования показали, что для выплавки больших объемов базальтов OIB-типа недостаточно примитивного мантийного материала, так как для получения из него обогащенных базальтов океанических островов и океанических гор требуется очень малая степень плавления, что не увязывается с наблюдаемыми их объемами. Так появилась модель литосферного рециклинга, объясняющего дифференциацию и метасоматическое обогащение мантии [34]. Согласно этой модели, возмущающим источником внутреннего неравновесия плюмов и неравномерного метасоматоза

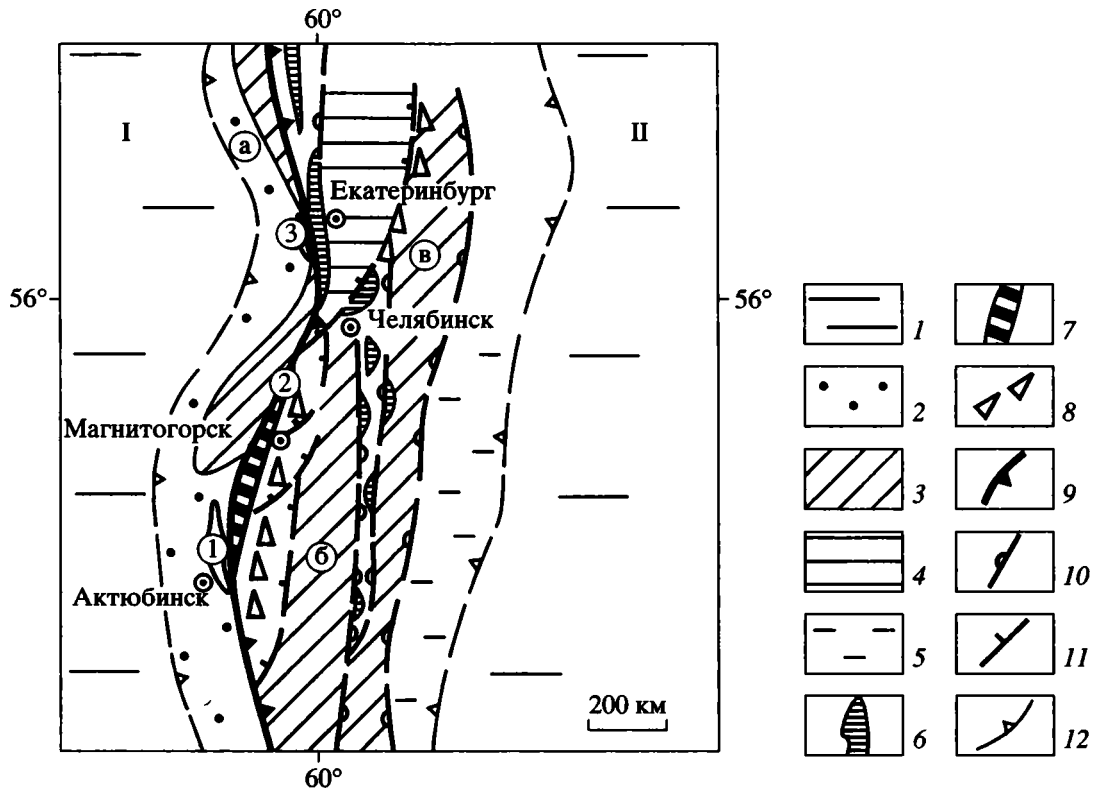


Рис. 1. Проявления внутриплитного океанического магматизма в структуре Уральского складчатого пояса.

1 – Восточно-Европейская (I) и Казахстано-Тянь-Шаньская (II) континентальные плиты; 2 – осадочные комплексы пассивной окраины Уральского палеоокеана и Предуральского прогиба; 3 – микроконтиненты: Центрально-Уральский (а), Восточно-Уральский (б) и Зауральский (в); 4 – Восточно-Уральский микроконтинент под аллохтонами девонских островодужных комплексов; 5 – раздробленный край казахстанид под отложениями краевого вулcano-плутонического пояса (С₁₋₂); 6 – наиболее крупные террейны зрелой силурийской (Тагильской) островной дуги; 7 – реликты барьерной зоны внешней (Ирендыкской) девонской островной дуги; 8 – внутренняя (Восточно-Магнитогорская) девонская островная дуга; 9 – Главная сutura Урала, зона сочленения активной и пассивной палеоокраин; 10, 11 – сутурные зоны коллизии островная дуга – континент: 10 – раннедевонской; 11 – поздневизейской; 12 – границы Уральского складчатого пояса. Цифрами в кружках обозначены места проявления внутриплитного океанического магматизма: 1 – эмские калиевые субщелочные породы в аллохтонах Сакмарской зоны, 2 – раннедевонские лейцитовые тефриты в Главной сутуре Урала среди океанических толеитов поляковского комплекса ордовикского возраста, 3 – раннедевонские субщелочные породы в Бардымско-Нязепетровском аллохтоне.

мантийного вещества является поглощенная в зонах субдукции океаническая кора.

Сравнительное изучение геохимии изотопов и малых элементов-примесей, проведенное для базальтов MORB-типа, океанических островов Гавайского типа и одиночных морских гор показало, что мантийные неоднородности сглаживаются, усредняются при высокой степени плавления над термальными диапирами в условиях срединно-океанических хребтов, а также над вещественно-термальными диапирами, порождающими магматизм океанических островов и архипелагов [42]. Одиночные морские горы на склонах срединно-океанических хребтов и на океанических плато более разнообразны и индивидуальны по составу, который варьирует от MORB-типа до щелочных базальтов. Вариации химизма отражают “точеч-

ные” различия вещества мантии (“sampling”, “эффект опробования”). Гигантские постройки островных архипелагов (Гоф, Тристан-да-Кунья, Гавайские, Азорские, Канарские острова и др.), которые поднимаются над уровнем океанических плато на высоту 3–5 км и более, сложены в основном объеме толеитами океанических островов и лишь в привершинной части – К-На субщелочными и щелочными вулканитами. В морских горах (seamounts), размеры которых значительно меньше океанических островов, специфические ранние толеиты (OIB-типа) могут отсутствовать. Известный пример морских гор – Каролинские. Их щитовые постройки расположены на тихоокеанском абиссальном плато и сложены гавайитами, муджиеритами и бенморейтами, а постэрозионные вулканиты, залегающие выше уровня океа-

на, представлены базанитами. Островки расположены на периферии гавайского горячего поля, и вулканизм их рассматривается как результат затухания активности гавайского мантийного плюма [35].

Если островные архипелаги являются несубдуцируемым элементом океанической литосферы, то цепочки и россыпь морских гор, достигнув зоны субдукции, поглощаются вместе с несущей океанической плитой и частично становятся фрагментами аккреционного клина. Ярким примером служит детально изученная Луисвильская цепь морских гор перед фронтом островной дуги Тонга [38]. Сейсмическими методами прослежены глубинные флуктуации в аккреционной призме островной дуги на продолжении линейной цепи морских гор, а геохимическими методами оценен вклад ОИВ-вещества в магматические задуговые продукты. Аналогичная ситуация выявлена на фронте Японской островной дуги, в северной части желоба на стыке с Курильской [41], где вдавливание морской горы в осадки аккреционной призмы обусловило изгиб зоны субдукции в сторону континента.

К проблемам внутриплитного магматизма горячих точек неоднократно обращались Л.П. Зоненшайн и М.И. Кузьмин [9, 10, 18] при реконструкции палеоокеанов и движения материков, а также В.В. Ярмолук, В.Г. Иванов, В.И. Коваленко [32, 33], описавшие проявления внутриплитного магматизма горячей точки в условиях континента (Монголия, Забайкалье). На Урале внутриплитные образования типа эпиокеанической горячей точки впервые предметно обсуждались применительно к калиевым субщелочным магматитам раннего девона Сакмарской зоны [2]. Позже для этого и других сходных объектов было высказано предположение, что магматиты эпиокеанических горячих точек могли сохраниться на Урале в пределах Главной сутуры, поглотившей океаническую кору, и в аллохтонах на западном склоне [31]. В отличие от океанического, континентальный магматизм горячих точек мог проявиться как в доуралидах, так и в условиях неоплатформы в мезозое.

В статье на основе детального изучения субщелочного магматизма Сакмарской зоны Южного Урала и более северных районов приводятся доказательства проявления мантийной горячей точки под Уральским палеоокеаном (рис. 1, 2).

СУБЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

Наиболее крупные выходы калиевых субщелочных базальтоидов (чанчарский комплекс) расположены в междуречье рек Домбар и Анчар на юге Сакмарской зоны (см. рис. 2), где они просле-

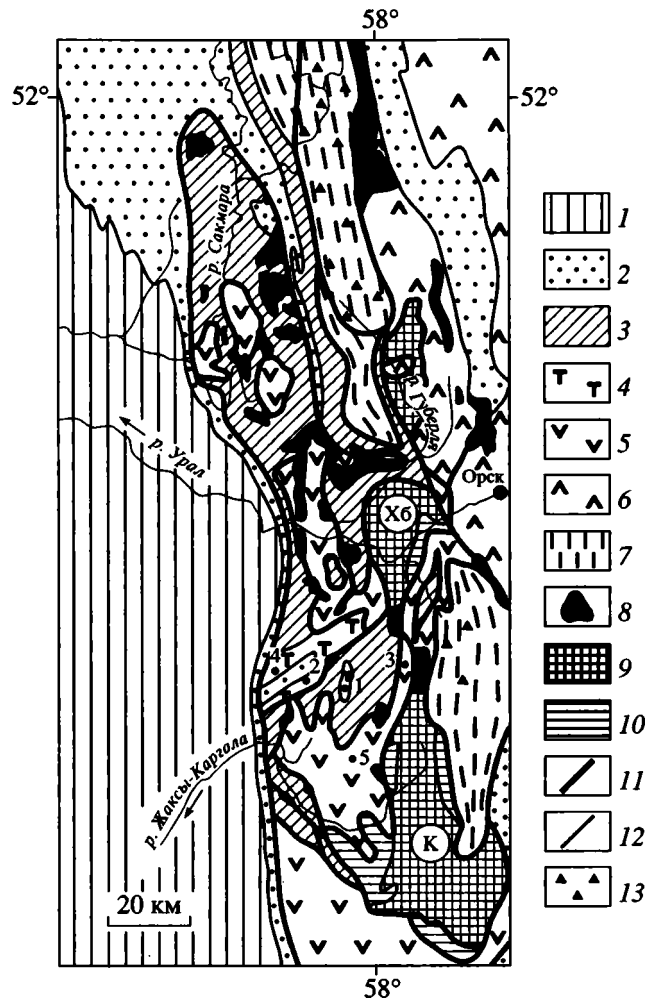


Рис. 2. Геологическая позиция Сакмарского аллохтона на западном склоне Южного Урала [по 28 с изменениями].

1 – карбонатные толщи, флиш и моласса (C₁–P) Предуральского прогиба; 2 – граувакковый флиш преддугья (зилаирская серия, D₃–C₁); 3 – кремнистые отложения Сакмарского аллохтона (O–C₁); 4 – субщелочные базальтоиды эмса; 5 – толеиты MORB типа (O₂–D₂), гавайиты и трахириолиты (O₁); 6 – вулканогенные толщи Западно-Магнитогорской юной дуги (D_{1,2}); 7–10 – аккреционная призма девонской островной дуги: 7 – PR₃–PZ₁, метаморфические толщи, 8 – меланжированные серпентиниты, 9 – дуниты, гардбургиты Хабарнинского (Х6) и Кемпирсайского (К) массивов, 10 – габброиды, амфиболиты; 11 – разрывные нарушения; 12 – геологические границы; 13 – зоны глаукофансланцевого метаморфизма (максютковский комплекс). Цифрами обозначены описанные проявления внутриплитного субщелочного магматизма: 1–4 – долины рек: 1 – Тарангул, 2 – Анчар и Медес (правые притоки р. Жаксы-Каргала), (рис. 7), 3 – Айтпайки, Куагач и Егенды (Велихровский мондогобросиенитовый массив), 4 – Домбар (одноименный сиенитовый массив); 5 – гавайиты Шандинского проявления агатов.

живаются в виде субмеридиональной серии пластин длиной 10–15 км при ширине 1–2.5 км. Впервые они упоминаются в работе Н.И. Леоненко [20]; В.Г. Кориневский [17] отметил их своеобразие и предложил для высококальциевых базальтоидов название “чанчариты” (по р. Анчар). Их возраст он датировал поздним эйфелем. Позже К.С. Иванов и В.Н. Пучков [14, 16] уточнили возраст чанчаритов – конец раннего девона, эмс. В последние годы получены дополнительные данные о времени формирования вулканитов чанчарского комплекса и их комагматов – монцогаббро и сиенитов Велиховского массива. Последний имеет активный интрузивный контакт с велиховской осадочной толщей черных мраморов, серых мраморизованных известняков, фтанитов и углисто-кремнистых сланцев. Заключения об их возрасте варьировали от ордовика до раннего девона. Нами в черных мраморах в 400 м выше устья оврага, впадающего в р. Айтпайку справа сразу ниже деревни Велиховка, найден конодонт *Polygnathus gronbergi* Klap. et Johns. (зональный вид раннего эмса). В субширотном разрезе по правому притоку р. Медес (см. рис. 2) дайки пироксен-плаггиоклазовых трахиандезитов (шошонитов) прорывают толщу, образованную хаотически нагроможденными обломками и глыбами. Среди них преобладают известняки (около 50 % объема толщи) и серые, реже черные кремни (до 40 %). В обломках криноидных известняков обнаружены конодонты *Polygnathus nothoperbonus* Mawson, *Ozarkodina prolata* Mawson, *Belodella triangularis* (Stauffer) и другие, которые относятся к зоне *nothoperbonus* эмса. Описанная толща перекрывается серыми кремнями мощностью 7–8 м. Дайки их не пересекают. В кремнях собраны многочисленные конодонты *Polygnathus serotinus* Telf., *P. ex gr. linguiformis* Hinde (aff. *bulynecki* Wedd.), *Ozarkodina prolata* Mawson и другие, т.е. зональный комплекс *serotinus* позднего эмса. Таким образом, дайки чанчарского комплекса прорывают обломочную толщу, где наиболее молодая фауна в обломках отвечает зоне *Polygnathus nothoperbonus*, и перекрыты кремнями с конодонтами зоны *Polygnathus serotinus*. Зоны *P. gronbergi* и *P. serotinus* разделены между собой одной конодонтовой зоной *Polygnathus inversus*, очевидно, одновозрастной вулканитам чанчарского комплекса. Не исключено, что формирование калиевых субщелочных пород по времени частично совпадало также и с образованием смежных зон *P. gronbergi* и *P. serotinus*.

Палеотектоническая позиция чанчаритов до сих пор остается спорной, так как появление субщелочных магматитов в эмсе на западном склоне Урала трудно увязать как с малыми циклами сторонников геосинклинали теории, так и с циклом Уилсона плитотектонистов. Первые соотносят этот вулканизм с “процессами отраженной геосинклинали активизации” [19, с. 31], вторые –

с конвергентным островодужным режимом. Не останавливаясь на первой точке зрения, обсудим вторую версию.

Известно, что в современных островных дугах калиевый субщелочной магматизм появляется лишь на зрелых стадиях их развития, после завершения толеитового и известково-щелочного магматизма. Сходные магматиты шошонит-абсарокитовой и монцогаббро-сиенитовой формаций на Урале в силурийской островной дуге проявились на границе силура и девона, в прижидолии-лохкове. Им предшествовал длительный и мощный островодужный вулканизм силура: сначала толеитовый, затем К-Na и калиевый известково-щелочной (кабанский, павдинский, именновский комплексы и их аналоги). В силуре Сакмарской зоны подобных магматических комплексов не обнаружено. Лишь в северной (медногорско-блявинской) ее части выявлены натриевые низкотитанистые толеитовые базальты, андезиты и риолиты среднего ордовика [13] или раннего силура [26], считающиеся островодужными. Однако впервые описавшие их А.Н. Заварицкий [6] и В.А. Заварицкий [7] относили эту серию к спилит-кератоспилит-кератофировой, а не к базальт-андезит-дацитовой. Именно на примере Блявинского рудного поля А.Н. Заварицкий сделал предположение об отложении сульфидов на океанском дне и современная дифференцированная толеитовых серий и колчеданной минерализации необходимым и достаточным условием является режим низкоскоростного спрединга коры океанического типа [21, 39].

Таким образом, маловероятно, что чанчариты являются образованиями силурийской (Тагильской) островной дуги.

В структуре девонской островной дуги, комплексы которой слагают значительную часть восточного склона Южного Урала, субщелочные магматиты широко проявились лишь с начала фамена и известны в Шелудивых горах (у пос. Сухтели), в Верхнеуральском, Домбаровском районах – в тылу внутренней (Восточно-Магнитогорской), зрелой островной дуги [31]. Внешняя юная дуга этой девонской островодужной системы представлена Ирендыкским хребтом. Выходы чанчаритов (и вся Сакмарская зона) находятся к западу от него и от Главной сутуры (места поглощения палеоокеанической литосферной плиты), т.е. с океанической стороны девонской островной дуги (см. рис. 1). В эмсе эта дуга только зародилась как юный надсубдукционный вулканический пояс. Здесь в это время шло накопление инициальных натриевых толеитов и натриевых известково-щелочных базальтов, условий для возникновения субщелочного магматизма еще не было.

Геологическая позиция раннедевонских калиевых субщелочных магматитов Сакмарской зоны наиболее корректно сопоставима с позицией современных морских гор на океанических плато, что позволяет предполагать и сходный геодинамический режим их формирования. Установлено, что пакет тектонических пластин и чешуй Сакмарского аллохтона (см. рис. 2) в числе главных компонентов включает конденсированные толщи известково-кремнисто-глинистых абиссальных осадков в возрастном диапазоне от ордовика до франа, толеиты океанического типа (от среднего ордовика до живета включительно), серпентиниты, офиолитовые габбро, а также аркозовые песчаники, риолитовые туфы и туффиты, лавы К-На субщелочных базальтоидов раннего ордовика [14, 16, 24, 28 и др.]. Ассоциация вулканитов ОИВ-типа, океанических толеитов и кремнистых осадков является одним из важных диагностических признаков при реконструкциях следа внутриплитной эпокеокеанической горячей точки в древних комплексах пород [3, 9, 10 и др.].

Комплексы геологического окружения

В процессе изучения калиевых субщелочных магматитов Сакмарской зоны нами уделялось пристальное внимание их геологическому окружению, поскольку именно оно позволяет восстановить обстановку образования продуктов магматизма. Непосредственно с чанчаритами пространственно связаны редкие пласты яшм с конодонтами эмса, т.е. вулканизм сначала был довольно глубоководным. Среди осадочных образований близкого возраста (в отдаленном окружении) присутствуют зеленоватые и пестрые кремни кызылфлотской толщи (лудлов-живет) и олистоплаки рифовых шандинских известняков [14]. Магматические породы, предшествовавшие чанчаритам, изучались нами в обрамлении комагматического им Велиховского эссексит-сиенитового массива, а также к западу от Кемпирсайского гипербазитового массива (раннеордовикские миндалекаменные базальтоиды Шандинского проявления агатов).

В обрамлении Велиховского массива, породы которого, по общему признанию, являются комагматами чанчаритов, в селе Рождественка на р. Егенды и у фермы Чкаловская на р. Куагач обнаружен комплекс параллельных диабазовых даек. Он уверенно диагностируется макроскопически, но микроструктуры в афировых диабазах стерты амфиболитизацией и ороговикованием в термальном ореоле массива. Междайковые скриньи на р. Куагач представлены офиолитовыми (безмагнетитовыми, анортитовыми, высокоглиноземистыми) габбро. Химический состав диабазов, несмотря на термальный метаморфизм, близок к N-MORB-типу: умеренно повышенное содержа-

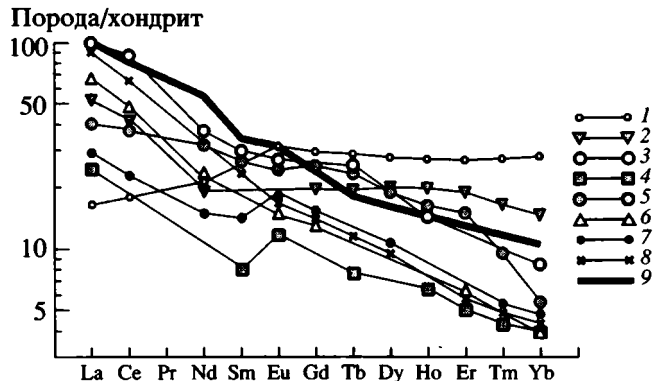


Рис. 3. Нормированное по хондриту [37] содержание РЗЭ в магматических породах Сакмарской зоны и их аналогах.

1 – диабаз (С-117) из комплекса параллельных даек, р. Куагач (см. рис. 2); 2 – гавайит (С-112), миндалекаменная лава (O₁), Шандинское проявление агатов; 3 – тефрит (С-155), миндалекаменная лава, водораздел рек Анчар и Тарангул (см. рис. 2); 4 – абсарокит (С-83), подушечная лава (D_{1e}), р. Анчар (см. рис. 7); 5 – шошонит (С-30), подушечная лава (D_{1e}), р. Тарангул; 6 – латит (С-44), агломератовый туф (D_{1e}), руч. Курсасай (см. рис. 4); 7 – чанчарит (С-70), околожерловая брекчия (D_{1e}), р. Анчар (см. рис. 7); 8 – кварцевый сиенит, Велиховский массив (D_{1e}), р. Айтпайка (см. рис. 2); 9 – щелочные базальты Азорских островов [18].

ние титана, низкое – фосфора, высокое содержание марганца, ванадия, хрома, низкая концентрация глинозема, щелочей (особенно калия), рубидия и стронция, характерный профиль фракционирования лантаноидов с дефицитом LREE (рис. 3). Возраст даек не ясен, но эффузивные толеиты аналогичного химического состава в Сакмарской зоне развиты очень широко, они датированы средним ордовиком и ранним силуром, а по данным К.С. Иванова и В.Н. Пучкова [14], накапливались, как и кремни, от ордовика до живета включительно.

К вулканогенным комплексам основания чанчаритов принадлежат также лавы субщелочных миндалекаменных базальтоидов Шандинского проявления агатов, выходы которых расположены в западном обрамлении Кемпирсайского гипербазитового массива (см. рис. 2). Эти афировые породы гиалиновой структуры с обильными кристаллитами магнетита и апатита ассоциируют с пемзовыми туфами трахириодацитов и датированы тремадоком [14, 28 и др.], отвечая уровню кидрясовской свиты аркозовых песчаников и полимиктовых конгломератов. По содержанию кремнезема, титана и фосфора базальтоиды района Шандинского проявления агатов принадлежат гавайитам и относятся к К-На субщелочной серии. Содержание лантаноидов и степень их фракционирования также соответствуют этой категории

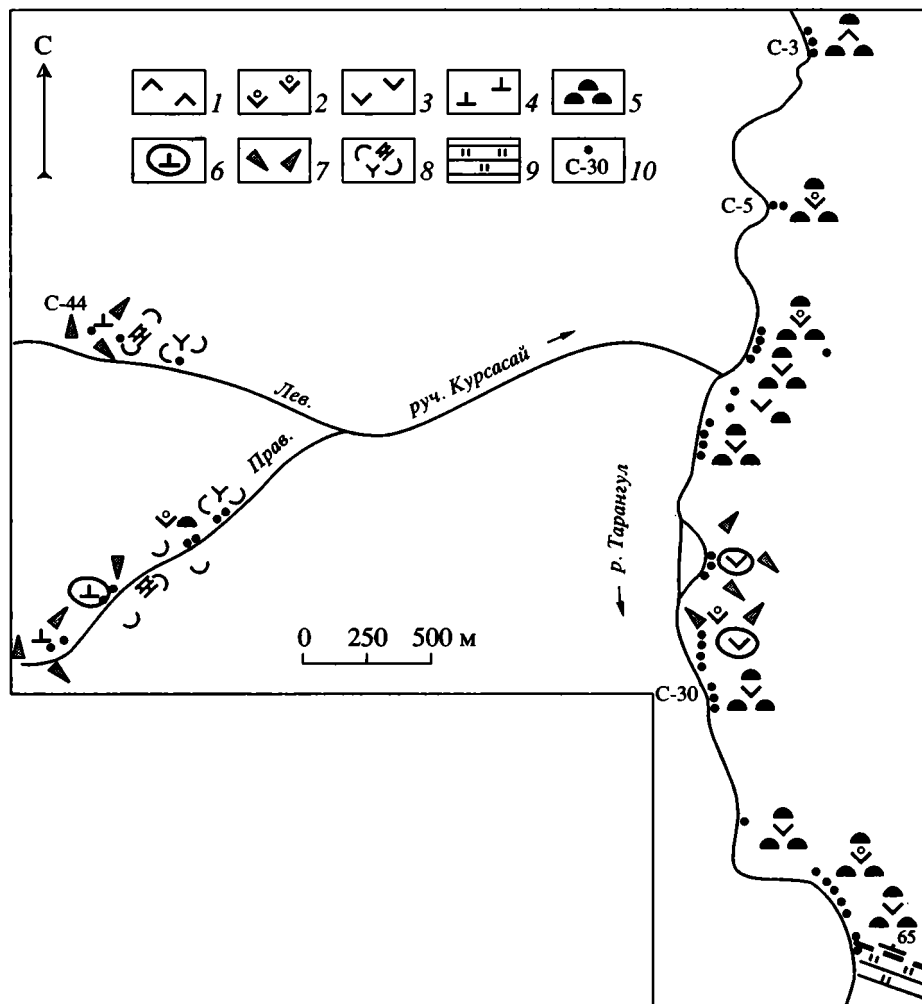


Рис. 4. Схема геологического строения долины р. Тарангул.

1–4 – калиевые субщелочные вулканы ранней фазы (D_{1e}): 1 – тефриты, 2 – абсарокиты, 3 – шошониты, 4 – латиты; 5 – лавы с подушечной отдельностью; 6 – субвулканические тела (штоки, дайки); 7 – околожерловые брекчии, агглютинаты; 8 – ксенотуфы с глыбами известняков и риолитов; 9 – кремнистые сланцы позднеэйфельского возраста; 10 – точки отбора проб и их номера. Местоположение рис. см. 1 на рис. 2.

базальтоидов (см. рис. 3), но суммарная щелочность, содержание Rb и Sr – низкие, что, по-видимому, связано с альбит-хлоритовым метаморфизмом пород. По геологической позиции и химическому составу эти вулканы близки к континентальным рифтогенным образованиям.

Калиевый субщелочной чанчарский комплекс (D_{1e})

Субщелочной эмский комплекс, локализованный в бассейнах рек Анчар, Тарангул и Домбар, не однороден и, как было подмечено уже при первых детальном исследованиях [8, 17], подразделяется на две части, отвечающие дискретным фазам вулканизма. Эффузивы ранней фазы представлены подушечными лавами, в меньшей мере –

гиалокластитами, агломератовыми туфами и субвулканическими фациями. Поздняя фаза включает собственно чанчариты взрывчатых фаций.

Разрез подушечных лав калиевых трахибазальтов ранней фазы изучался в долинах рек Тарангул, Анчар и Домбар. В долине р. Тарангул (рис. 4) установлено, что разрез наращивается с юга на север: в низовьях долины вскрыт тектонический контакт с подстилающими черными и зеленовато-серыми кремнями эйфеля, вулканы надвинуты на более молодые осадочные породы. Опробование показало, что вверх по разрезу (и по течению реки) основность вулканических пород повышается от шошонитов ($SiO_2 - 55\%$) до абсарокитов и тефритов ($SiO_2 - 40\%$), но модальным явля-

Химический состав калиевых субщелочных вулканических пород

№ пробы	C-30	C-5	C-3	C-44	C-83	C-70	C-77	C-87	Банка Горриндж			
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	53.11	49.58	41.00	62.73	50.89	57.56	56.04	56.97	52.69	57.32	46.90	57.06
TiO ₂	0.90	0.94	0.70	0.71	0.96	0.98	1.11	1.02	0.42	0.43	1.08	0.94
Al ₂ O ₃	16.62	18.06	18.30	16.16	15.68	16.88	16.64	17.31	22.96	21.35	18.90	20.00
FeO _{общ.}	9.57	9.38	9.88	5.92	8.52	6.19	5.90	5.46	3.06	2.30	3.65	2.55
MnO	0.20	0.19	0.17	0.10	0.12	0.11	0.08	0.03	0.13	0.12	0.03	0.02
MgO	4.76	3.58	5.76	2.11	5.95	2.68	2.95	2.87	0.84	1.06	7.61	4.27
CaO	7.12	3.65	7.95	4.74	3.64	1.57	2.86	1.28	1.49	1.05	1.93	3.23
Na ₂ O	2.46	5.06	1.95	3.08	2.27	4.00	3.84	2.35	5.71	3.77	1.00	1.66
K ₂ O	2.68	3.08	2.80	3.29	6.75	7.35	7.35	9.26	4.50	6.75	7.20	7.24
P ₂ O ₅	0.44	0.30	0.35	0.29	0.49	0.53	0.51	0.69	0.12	0.13	0.63	0.24
ппп	2.50	5.60	11.49	1.28	2.76	2.67	2.68	2.39	7.88	5.94	11.00	8.46
Сумма	100.39	99.43	100.35	100.44	98.04	100.55	99.98	99.64	99.80	100.22	99.93	99.67
Rb	38	38	45	88	146	198	186	128	120	220	49	42
Sr	844	751	470	720	580	490	671	240	650	1000	93	110
Cr	40	10	40	100	93	42	4	33	8	26	210	240
Ni	–	24	–	–	50	27	13	21	14	14	470	180
Co	–	34	–	–	41	7	26	19	6	4	17	14
V	150	150	140	120	150	150	160	140	–	–	–	–
Zr	–	68	–	–	37	41	68	81	880	1400	120	130
Y	–	19	–	–	21	20	21	14	24	–	–	–
Nb	–	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. 1–4 – р. Тарангул, 5–8 – р. Анчар, 9–12 – банка Горриндж в Атлантическом океане [22]; 1–3, 5 – лавы с подушечной отдельностью (ранняя фаза вулканизма): 1 – шошонит; 2, 5 – абсарокиты; 3 – тефрит; 4 – агломератовый туф латита; 6–8 – околожерловые брекчии чанчаритов (поздняя фаза вулканизма); 9, 10 – фонолиты; 11, 12 – калиевые трахибазальты. Точки отбора проб см. на рис. 4 и 7. Аналитические работы выполнены в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, рентгено-спектральным методом на СРМ-18 (оксиды, кроме Na₂O и ппп, определявшихся химическим анализом), рентгено-флюоресцентным методом на VRA-30 (Rb и Sr) и эмиссионно-спектральным методом на ДФС-30 (Cr, Ni, Co, V, Zr, Nb).

ется шошонитовый состав с 52–53% кремнезема (таблица).

Лавы содержат 20–50% вкрапленников размером 0.3–1.5 мм, редко (биотит, клинопироксен) до 4 мм. Преобладающими являются плагиоклаз (An₈₀₋₈₃) и клинопироксен. Бурый биотит и зеленовато-бурая роговая обманка с опацитовыми каймами появляются лишь в обильно порфировых разностях. Клинопироксен нередко образует овоиды из плотно соприкасающихся изометричных мелких кристаллов (0.2–0.3 мм), мономинеральные или в сростании с магнетитом. Размер овоидов (в шлифах) может превышать 5 мм. Основная масса лав в каймах подушек обладает пилотакситовой или трахитовой структурами и раскристаллизована до призматическизернистой структуры в их центральных частях. Она состоит из

среднего плагиоклаза, калиевого полевого шпата, клинопироксена, биотита, содержит магнетит и апатит. Редкие миндалины выполнены хлоритом, нонтронитом, кальцитом. В образце C-5 (центральная часть подушки) призматическизернистая основная масса шошонита содержит мелкокристаллический желтовато-бурый гранат.

Судя по порфировым структурам и присутствию мономинеральных овоидных сростков ранней кристаллической фазы (клинопироксена), магматический расплав претерпел кристаллизационную дифференциацию. Можно предполагать процесс последовательного опустошения питающей магматической камеры от апикальной к придонной частям, что объясняет повышение основности базальтоидов в завершающих лавовых потоках.

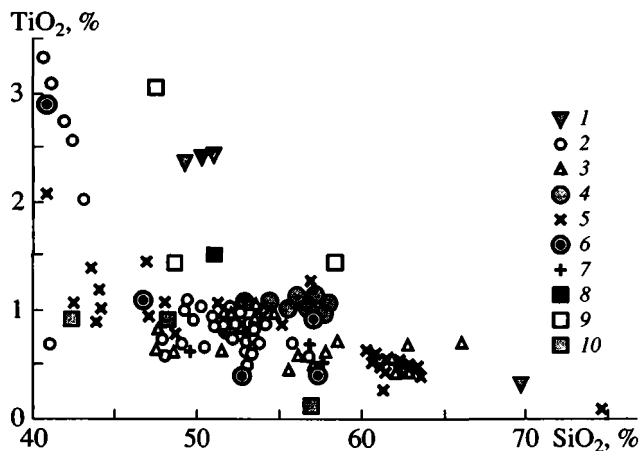


Рис. 5. Диаграмма TiO_2 – SiO_2 для субщелочных магматических пород Сакмарской зоны и их аналогов.

1 – К-На субщелочные вулканиты (O_1t) района Шандинского проявления агатов; 2–4 – калиевые субщелочные вулканиты (чанчарский комплекс, D_1e): 2 – лавовые фации (ранняя фаза), 3 – околожерловые и субвулканические фации (ранняя фаза), 4 – чанчариты (поздняя фаза); 5 – интрузивные комагматы вулканитов чанчарского комплекса (Велиховский и Думбарский массивы, D_1e); 6 – вулканиты банки Горриндж (K_2), Атлантический океан [22]; 7 – субщелочные интрузивные породы в Хабаровинском гипербазитовом массиве [27]; 8 – лейцитовый тефрит (D_1) в зоне Главной сутуры Урала (у села Поляковка) [29]; 9 – субщелочные вулканиты аптечногорского комплекса (D_1) Бардымской зоны [15]; 10 – субщелочные породы Суроямского массива [5].

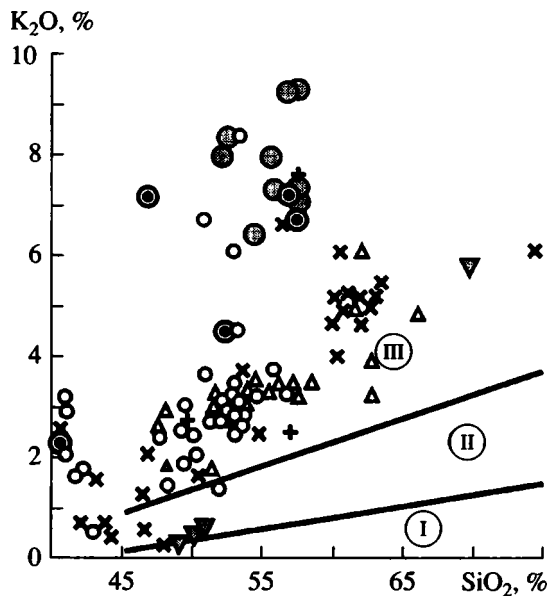


Рис. 6. Диаграмма K_2O – SiO_2 для субщелочных магматических пород Сакмарской зоны и их аналогов.

I, II, III – поля состава низко-, нормально- и высококалийевых магматических пород, соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

Серия подушечных лав венчается брекчиями сиенит-порфиров, латитов, их агглютинатами и крупнообломочными ксенотуфами с глыбами известняков и трахириолитов. На р. Тарангул в 1 км ниже устья руч. Курсасай сохранилась вулканическая жерловина (?): сближенные штоки, дайки шошонитов и латитов среди агглютинатов того же состава (см. рис. 4). Состав магматитов эксплозивных и экструзивно-субвулканических фаций варьирует, таким образом, от шошонитового до латитового (53–63% SiO_2). Минеральный состав и объем порфировой фазы в них тот же, что и в лавах, но зональные плагиоклазы беднее анортитом (Al_{73-49}). Буряя роговая обманка с опацитовыми каймами (керсутит), так же, как и биотит, присутствует постоянно и во вкрапленниках, и в основной массе пород. Обычны моно- и полиминеральные сростки кристаллов клинопироксена с магнетитом и плагиоклазом, размером 4 мм и более. Основная масса имеет трахитовую и долеритовую структуры.

В петрохимическом отношении лавы и эксплозивно-субвулканические магматиты долины р. Тарангул представляют единую серию, малотитанистую (0.6–1% TiO_2), высокостронциевую (рис. 5; см. таблицу). Соотношение K_2O и Na_2O в преобладающих шошонитах близко к единице, но с уменьшением основности породы сумма щелочей возрастает за счет калия, наиболее обогащенные им разности приближаются по составу к чанчаритам. На дискриминационных диаграммах ($K_2O + Na_2O$) – SiO_2 , K_2O – SiO_2 (рис. 6) фигуративные точки состава описываемых вулканитов ранней фазы полностью расположены в поле субщелочных калиевых пород. При относительно небольшом увеличении кремнекислотности в валовом составе заметно возрастает концентрация рубидия и снижается – стронция (от 1500 до 450 г/т). Сумма РЗЭ в лавах шошонитового состава умеренная, в латитах она заметно выше, так же, как и обогащение легкими РЗЭ (см. рис. 3).

Сходная ассоциация трахибазальтов (абсарокитов) – трахириолитов изучена в обнажениях и керне скважин на водоразделе рек Анчар и Тарангул (рис. 7). Скважина 8 на глубине 230 м вошла в серпентиниты (рис. 8). Судя по керну, вертикальная мощность базальтоидов превышает 100 м, но это не единый (монолитный) поток, а серия пластин, разделенных зонами истирания с будинами темно-серых кремней и фиолетовых афировых риолитов. Документация керна показала, что все последовательно пересекаемые вулканогенные и кремнистые толщи имеют тектонические ограничения (дресва, тектоническая глина, зеркала скольжения на обломках). В обнажениях выходы абсарокитов и трахириолитовых туфов разделены полосой темно-серых и черных кремнистых сланцев, в которых обнаружены конодонты

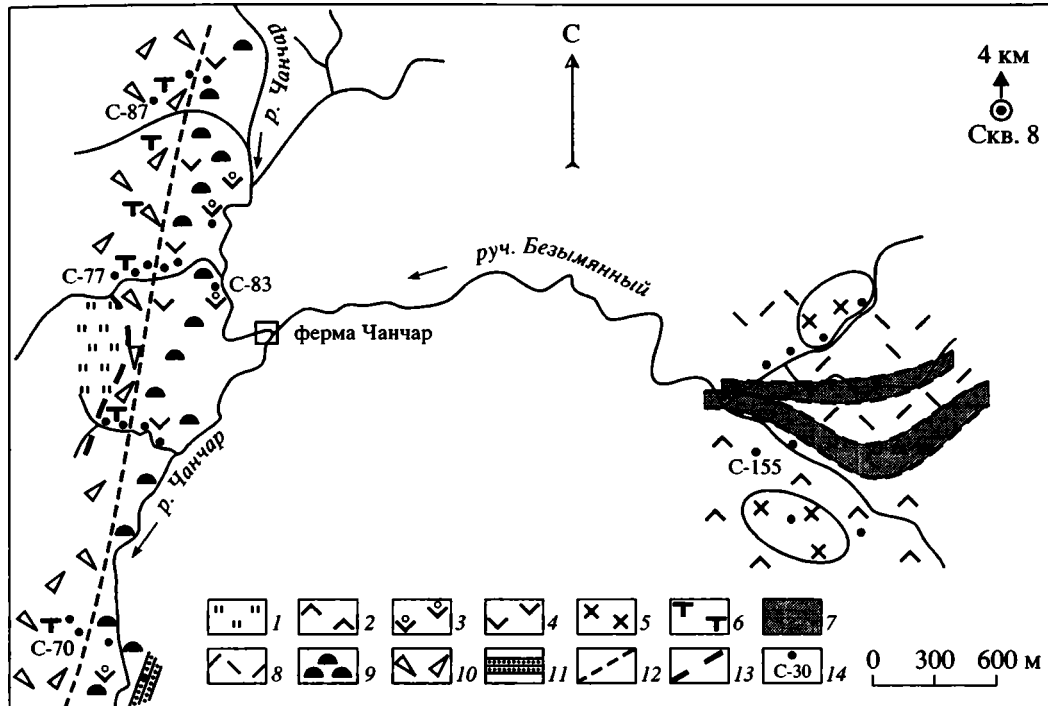


Рис. 7. Схема геологического строения долины Чанчар.

1 – кремнистые сланцы егиндинской свиты (D_3f); 2–5 – калиевые субщелочные вулканиты ранней фазы (D_1e): 2 – миндалекаменные лавы афировых тефритов, 3 – абсарокиты, 4 – шошониты, 5 – сиенит-порфиры, субвулканические шошониты; 6 – чанчариты (калиевые субщелочные вулканиты поздней фазы, D_1e); 7 – кремнистые сланцы и туффиты косистекской свиты (D_1); 8 – риолиты и риодациты; 9 – лавы с подушечной отдельностью; 10 – околожерловые брекчии, аглютинаты; 11 – слоистые туфогравелиты и туфопесчаники субщелочного состава; 12 – граница раздела ранних и поздних вулканитов чанчарского комплекса; 13 – тектонические контакты; 14 – точки отбора проб и их номера. Местоположение рис. см. на рис. 2.

силура (вблизи границы с риолитами) и ордовика – в южной части пачки со стороны базальтоидов [14]. Зная разрез скважины, можно предполагать, что кремни представляют собой тектоническую пластину среди вулканитов, фрагмент литифицированных, конденсированных кремнистых илов 1-го слоя океанической коры.

В разрезе, вскрытом долиной р. Анчар (западнее долины р. Тарангул), отчетливо обособлены цоколь, сложенный подушечными лавами шошонитового состава, и надстройка, представленная грубообломочными взрывными отложениями чанчаритов (высококалиевых базальтоидов) (см. рис. 7). Подушечные лавы по составу идентичны (и, возможно, синхронны) описанным в долине р. Тарангул (см. таблицу). Их морфология, внутренняя структура и химизм детально описаны первыми исследователями [8].

Минеральный состав и структура чанчаритов специфичны, и поэтому оправдано фактически закрепившееся за ними собственное название. Яркой их особенностью является обилие пластинок биотита в виде сноповидных, метельчатых

сростков до 5 мм в длину. Бурая роговая обманка в сростании с биотитом и кислый плагиоклаз образуют единичные вкрапленники. Санидин и ортоклаз, замещаемые анальцимом, слагают основную массу породы, в равной мере раскристаллизованную и включающую кристаллиты биотита, клинопироксена и рудного минерала. В подчиненном количестве присутствуют кислый плагиоклаз, сфен, апатит.

По содержанию калия и суммы щелочей чанчариты образуют дискретную серию, отличную от подстилающих подушечных лав (см. рис. 6). Их состав на TAS-диаграмме (total alkali – silica) тяготеет к границе полей субщелочных и щелочных магматитов. Они богаче титаном, рубидием и беднее стронцием, чем породы равной кремнекислотности ранней фазы (см. таблицу; см. рис. 5). В шошонитовых лавах р. Анчар, как и в шошонитах на р. Тарангул, сумма РЗЭ невысокая (45–110 г/т), содержание La – 9–20 г/т (см. рис. 3). В чанчаритах сумма РЗЭ достигает 200–250 г/т [8] при высокой степени фракционирования лантаноидов. Для всей серии шошонитов – чанчаритов характер-

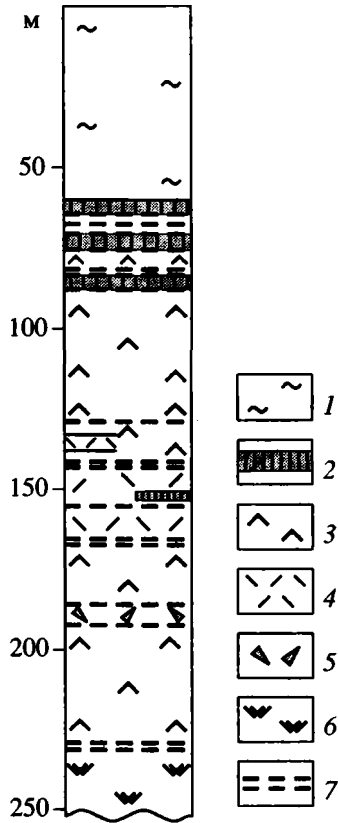


Рис. 8. Геологический разрез по скважине 8 (верховья водораздела рек Чанчар и Тарангул).

1 – делювий с обломками кремней и риолитов; 2 – кремнистые сланцы; 3 – миндалекаменные тефриты; 4 – тектоническая брекчия риолитов; 5 – гравелиты с обломками риолитов; 6 – серпентиниты; 7 – зоны разломов (тектоническая дресва и глина). Местоположение рис. см. на рис. 7.

на сравнительно низкая концентрация Nb (5–12) и Zr (45–130 г/т).

По заключению Б.П. Золотарева, М.Н. Ильинской, В.Г. Кориневского, калиевые трахиандезито-базальты Сакмарской зоны сочетают геохимические особенности океанических толеитовых серий и щелочных базальтовых [8]. Изучая вариации химического состава этих базальтоидов в объеме изолированных подушек в лавовых потоках, эти исследователи отметили возрастание содержания кремнезема и калия от закаленной каймы к раскристаллизованному ядру с одновременным снижением концентрации железа, кальция, воды. Перераспределение вещества *in situ* (в подушках) ими было распространено и на процессы глубинной дифференциации с привлечением механизма ликвации и гибридации исходных расплавов.

Нами установлено, что в объеме конкретных подушек из лавового потока шошонитов от периферии к центру происходит перераспределение щелочей и воды. Закаленная кайма богаче натрием и водой, но теряет рубидий и стронций; центральные зоны резко обогащены калием и рубидием, приближаясь по составу к чанчаритам. Однако кремнезем, титан, фосфор, редкие земли остаются инертными, не связаны с привносом – выносом калия. Отмеченная вариация состава *in situ* является свидетельством высокой подвижности щелочей и высокого первичного содержания в расплаве калия и воды, что подтверждается постоянным присутствием калий- и водосодержащих минеральных фаз (кристаллов биотита) даже в стекловатых каймах подушек и ранней кристаллизацией магнетита. Выше было отмечено, что магнетит присутствует в овоидных сростках с клинопироксенном, т.е. в первых выделениях из расплава в процессе кристаллизационной дифференциации. Необычно ранняя кристаллизация магнетита и биотита, главных концентраторов титана, могла быть причиной невысокой титанистости всей серии эмских субщелочных магматитов.

Постоянное геохимическое различие сходных по кремнекислотности калиевых субщелочных эффузивов ранней и поздней фазы, например, шошонитов и чанчаритов (см. таблицу), позволяет говорить о том, что глубинная дифференциация затрагивала широкий комплекс компонентов. Чанчариты (6–9% K_2O) при соотношении $K_2O/Na_2O > 2-3$ содержат 0.9–1.2% TiO_2 , 0.5–0.7% P_2O_5 , тогда как сиенит-порфиры и шошониты (3–4% K_2O и Na_2O) беднее титаном и фосфором (0.6% TiO_2 и 0.3% P_2O_5).

Комагматизм меланократовых калиевых габброидов (эссекситов), сиенитов и граносиенитов Велиховского и Домбарского массивов с девонскими калиевыми базальтоидами ни у кого из исследователей сомнения не вызывал [8, 17, 27], но по химическому составу эти интрузивные породы ближе всего соответствуют вулканитам ранней фазы (см. рис. 3, 5, 6). Так как интрузивные породы Велиховского массива залегают среди океанических комплексов (габбро, диабазов) и метаморфизуют их, то это окружение – первичное. Соответственно, меланократовый океанический фундамент можно предполагать и для комагматичных им субщелочных вулканитов эмса.

Интрузивные породы, аналогичные по химическому составу шошонитам и чанчаритам, т.е. продуктам ранней и поздней фаз калиевого субщелочного вулканизма, обнаружены в Хабаровинском гипербазитовом массиве [27]. Небольшие концентрически-зональные тела калиевых габбро-сиенитов и фельдшпатоидных сиенитов (Горюнский, Губерлинский, Молостовский, Придорожный массивы) формировались среди пород

офиолитовой ассоциации: габбро и океанических базальтов. Размеры массивов не превышают 0.5 км в поперечнике, они изометричные, имеют концентрически-зональное строение, структуры закалки. Слагающие их породы четко подразделяются на две фазы: клинопироксениты, калиевые габбро-нориты и монцогаббро-сиениты концентрических зон и секущие их прожилки, дайки фельдшпатоидных сиенитов и монцонитов [27, с. 27]. Первые по химическому составу аналогичны шошонитам ранней фазы субщелочного вулканизма, вторые – чанcharитам, заключительной его фазы (см. рис. 5, 6). Интрузивные породы условно датированы поздним ордовиком и соотношены с режимом “временной платформенной стабилизации”. В числе важнейших аргументов фигурирует кольцевое строение массивов, “свидетельствующее о стабильной тектонической обстановке” [27, с. 43]. Однако в позднем ордовике Сакмарской зоны имел место только океанический толеитовый вулканизм [12, 14, 26], а стабильная тектоническая обстановка, установившаяся вслед за режимом океанического спрединга по плитотектонической парадигме, хорошо соответствует внутриплитному режиму эпикоеанической горячей точки.

Формирование чанcharитов и предшествовавших им шошонитовых лав в океанической обстановке предполагалось нами изначально [2], но прямое сопоставление их с вулканогенными постройками современных океанических архипелагов (острова Гоф, Тристан-да-Кунья, Гавайские) было не вполне корректным. Отсутствие толеитов OIB-типа, которые в современных океанических островах слагают практически весь их гигантский подводный объем, требовало логического объяснения, так же, как и невысокое содержание титана и очень высокое – калия: известно, что на современных океанических островах развиты субщелочные магматиты высокотитанистой K-Na серии. Лишь сравнительно недавно были опубликованы данные о составе вулканитов банки Горриндж в Атлантическом океане [22], среди которых присутствуют уникальные для современных океанов, по определению описавших их исследователей, калиевые трахибазальты и трахиты. Они по составу очень сходны с чанcharитами Сакмарской зоны.

Банка Горриндж представляет собой поднятый блок океанической коры поздне мелового возраста в субширотной зоне Азоро-Гибралтарских разломов, разделяющий на востоке сходящиеся Африканскую и Евразийскую плиты, а на западе пересекающий полосовидные магнитные аномалии океанического плато вплоть до Срединно-Атлантического хребта. По данным, полученным со спускаемых аппаратов, габбро и толеиты 2-го слоя океанической коры здесь прорваны

и перекрыты щелочными вулканитами, возраст которых 60–65 млн. лет. Среди вулканогенных накоплений присутствуют две серии: ранние лампрофиры и фонолиты и более поздние – калиевые трахибазальты (терминология [22]). Лампрофиры с содержанием SiO_2 от 30 до 44% являются высокотитанистыми, калиевыми ($\text{K}_2\text{O} \geq \text{Na}_2\text{O}$) (потери при прокаливании 7–12%). Вкрапленники в них представлены керсутитом и титан-авгитом. Фонолиты богаче кремнеземом (53–55% SiO_2) и калием, низкотитанистые, высокоглиноземистые (см. таблицу; см. рис. 5, 6). Они содержат во вкрапленниках санидин и нефелин, единичные кристаллы эгирин-авгита и овоидные сростки пироксена с роговой обманкой, которые трактуются как признак ликвации. Лампрофиры и фонолиты обогащены стронцием, рубидием и цирконом. Завершающие разрез вулканогенных образований банки Горриндж калиевые трахибазальты образуют четко дискретную серию: высококалиевую ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2\text{--}7$), низкостронциевую, бедную цирконием (120–130 г/т). При неизбежных частных различиях древних и кайнотипных вулканических пород сходство их с чанcharитовым комплексом несомненно.

Исследователи банки Горриндж [22] считают, что особенности и уникальность слагающих ее вулканических пород объясняются генерацией первичных расплавов из метасоматизированной верхней мантии, обогащенной летучими компонентами за счет океанической воды (плавление в условиях высокого водного давления). Они предполагают, что особые водные условия магмогенерации являются следствием специфического режима на трансформной границе океанических микроплит, в зоне надвигов, благодаря которым в зону магмогенерации могли вовлекаться осадки 1-го слоя океанической коры, обогащенные водой и калием. Соглашаясь в целом с такой трактовкой, можно добавить, что банка Горриндж расположена над краевой частью горячего поля мантии, центр которого находится под Азорскими островами. По механизму магмогенерации она принадлежит к типу морских гор на периферии мантийного плюма, а состав вулканитов в подобных условиях определяется “эффектом опробования” (sampling) и в большой степени зависит от “точечных” неоднородностей мантийного субстрата [42].

Применительно к эмским чанcharитам Сакмарской зоны допустимо предположить подобный механизм формирования. Мы считаем, что щитовые палеопостройки чанcharитов – это реликты одиночной морской горы или цепи гор на океаническом плато, возникших над периферической частью мантийного плюма в участке сдвига-надвиговых дислокаций океанической литосферы. Последняя могла содержать небольшие фрагмен-

ты более древних континентальных образований (раннеордовикских аркозовых песчаников, трахириолитов, K-Na трахибазальтов), что и определило обогащение исходных щелочно-базальтоидных расплавов калием и водой. Пока столб воды в океане уравнивал внутреннее давление растворенных летучих компонентов магмы, изливались подушечные лавы синхронно с накоплением кремнистых осадков. С ростом щитовой постройки над дном океана давление нагрузки падало, изливания лав сменялись взрывными продуктами и завершались отложением известняков, как это происходит и в современных вулканах на океанических плато [42].

СУБЩЕЛОЧНОЙ И ЩЕЛОЧНОЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Эмские базальтоиды Сакмарской зоны – единственный пример древних морских гор Уральского палеоокеана. В 1969 г. был описан локальный выход ($80 \times 30 \text{ м}^2$) раннедевонских щелочных вулканических пород (лейцититов или лейцитовых тефритов) среди серпентинитов, фтанитов и натриевых океанических толеитов среднеордовикской поляковской формации, в 4 км южнее с. Поляковка [29]. Используя современную терминологию, можно сказать, что эти породы слагают мегабудину в аккреционной призме Ирландской девонской островной дуги. Весьма вероятно, что они представляют собой фрагмент морской горы, затянутой в палеозону субдукции, подобно тому, как это происходит в желобе современной Японской островной дуги, в желобе Тонга и других областях Пацифики [38, 41]. По химическому составу калиевые базальтоиды у с. Поляковка сходны с чанчаритами: K_2O – 7.9%, среднее содержание TiO_2 около 1.5% (см. рис. 5, б).

Сходный с описанными породами Сакмарской зоны формационный ряд осадочных и магматогенных формаций выявлен в Бардымско-Нязепетровском пакете пластин на западном склоне Среднего Урала (см. рис. 1). В отличие от Сакмарской зоны, здесь сохранилась определенная пространственная обособленность сгруженных абиссальных осадков 1-го слоя океанической коры, подножья континентального склона (Бардымская зона) и магматогенных образований в Нязепетровской тектонической пластине [23]. Возрастной диапазон кремнистых осадочных пород, как и в Сакмарской зоне, охватывает значительный временной интервал (от ордовика до франа включительно). Здесь также установлено присутствие конденсированных глубоководных отложений и их хаотичные надвиговые дислокации. В детально задокументированных разрезах доказано тектоническое совмещение кремнистоглинистых пачек O_{1-2} , S_1 , D_1 и D_2 [15, 23]. Среди

осадочных отложений раннедевонской аптечногорской свиты (север Бардымской зоны) присутствуют прослои подушечных лав спилитов и диабазы. Химический состав позволяет говорить о том, что среди вулканогенных пород преобладающими являются высокотитанистые гавайиты и бенморейты K-Na субщелочной серии, но присутствуют и базальты N-MORB-типа.

В южной части Нязепетровского пакета пластин среди раннепалеозойских фтанитов, спилитов, вариолитов, серпентинитов, надвинутых на известняки D-C₂, расположен зональный Суоямский массив биотитсодержащих пироксенитов, шонкинитов, калиевых габбро и нефелиновых сиенитов. Массив окаймлен серпентинитовым меланжем, находится в аллохтонном залегании, но силы нефелиновых сиенитов, трахиандезитбазальтов и трахитов присутствуют в породах его рамы, среди фтанитов O-S₁ [1]. K-Ag возраст биотитсодержащих пироксенитов по валовым пробам составляет 512–518 млн. лет, по биотиту 528–594 млн. лет [4], что примерно соответствует границе кембрия–ордовика. Однако, судя по геологическим данным, щелочные породы моложе раннего силура.

Среди пород Суоямского массива преобладают клинопироксениты, состоящие из диопсида с переменным количеством титаномагнетита, апатита, флогопита и сульфидов. В так называемых “рудных пироксенитах” содержание P_2O_5 достигает 3.5%. Пироксениты включают постоянную примесь флогопита (биотита) и микроклина, которая рассматривается как проявление калиевого метасоматоза, происходившего под влиянием нефелиновых сиенитов [5]. Не отрицая возможности метасоматического переотложения калийсодержащих минералов, надо отметить, что структурный рисунок пород (появление субпараллельных идиоморфных зерен калиевого полевого шпата в биотитсодержащей пироксенитовой основной ткани) является вероятным показателем его магматогенного происхождения.

Нефелиновые сиениты слагают в пироксенитах Суоямского массива и во вмещающих его вулканогенно-осадочных породах секущие тела, мощность которых не превышает 400 м, чаще – это прожилки мощностью 5–10 см. Морфология сиенитов сходна с описанной для малых интрузивных тел субщелочных габбро – сиенитов Хабаровинского гипербазитового массива [27]. Нефелиновые сиениты сложены преимущественно микроклином (до 80% объема), нефелин замещен цеолитом и серицитом. В числе второстепенных минералов присутствуют биотит, гастингсит, эгирин-авгит, гранат, сфен, апатит, циркон, титаномагнетит, флюорит [5]. Помимо высокого содержания K_2O и низкой титанистости (см. рис. 5, б),

им свойственна высокая концентрация лантана (до 0.27% La₂O), Zr, Nb, суммы РЗЭ.

Природа Суроямского щелочно-ультраосновного массива всегда оценивалась неоднозначно. С.Г. Самыгин [25], И.В. Жилин с соавторами [5] считают его частью Платиноносного пояса в аллохтонном залегании, т.е. надсубдукционным образованием, но калиевые щелочные магматиты в типичных массивах пояса не известны. С.Н. Иванов [28] соотносит становление Суроямского массива с континентальной рифтогенной стадией, с доуралидами, но этому противоречат данные о геологическом возрасте (постраннесилурийском) и океаническом окружении. А.И. Белковский и Г.Ф. Селиверстов [1] пришли к заключению, что массив принадлежит платформенной щелочно-ультраосновной формации. Этот вывод (при иных теоретических предпосылках) оказался наиболее близким к современным представлениям о внутриплитном геодинамическом режиме, о магматизме над горячей точкой под океаническим плато.

ВЫВОДЫ

1. На западном склоне Урала в Сакмарском, Бардымско-Нязепетровском аллохтонах и в пределах Главной сутуры, в месте поглощения литосферной плиты Уральского палеоокеана, сохранились специфические проявления внутриплитного магматизма океанических плато: реликты вулканических морских гор, формирование которых, как и океанических островов, связывается с действием теплового потока и веществом мантийного плюма (горячей точки).

2. Современным аналогом чанчаритов, эмских калиевых базальтоидов являются щелочные и субщелочные вулканические породы банки Горриндж в Атлантическом океане, в зоне трансформных разломов над периферической частью Азорского горячего поля мантии. Аномальное обогащение исходных расплавов калием, водой и их низкая титанистость обусловлены магомгенерацией в зоне локального поддвига и надвигов микроплит новообразованной океанической коры с фрагментами древней континентальной.

3. Подобно тому, как среди толеитовых базальтов стало общепринятым выделять океанические, островодужные и континентальные типы, имеющие свои особенности петрологии, химизма, геологического окружения, так и среди калиевых субщелочных базальтоидов (абсарокитов, шошонитов и т.д.) необходимо выделять аналогичные типы. Специфическими чертами рассмотренных океанических шошонитов и абсарокитов, в отличие от островодужных, являются: высокое К/Na отношение, водонасыщенность ис-

ходных расплавов, ассоциация с абиссальными осадочными комплексами и офиолитами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-64264, проект № 99-05-64311).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белковский А.И., Селиверстов Г.Ф. О формационной принадлежности Суроямского щелочно-ультраосновного массива (Средний Урал) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 3. С. 660–663.
2. Бочкарев В.В., Иванов К.С. Палеотектоническая позиция калиевых субщелочных магматитов Сакмарской зоны // Ежегодник-1992. Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. С. 40–44.
3. Геодинамические реконструкции. Л.: Недра, 1989. 278 с.
4. Ефимова Л.П. Геологическая позиция и возраст Суроямского гипербазитового массива на западном склоне Урала // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210. № 5. С. 1160–1163.
5. Жилин И.В., Фоминых В.Г., Селиверстов Г.Ф., Петров В.И. Щелочные породы и метасоматиты Суроямского апатит-титаномагнетитового месторождения // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск: УИЦ АН СССР, 1979. С. 101–111.
6. Заварицкий А.Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще // Тр. ГИН АН СССР. 1936. Вып. 5. С. 29–64.
7. Заварицкий В.А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале // Тр. ГИН АН СССР. 1946. Вып. 71. № 24. 83 с.
8. Золотарев Б.П., Ильинская М.Н., Кориневский В.Г. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезитобазальтов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 1. С. 136–149.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
12. Иванов К.С. Проблемы стратиграфии и тектоники вулканогенных толщ Сакмарской зоны и полосы Главного уральского разлома на Южном Урале // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 5–24.
13. Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. и др. Возраст вулканогенных толщ и колчеданного оруденения Сакмарской зоны Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 1189–1192.

14. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 86 с.
15. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Девонский базальтоидный магматизм Зилаиро-Лемвинской зоны Урала // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 41–50.
16. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Стратиграфия девонских отложений Сакмарской зоны Урала и Мугоджар // Ежегодник-1990. Ин-т геологии и геохимии. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 10–14.
17. *Кориневский В.Г.* Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник-1970. Ин-т геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 16–19.
18. *Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
19. *Левин В.Я.* Щелочной и карбонатитовый магматизм Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 30–32.
20. *Леоненко Н.И.* Силурийские отложения Кос-Истекского района // Тр. лаб. геологии угля АН СССР. 1955. Вып. 3. С. 116–225.
21. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1991. 256 с.
22. *Матвеев В.В., Альмухамедов А.И.* Щелочной вулканизм банки Горриндж, Атлантический океан // Петрология. 1996. Т. 4. № 1. С. 46–56.
23. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Геология аллохтонных батинальных комплексов Уфимского амфитеатра. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 60 с.
24. *Руженцев С.В.* Геология Южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район) // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 25–40.
25. *Самыгин С.Г., Селиверстов Г.Ф.* О структурном положении зеленокаменных комплексов Уфимского амфитеатра // Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1977. С. 55–64.
26. *Серавкин И.Б., Родичева З.И.* Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Уфа: БНЦ АН СССР, 1990. 52 с.
27. *Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Пушкарев Е.В. и др.* Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 74 с.
28. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
29. *Фролова Т.И., Островская Е.В.* О находке щелочных вулканогенных пород на восточном склоне Южного Урала // Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1969. С. 254–257.
30. *Шиллинг Дж.Г.* Эволюции морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198–242.
31. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
32. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.* Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 37–54.
33. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
34. *Hofmann A.W., White W.M.* Mantle plumes from ancient oceanic crust // Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 57. № 2. P. 421–438.
35. *Keating B.H., Matthey D.P., Helsley C.E. et al.* Evidence for a hot spot origin of the Caroline islands // J. Geoph. Res. 1984. Vol. 89. № B12. P. 9937–9948.
36. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. Vol. 56. № 2. P. 203–213.
37. *Nakamura N.* Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. Vol. 38. № 5. P. 757–775.
38. *Regelous M., Collerson K.D., Ewart A. et al.* Trace element transport rates in subduction zones: evidence from Th, Sr and Pb isotope data for Tonga-Kermadec arc lavas // Earth. Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 150. № 3–4. P. 291–302.
39. *Rona P.A.* Hydrothermal mineralization at oceanic ridges // Can. Miner. 1988. Vol. 26. № 3. P. 431–465.
40. *Wilson G.T.* A possible origin of the Hawaiian islands // Can. G. Phys. 1961. Vol. 41. P. 863–866.
41. *Yamazaki T., Okamura Y.* Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan // Tectonophysics. 1989. Vol. 160. № 1–4. P. 207–229.
42. *Zingler A., Staudigel H., Batiza R.* Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity // Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 70. № 2. P. 175–195.

Within-Plate Magmatism in the Uralian Paleocan

V. V. Bochkarev and K. S. Ivanov

*Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, Russian Academy of Sciences,
Pochtovyi per. 7, Yekaterinburg, 620151 Russia*

Abstract—Characteristic manifestations of within-plate magmatism in oceanic plateaus (relics of volcanic seamounts) were discovered in ophiolitic allochthons in the Sakmarskii and Ufa-Nyazepetrovskii zones in the western slope of the Urals and, in its Main Suture, in the Silurian accretionary wedge and the Devonian island-arc system. The most widely known products of these processes are the Emsian high-K subalkaline basaltoids of the Chancharskii Complex in the Sakmarskii zone, which were previously thought to have been derived in a mature island arc, although this concept was at variance with the facts that these rocks occur in association with MORB-type tholeiites and consolidated siliceous deposits of Ordovician–Givetian age and that no manifestations of island-arc calc-alkaline magmatism proper are known in the geological surroundings of these rocks. The geology, petrography, and geochemistry of the Emsian igneous rocks in the Chancharskii Complex are comparable with those of its analogues containing alkaline and subalkaline volcanic rocks in the Gorrige Bank, Atlantic Ocean, which is classed (based on its magma-generating mechanisms) with seamounts in the periphery of a mantle plume (Azores mantle hot field). The composition of volcanic rocks derived in environments of this type is reportedly determined by the effect of “sampling” and strongly depends on the local, “spot” heterogeneity of the mantle source. The ancient shield volcanoes of the Emsian potassic subalkaline rocks in the Sakmarskii zone are relics of a seamount or a seamount chain on an oceanic plateau, which developed over the peripheral portion of a mantle plume at the site of oceanic-crust stacking and even more ancient continental crust fragments. This predetermined the enrichment of the alkali basalt melts in potassium and water. The vertical facies zoning of the Chancharskii volcanic rocks, which was discovered earlier, is readily explained by the deep-sea character of the initial volcanic phases. Until the water pressure has counterbalanced the pressure of volatiles dissolved in the magma, pillow lavas were erupted and, simultaneously, siliceous sediments were deposited. As the shield volcanic edifice grew on the seafloor, the water pressure decreased, and the eruptions of lava gave way to explosion material accumulation and the growth of a limestone “cap,” similarly to the situation at modern volcanoes on oceanic plateaus.

УДК 551.243(571.1)

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАЛО-АТЛЫМСКИХ И ХУГОТСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ р. ОБЬ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

© 2001 г. Р. Б. Крапивнер¹, И. И. Смирнов²¹Гидрогеоэкологическая научно-производственная и проектная фирма ГИДЭК²Администрация Ханты-Мансийского автономного округа

Поступила в редакцию 19.07.99 г.

Рассмотрено строение известных в литературе Мало-Атлымских и Хуготских дислокаций в бассейне р. Обь. Обоснован вывод о том, что эти деформационные структуры образованы не приповерхностными складками нагнетания верхнеэоценовых глин, как считалось ранее, а представляют собой системы крутых субмеридиональных разломов взбросо-сдвигового типа, выполаживающихся в толщине средне-верхнеэоценовых глин и сопровождаемых наклонными складками продольного расплющивания, разорванными и смещенными субпараллельно их осевым поверхностям. Предложена кинематическая модель формирования Мало-Атлымской и Хуготской систем разломов, в соответствии с которой они образовались в дуплексах сжатия, возникших в зонах пересечения Уват-Хантымансийского срединного массива фундамента диагональными разломами сдвигового типа. Подобная модель предполагает существование в приуральской части Западно-Сибирской плиты сдвигового поля неотектонических напряжений с субширотной ориентировкой осей наибольшего сжатия.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

По существующим представлениям, основанным, главным образом, на материалах сейсморазведки, плитный чехол на севере Западной Сибири залегает весьма спокойно, многочисленные разломы фундамента не проникают в его средние и верхние горизонты, а углы наклона слоев на крыльях локальных тектонических структур обычно не превышают 1–3°. Между тем по наблюдениям в обнажениях и результатам бурения неглубоких скважин известны многочисленные перепады гипсометрического положения слоев амплитудой десятки и сотни метров на горизонтальных расстояниях такого же порядка. В них участвуют отложения, расположенные выше самого верхнего из региональных отражающих горизонтов, приуроченного к кровле сеномана.

Противоречие между результатами сейсморазведки и наблюдениями за той частью геологического разреза, которая этим методом обычно не изучается, решается просто, если допустить, что упомянутые нарушения нормального залегания слоев являются приповерхностными и до уровня сеноманских напластований не распространяются. Чаше всего они по этой причине считаются атектоническими, однако атектонические гипотезы не корректны в физическом отношении и не согласуются с рядом геологических данных [7, 8, 11]. Было показано, что значительная часть так называемых приповерхностных дислокаций связана с диапиризмом, в котором активную роль играют верхнепалеоценовые или, реже, сено-

датские кремнистые породы, причем развитие деформации обусловлено дифференцированными тектоническими движениями субстрата активного слоя [10]. В бассейне Нижней Оби (Белогорское Приобье) наряду с этими проявлениями диапиризма распространены деформационные структуры, которые, по общепринятому мнению, продуцируются в более высоких горизонтах осадочного чехла – в глинах верхнеэоценовой тавдинской свиты – и в кинематическом смысле обычно также относятся к складкам нагнетания [2, 4, 6, 12–14]. Их тектонотипом могут служить известные уже более 100 лет Мало-Атлымские и недавно открытые Хуготские дислокации (рис. 1А). Обследование Мало-Атлымских дислокаций летом 1998 г. привело нас к принципиально новым выводам о кинематике и динамических условиях формирования этих деформационных структур, имеющих важное значение для понимания неотектоники приуральской части Западно-Сибирской плиты.

МАЛО-АТЛЫМСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

На протяжении почти 12 км в многочисленных обнажениях высокого правого берега р. Оби в районе устья р. Малый Атлым экспонированы обычно в этом районе погруженные значительно ниже уреза реки песчаные и песчано-глинистые (с прослоями лигнитов) нижне-среднеолигоценовые отложения атлымской и новомихайловской свит, а на флангах зоны – зеленовато-серые туртасские алевроиты (верхний олигоцен). Олигоценовые слои почти повсеместно падают на запад

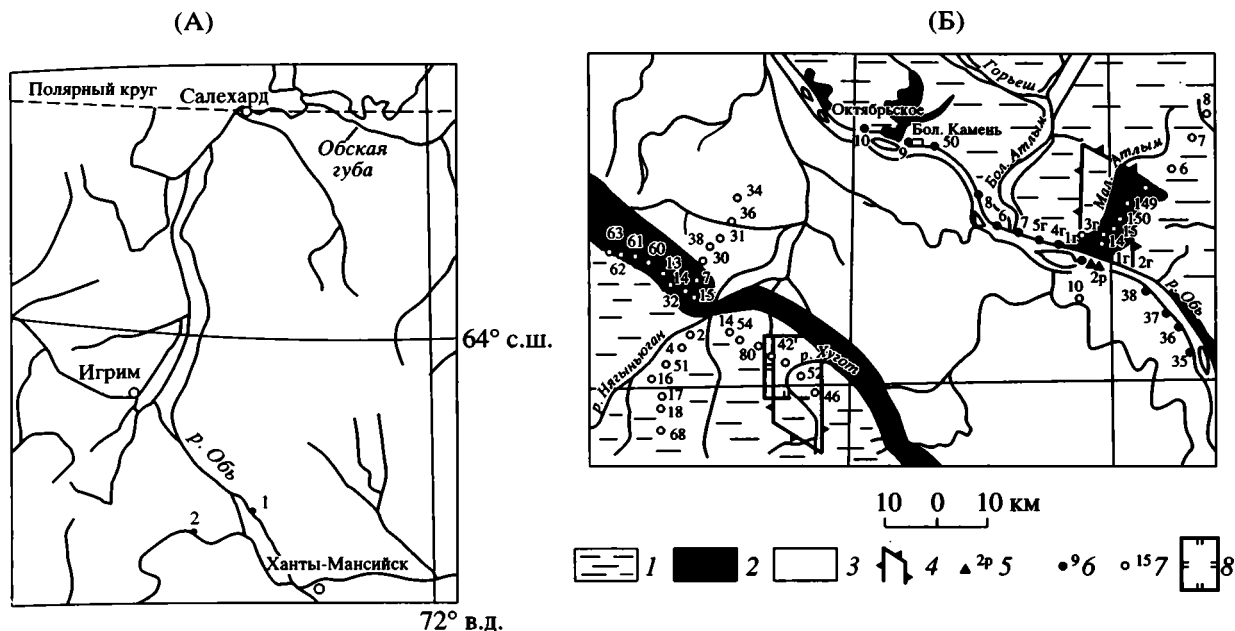


Рис. 1. Схемы: А – расположения Мало-Атлымских (1) и Хуготских (2) дислокаций, Б – изученности района развития дислокаций бурением.

1 – водораздельная равнина; 2, 3 – террасы р. Оби и ее притоков: 2 – высокие цокольные, 3 – низкие аккумулятивные; 4 – границы области распространения Мало-Атлымских и Хуготских дислокаций; 5–7 – скважина и ее номер: 5 – опорная, 6 – структурно-поисковая, 7 – картировочная или гидрогеологическая; 8 – границы участка детальных гидрогеологических исследований.

или юго-запад, причем преобладающие пологие углы наклона (до 30–35°) на отдельных небольших по протяженности участках становятся весьма крутыми (60–70° и более). По границе отчетливого углового несогласия они перекрыты маломощным (до 10 м) горизонтом песчаных отложений высоких (до 25–50 м над урезом р. Оби) четвертичных террас [12–14]. На бечевнике шириной до 30–35 м местами выступают обогащенные глауконитом темно-зеленые глины верхнеэоценовой тавдинской свиты, кровля которой между этими выходами, по данным структурно-поискового и картировочного бурения, располагается значительно (на 100–150 м) глубже. Ширина срезанных рекой выступов верхнеэоценовых глин изменяется от нескольких десятков метров до 400 м. Верхняя по течению (восточная) граница каждого такого выступа выражена весьма отчетливо и всегда пересекает значительную часть бечевника в субмеридиональном направлении. Противоположная (западная) граница, наоборот, обычно расплывчатая и фиксируется появлением “пропешин” тавдинских глин среди поля современных аллювиальных песков, хотя изредка и она достаточно отчетлива и прямолинейна. Иногда тавдинские глины вскрываются и в основании береговых обрывов, поднимаясь на несколько метров (до 8–10 м) над тылом бечевника. Лишь на левом борту долины р. Малый Атлым в них выработаны весь сниженный здесь склоновыми про-

цессами береговой обрыв относительной высотой до 15–20 м. Выше по течению Оби на обследованной нами восточной половине зоны Мало-Атлымских дислокаций протяженностью 6,5 км известно еще шесть выступов верхнеэоценовых глин, отстоящих один от другого на расстояние от 250–300 м до 600–700 м и более. Структурные построения подсказывают, что существует еще несколько выступов тавдинских глин, скрытых под современным аллювием либо не достигающих уровня эрозионного среза бечевником р. Оби.

На площади распространения дислокаций (в том числе на правобережном бечевнике Оби), а также на сопредельных территориях в разные годы были пробурены опорные, структурно-поисковые, картировочные и гидрогеологические скважины (см. рис. 1Б). Структурно-поисковые скважины остановлены в верхнепалеоэоценовых опоках, картировочные и гидрогеологические – в тавдинских глинах. В зоне дислокаций толща глин среднего–верхнего эоцена, по данным бурения, интенсивно дислоцирована до самой подошвы (до глубины 282–300 м): слоистость обычно наклонена под углом от 10–15 до 40–45° (изредка до 70–90°), отмечаются трещины и многочисленные зеркала скольжения. Вышележащие преимущественно песчаные ниже-среднеолигоэоценовые слои проходились, в основном, без отбора керна, а в подстилающих диатомитах нижнего эоцена и

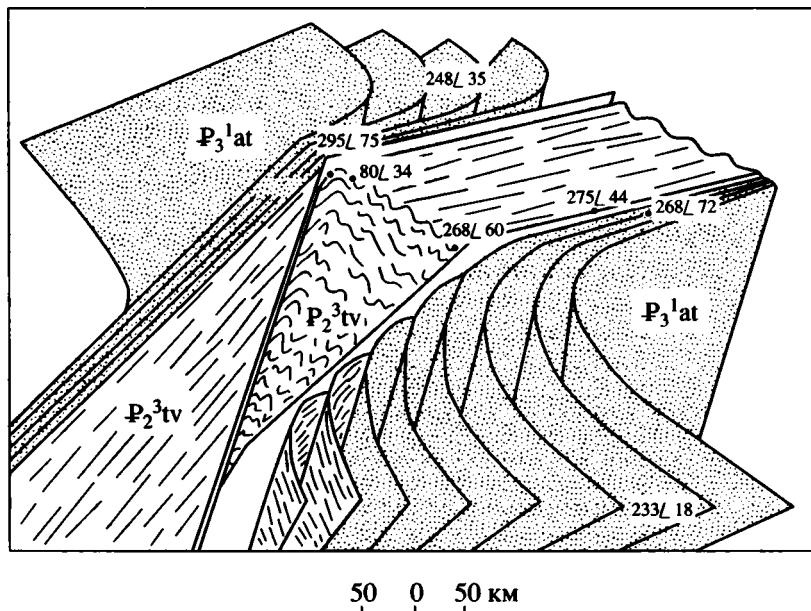


Рис. 2. Схема изменения элементов залегания палеогеновых слоев в окрестностях меридионального разрывного нарушения.

Условные обозначения см. на рис. 4.

опоках или опоквидных глинах верхнего палеоцена, как правило лишенных слоистости, встречаются лишь зеркала скольжения. Скважина 3Г в районе устья р. Малый Атлым вскрыла под современным аллювием (10 м) 20-метровую толщ тавдинских глин с зеркалами скольжения и слоистостью, наклоненной под углом 30° , затем (до глубины 116 м) – олигоценые пески, под ними – второй горизонт глин тавдинской свиты, залегающий в нормальной стратиграфической последовательности слоев. Этот факт в сочетании с наблюдаемой в обнажениях общей вергентностью масс послужил основанием для вывода о том, что Мало-Атлымские дислокации представляют собой систему складок, опрокинутых в восточном или северо-восточном направлении [12–14].

Мнение о складчатой природе дислокаций поддерживается почти всеми исследователями, хотя замки складок по р. Обь наблюдались лишь ниже устья р. Малый Атлым в олигоценовых отложениях, где они тесно связаны с наклоненными на запад разрывными нарушениями типа пологих взбросов или крутых надвигов [13, 14]. Неясно, что же в этом структурном парагенезисе является главным: складки или разрывы. Выше устья р. Малый Атлым в береговых обрывах обнажаются лишь фрагменты предполагаемых складок, а в ядрах последних взаимоотношения между тавдинскими глинами и перекрывающими их косо-слоистыми песками атлымской свиты недоступны для изучения из-за плохой обнаженности.

Авторам удалось задокументировать подобные взаимоотношения примерно в 1.7 км выше

устья р. Малый Атлым на восточной границе одного из выступов тавдинских глин, имеющего ширину 300 м. Здесь на бечевнике р. Оби на протяжении 17 м эрозией отпрепарировано разрывное нарушение, вдоль которого верхнеолигоценые тавдинские глины налегают на нижнеолигоценые атлымские пески. Плоскость сместителя наклонена под углом 44° по азимуту 275° . В береговом обрыве разлом не экспонирован, так как по его линии обрыв до уровня бечевника прорезан логом такой же (субмеридиональной) ориентировки. Вместе с тем протяженность этого разрывного нарушения достаточно велика: точно на его северном продолжении в 6.5 км от берега картировочной скважиной 15 (см. рис. 1Б) зафиксировано налегание тавдинских глин (27.6 м) на песчано-глинистые отложения среднеолигоценовой новомихайловской свиты вскрытой мощностью 65.2 м, тогда как гидрогеологическая скважина 1В в 300 м западнее вскрыла эоценовые глины неглубоко от поверхности и не вышла из них до забоя на глубине 200 м.

Важные сведения о кинематике смещений вдоль этого нарушения дают наблюдения за изменением элементов залегания олигоценовых слоев в его лежащем боку (см. рис. 2). Так, уже в 4–5 м от разлома крутое ($72\text{--}75^\circ$) западное (268°) падение атлымских песков резко выполаживается, при этом несколько меняется их простирание. В 15 м от него падение становится пологим (18°) юго-западным (233°), сохраняющимся далее на протяжении нескольких сотен метров. Аналогичные факты характерны и для зоны Мало-Атлым-

ских дислокаций в целом: на флангах большинства выступов тавдинских глин зафиксировано субмеридиональное простирание слоев и их крутое (до субвертикального) падение в западном направлении, тогда как между выступами оно становится гораздо более пологим северо-западным (изредка юго-западным) и субширотным. Столь резкие изменения простирания и углов падения палеогеновых отложений в вертикальном разрезе отражают существование в плане складок с крутыми шарнирами, геометрия которых свидетельствует о горизонтальном смещении масс вдоль восточных границ всех выступов верхнеэоценовых глин по правилу правого сдвига. Можно, таким образом, предполагать, что выходы этих глин на поверхность повсеместно ограничены с востока субмеридиональными разрывными нарушениями, аналогичными приведенному на рис. 2 и кинематически представляющими собой правые взбросо- или надвиго-сдвиги (сдвиго-надвиго). Этот вывод подтверждается и наблюдениями в 200 м выше устья ручья Ташмияха (см. рис. 4). Здесь в 20 м западнее узкого (10 м) выхода тавдинских глин современный песчаный аллювий бечевника р. Оби рассечен левым кулисным рядом трещин общей длиной 35 м. Простирание его оси 185° , а отдельных трещин в ряду – $198-202^\circ$. Они образуют систему мелких вторичных разрывов (так называемых диагональных риделей), положение которых в плане указывает на горизонтальное правосдвиговое смещение аллювиальных песков и подстилающих более прочных пород, каковыми в данном случае являются верхнеэоценовые тавдинские глины (см. рис. 3). Вода в порах слабо проницаемых (заиленных) аллювиальных песков находилась под некоторым давлением, обусловленным быстрым падением уровня р. Обь. Горизонтальный пластический сдвиг нижележащих тавдинских глин вызывал возникновение в этих песках девиаторных напряжений, которые при достижении критической величины разрешались в виде гидроразрывов, чем и объясняется раскрытость образовавшихся трещин.

Таким образом, факты налегания верхнеэоценовых глин на олигоценные пески и деформационного сдвигания их разреза следует объяснять не запрокидыванием возникших в пластичных породах складок нагнетания, что само по себе не корректно с позиций механики, ибо противоречит принципу наименьшего действия, а наличием пологих разрывных нарушений с надвиговой (взбросовой) компонентой смещения крыльев. Примечательно, что пологий субмеридиональный разлом, пересеченный структурно-поисковой скважиной 3Г на глубине 30 м и фиксированный налеганием дислоцированных эоценовых пород на олигоценные, должен быть встречен и опорной скважиной 1Р, пробуренной в 400 м западнее линии простирания этого нарушения. Ес-

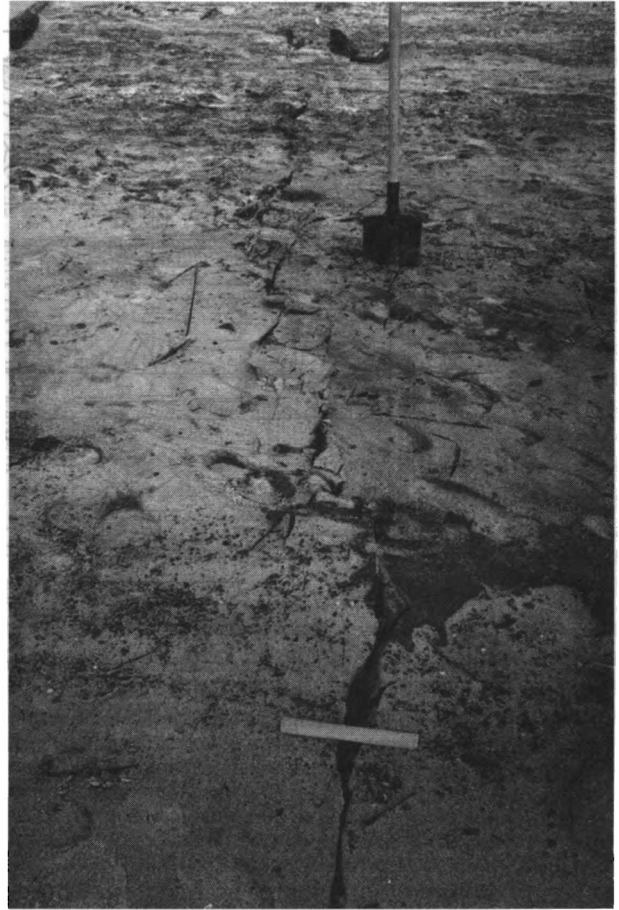


Рис. 3. Тектоническая трещина правобережного бечевника р. Оби в 0.2 км выше устья ручья Ташмияха (см. рис. 4).

ли его сместитель так же, как и расположенный поблизости субпараллельный разлом (см. рис. 2), имеет наклон 45° , он должен быть пройден опорной скважиной 1Р на глубине около 400 м, между тем эта скважина вскрыла нормальную последовательность слоев до поверхности фундамента. Подобный факт можно объяснить тем, что между скважинами 1Р и 3Г разлом, начиная с некоторой глубины, становится крутым, возможно даже субвертикальным.

Приповерхностное выполаживание крутых разломов в условиях сдвига и поперечного сжатия воспроизводилось экспериментально, обосновывалось теоретически и наблюдалось на природных объектах, в том числе, на Восточно-Европейской платформе [9]. Это явление обусловлено поперечной по отношению к сжимающей силе упругой деформацией слоев и связанным с ней искривлением траекторий главных нормальных напряжений над крутым разломом, ограничивающим поднимающийся блок [3, 18]. Выполаживание сместителя всегда направлено в сторону опускающегося крыла и происходит в верхней части геологичес-

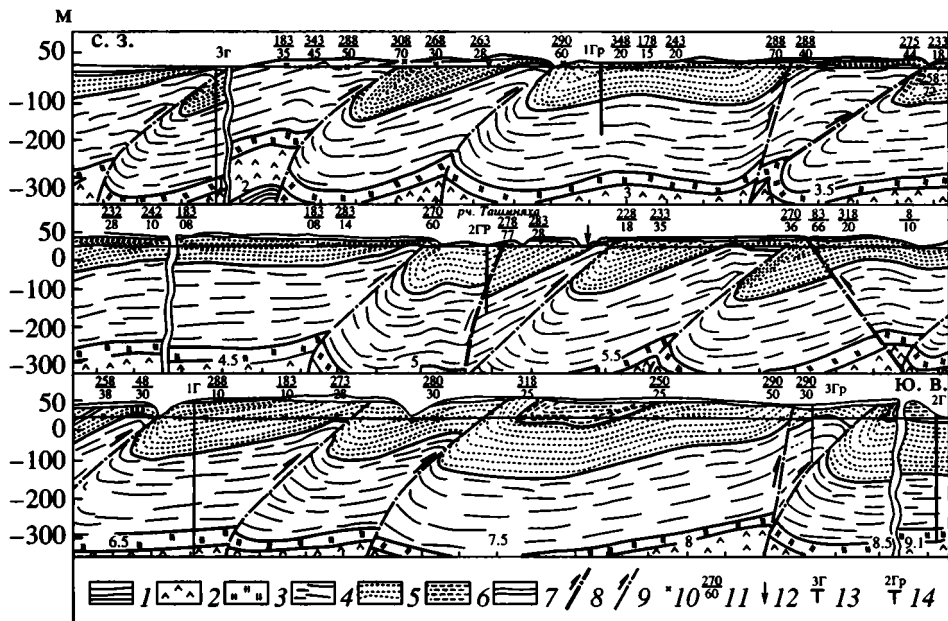


Рис. 4. Схематический геологический разрез Мало-Атлымских дислокаций от района устья р. Малый Атлым на западе до их восточной границы.

1 – глины нижнего палеоцена; 2 – опоки и опоконидные глины верхнего палеоцена; 3 – нижнеэоценовые глинистые диатомиты; 4 – глины среднего и верхнего эоцена; 5 – песчаные и песчано-глинистые отложения нижнего и среднего олигоцена; 6 – верхнеолигоценовые алевриты, 7 – четвертичные отложения; 8, 9 – разрывные нарушения; 8 – установленные; 9 – предполагаемые; 10 – места замеров элементов залегания; 11 – элементы залегания; 12 – местоположение современной тектонической трещины (см. рис. 3); 13, 14 – скважина и ее номер: 13 – структурно-поисковая (Т.А. Громова, 1956 г.), 14 – картировочная (В.А. Горбовская и др., 1950 г.). Цифры внизу – расстояние, км, от устья р. Малый Атлым.

кого разреза, где развитию поперечной деформации, предшествующей распространению разлома по его восстанию, не препятствует высокое всестороннее сжатие. Приповерхностному искривлению разломов со взбросовой компонентой смещения благоприятствуют редукция упругих свойств и расслоенность деформируемой над ними среды. По нашим наблюдениям, оно обычно начинается на глубинах 200–300 м и менее в тех интервалах геологического разреза, где относительно жесткие породы перекрываются пластичными или рыхлыми слоями. В зоне Мало-Атлымских дислокаций на глубинах 300–350 м верхнепалеоценовые опоки, отличающиеся большой механической прочностью, резко сменяются толщей пластичных диатомитов и диатомовых глин, в которых, по-видимому, и происходило искривление сместителей разломов с их выполаживанием.

Крутые (около 80°) разрывные нарушения, наклоненные в том же (западном) направлении, что и пологие, иногда доступны прямому наблюдению. Одно из них, приводящее в тектонический контакт глины среднеолигоценовой новомихайловской и пески нижнеолигоценовой атлымской свит, обнажается из-под мощной осыпи в основании берегового обрыва в нескольких десятках метров выше устья ручья Ташмияха. Скважиной,

пробуренной в 25 м ниже по течению, сместитель этого нарушения в соответствии с его наклоном в обнажении (77°) пересечен на глубине 92.5 м, на которой отмечается налегание тавдинских глин (10.5 м) на крутопадающие (до $45\text{--}50^\circ$) преимущественно песчаные олигоценовые образования (25.0 м). Ниже до забоя (168.2 м) скважина вновь углубилась в тавдинские глины, слоистость которых в керне наклонена под углом от 15 до 25° . Амплитуда взбросового смещения составляет около 40–50 м. Вместе с пологим разломом, ограничивающим выступ тавдинских глин в 230–240 м восточнее, рассматриваемое нарушение, как показывают структурные построения, образует сохранившийся от размыва фрагмент так называемой структуры “пальмового дерева”, характерной для разломов транспрессивного типа [17]. Подобные структуры встречены и на других участках зоны развития Мало-Атлымских дислокаций. Тавдинские глины в пределах обращенного вниз клина, ограниченного с обеих сторон разломами, подвергнуты упоминавшейся рядом авторов [12–14] мелкой гофрировке (см. рис. 2), указывающей на то, что этот клин испытывает поперечное латеральное сжатие.

На рис. 4 приведен схематический геологический разрез восточной части зоны Мало-Атлымских

дислокаций. Он базируется на данных бурения, наблюдениях в береговых обнажениях и синтезирующих их структурных построениях, учитывающих высказанные предположения. Верхнеэоценовые тавдинские глины и подстилающие диатомовые глины среднего эоцена на разрезе объединены, поскольку и по внешним литологическим признакам, и по каротажной характеристике они представляют собой единую толщу. Главную роль в строении дислокаций играет система субпараллельных меридиональных разломов взбросо-сдвигового (сдвига-взбросового) типа, сместители которых круто ($75-80^\circ$) наклонены на запад. Ее ширина составляет 9–10 км. К полосе развития дислокаций приурочены врезанные в водораздельную равнину высокие бассейновые террасы плейстоценового возраста, область развития которых быстро сужается к северу до полного исчезновения в 18 км от берега. Этой цифрой и можно предположительно оценить протяженность Мало-Атлымской системы разломов с юга на север, чему не противоречат и данные картировочного бурения (см. рис. 1Б). По всей вероятности, длина отдельных разломов меньше протяженности всей зоны, а расстояние между соседними нарушениями изменяется от первых сотен метров до 1 км и более. Разломы не выражены в физических полях. Площадная сейсморазведка в районе их распространения не проводилась. На сопредельных участках ею выявлены многочисленные разломы разных направлений, иногда проникающие в осадочный чехол. По поверхности доюрского основания амплитуда вертикального смещения редко достигает 100 м (В.А. Киселев, 1983 г., В.А. Матусевич, 1990 г.). Учитывая это, при структурных построениях (см. рис. 4) принято, что амплитуда смещения верхнепалеоценовых опок, в которых падение плоскостей разломов становится крутым, измеряется десятками метров. Выше по разрезу выположенные в сторону опущенных блоков нарушения сопровождаются фрагментами сформированных ранее разорванных и смещенных надразломных складок.

ХУГОТСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Многочисленные выступы тавдинских глин амплитудой от нескольких десятков метров до 100–150 м были обнаружены в процессе гидрогеологического бурения и вертикального электрозондирования в районе р. Хугот – небольшого левого притока р. Оби (см. рис. 1Б). Густая сеть буровых и геофизических профилей на площади детальной разведки выявила полную морфологическую идентичность Хуготских дислокаций Мало-Атлымским. Выступы тавдинских глин также, как и границы дислоцированной зоны, имеют меридиональную ориентировку. Западные склоны этих выступов существенно положе восточ-

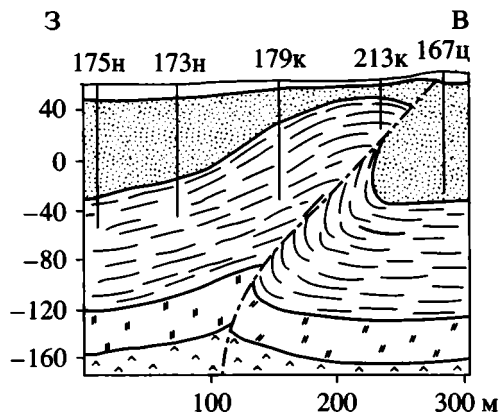


Рис. 5. Строение одного из характерных элементов Хуготских дислокаций по данным гидрогеологического бурения (С.С. Палкин, 1988 г.).

Условные обозначения см. на рис. 4.

ных (см. рис. 5), в пределах которых отдельными скважинами фиксируется восточная вергентность масс и иногда налегание верхнеэоценовых глин на преимущественно песчаные олигоценовые отложения. Длина отдельных разломов, ограничивающих выступы тавдинских глин с востока, достигает 8–10 км и более, в плане они субпараллельны и местами располагаются кулисно. Кулисообразную форму имеют также западная и восточная границы дислоцированной зоны, ширина которой из-за этого непостоянна и изменяется от 8 до 11 км. Северная граница зоны обрезается вытянутым в северо-западном направлении левым бортом современной долины р. Оби, южная – имеет менее отчетливое геоморфологическое выражение и предполагается по резкому уменьшению эрозионной расчлененности рельефа и снижению абсолютных отметок поверхности водораздельной равнины. С учетом этих данных общая протяженность Хуготских дислокаций в меридиональном направлении составляет 22–23 км. Буровыми и геофизическими работами они прослежены на 12–13 км.

Таким образом, по форме и размерам области распространения эти дислокации также почти идентичны Мало-Атлымским. Основное различие между ними заключается в том, что первые располагаются в пределах водораздельной равнины и лишь на севере пересекают узкую полосу высоких четвертичных террас, тогда как вторые в значительной степени совпадают с заливообразным полем распространения этих террас, в пределах которого располагаются обнажения и скважины, характеризующие строение дислокаций. На примере Хуготских дислокаций поэтому видны взаимоотношения деформационных структур с дочетвертичными горизонтами новейших отложений, формирующими разрез водораздельной равнины [5]. Раннеплиоценовая мужино-

уральская свита присутствует лишь на флангах дислоцированной зоны, где она имеет нормальную мощность (90–130 м), обычный преимущественно глинистый состав и смещена разломами. Вышележащая салехардская свита (верхний плиоцен) залегает плащеобразно: на флангах зоны согласно на мужиноуральской свите, а в области развития дислокаций – с несогласием на олигоценых образованиях. На флангах свита сложена, в основном, глинами и имеет мощность до 100–140 м, в зоне дислокаций ее мощность снижается до 10–15 м и менее, причем состав становится песчаным с примесью гравия и гальки. Таким образом, формирование Хуготских, а, следовательно, и Мало-Атлымских дислокаций началось в салехардское время (поздний плиоцен). Резко сокращенная мощность отложений четвертичных надпойменных террас в области распространения дислокаций свидетельствует о том, что их развитие не прекратилось и в плейстоцене, а образование современных разрывов (см. рис. 3) доказывает, что оно продолжается и в настоящее время.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИЙ

Тектоническое развитие Мало-Атлымской и Хуготской систем разломов должно было сопровождаться распространением их сместителей вверх по разрезу, в результате чего они в конце концов достигали топографической поверхности. На первой стадии, когда разломы еще не проникли в эоценовые отложения, поперечное сжатие, обеспечивающее взбросовую компоненту смещения их крыльев, вызывало продольное расплющивание средне-верхнеэоценовой глинистой толщи. На этот процесс накладывалось искривление (выполаживание) главных осей деформации и напряжений над боковыми гранями выдвигавшихся вверх штамповых структур, т.е. над верхними кромками ограничивающих их крутых погребенных разломов. В результате возникли запрокинутые в сторону опущенных блоков складки продольного расплющивания, выраженные в средне-верхнеэоценовых глинах и более молодых слоях. Поскольку продольное расплющивание глинистой толщи сопровождалось ее растяжением вдоль осевых поверхностей формирующихся складок, их амплитуда по поверхности этой толщи была существенно больше, чем по ее подошве.

На второй стадии развития дислокаций из-за продолжающейся тектонической активности разломов они, распространяясь по восстанию сместителей, проникали в эоценовые и олигоценые отложения, одновременно выполаживаясь вверх по разрезу. При этом увеличивалась амплитуда взбросовой компоненты смещения, что наблюдалось нами на других примерах [9] и, по-видимому, связано с существенным уменьшением коэффи-

циента трения в глинах, в которых происходит выполаживание сместителей. Это в сочетании с продольным расплющиванием средне-верхнеэоценовых глин на первой стадии развития дислокаций и послужило причиной их резкой дисгармоничности: вертикальный перепад гипсометрического положения кровли средне-верхнеэоценовой глинистой толщи на коротких расстояниях порядка 100 м достигает 100–150 м, тогда как амплитуда смещения верхнепалеоэоценовых опок и опоконидных глин на крутых участках разломов, вероятно, не превышает нескольких десятков метров.

Для установления связи охарактеризованных дислокаций с более крупными структурами фундамента и осадочного чехла и выяснения общей геодинамической обстановки их формирования детальность выполненных геолого-геофизических исследований недостаточна, поэтому ниже предложена наиболее вероятная на нынешней стадии изученности региона гипотеза.

По отношению к доюрскому основанию обе дислоцированные зоны занимают вполне определенную структурную позицию, располагаясь в области герцинской складчатости на границе с Уват-Хантымансийским срединным массивом (см. рис. 6). Последний выделяется в физических полях как жесткий блок кристаллического фундамента, относящийся, по данным опорного бурения, к одной из ранних эпох тектонической консолидации (байкальской?) и претерпевший более позднюю тектоническую переработку, особенно вдоль разломов северо-западного простирания. По современным представлениям, как раз между северной и южной оконечностями зон соответственно Хуготских и Мало-Атлымских дислокаций субмеридиональная западная граница массива смещена вдоль широтного глубинного разлома, предполагаемого по геофизическим данным. Маловероятно, что Мало-Атлымская и Хуготская системы разломов фиксируют субмеридиональные отрезки границы Уват-Хантымансийского срединного массива по всей их длине (до 90 км и более), чему противоречит установленная по геоморфологическим признакам небольшая протяженность этих структурных зон. Обе системы разломов характеризуются слабо проявленной линейностью: их длина всего в два раза превышает ширину. Подобный факт в сочетании с установленным кинематическим типом разломов может указывать на то, что они представляют собой вторичные разрывные нарушения, сформированные у продольных окончаний более протяженных разломов сдвигового типа, в лобовых частях образованных ими секторов латерального сжатия.

На рис. 6 представлена кинематическая схема формирования Мало-Атлымских и Хуготских дислокаций. Предполагается, что пространственно и генетически они связаны с двумя парами раз-

ломов северо-западной ориентировки. Некоторые из них (Назымский, Нягыньюганский и, частично, Ендырский) отражены на "Карте элементов гравитационного и магнитного полей, отождествляемых с разломами в фундаменте" [16]. Их неотектоническая активность подтверждается геоморфологической выразительностью значительных отрезков разломов, а также резкой дислоцированностью палеогеновых и неоген-четвертичных слоев, известной на участках пересечения разломных зон крупными реками. Торьешский разлом выделен только по этим геолого-геоморфологическим признакам, в физических полях он не выражен. Разломы северо-западного простирания пересекают западную границу Уват-Хантыманийского срединного массива, вблизи которой из-за резкой смены состава и прочности разрушаемых пород отмечается их кулисная подстановка. К зонам такой кулисной подстановки и приурочены анализируемые дислокации. Кинематический тип последних и плановая геометрия разломных зон в целом указывает на то, что протяженные разломы северо-западного простирания представляют собой левые сдвиги, а интересующие нас деформационные структуры возникли в образованных этими сдвигами дуплексах латерального сжатия.

Приведенная кинематическая схема предполагает, что, по крайней мере, с позднего плиоцена до современности в фундаменте плиты в пределах региона существует сдвиговое поле тектонических напряжений с субширотной ориентировкой осей наибольшего сжатия. На это указывает наличие правосдвиговой компоненты смещения, установленное для меридиональных Мало-Атлымских разломов, простирание которых (так же, как и Хуготских) теоретически субперпендикулярно траекториям осей наибольшего сжатия регионального поля тектонических напряжений. Важное значение имеет тот факт, что все разломы в Мало-Атлымском и Хуготском дуплексах наклонены в одном и том же (западном) направлении. В большинстве случаев сместители вторичных разрывных нарушений, формирующиеся у продольных окончаний сдвигов, наклонены так, что перемещение их висячего крыла продолжает латеральное движение пород вдоль главного сдвига [1]. Отсюда следует, что истинное сдвиговое перемещение испытывали лишь юго-западные крылья разломов северо-западного простирания. Последнее, в свою очередь, указывает на одно-стороннее тектоническое давление с запада со стороны Урала, который в неотектоническую эпоху испытывал высокоамплитудные поднятия. Можно предполагать, что неотектоническая активизация разломов фундамента приуральской части Западно-Сибирской плиты, а также обусловленное ею формирование Мало-Атлымских и Хуготских дислокаций, генетически или параге-

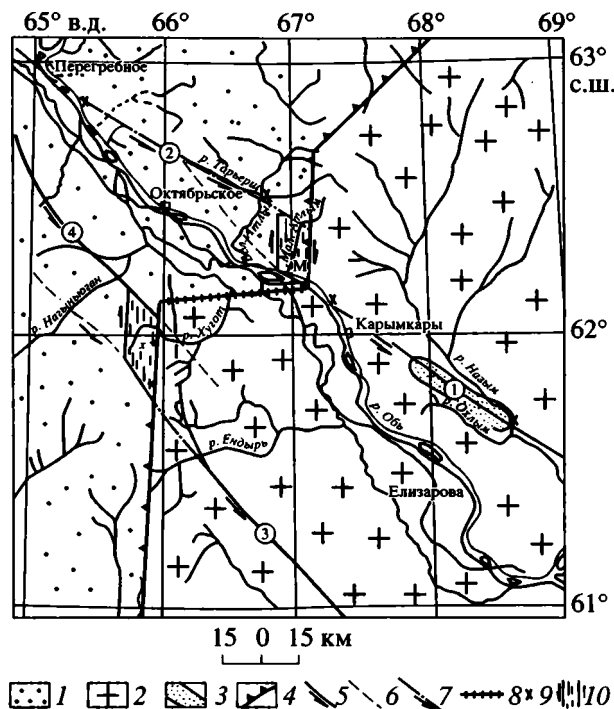


Рис. 6. Кинематическая схема формирования Мало-Атлымских и Хуготских дислокаций.

1, 2 – крупнейшие структуры фундамента: 1 – область герцинской складчатости, 2 – Уват-Хантыманийский срединный массив; 3 – дислокации палеогеновых отложений на Назым-Охлымском междуречье; 4 – границы крупнейших структур фундамента по геофизическим данным (Л.Г. Ляхова, 1989 г.); 5, 6 – разломы фундамента, проявленные в физических полях; 5 – неотектонически активные, 6 – не активизированные в неотектоническую эпоху; 7 – неотектонически активные разломы, признаваемые по геолого-геоморфологическим признакам; 8 – предполагаемый глубинный разлом; 9 – известные дислокации палеогеновых и новейших отложений в зонах неотектонически активных разломов; 10 – Мало-Атлымские (М) и Хуготские (Х) дислокации. Цифры в кружках – разломы фундамента: 1 – Назымский, 2 – Торьешский, 3 – Ендырский, 4 – Нягыньюганский.

нетически связано с неотектонической активностью Урала. В частности, приведенная схема согласуется с выводами о продолжающемся тектоническом выдавливании массивов серпентинитов восточного склона Урала по зонам наклоненных на запад надвигов и с предположением о том, что "открытый" Урал представляет собой коллизионную зону сочленения Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты [15].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные движения по разломам и некоторые методы их изучения // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 80. С. 128–151.

2. *Генералов П.П.* Складчатость нагнетания в приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири // Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1981. Вып. 167. С. 36–60.
3. *Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
4. *Зайонц И.Л., Выдрин С.Я., Смирнов И.И. и др.* Новейшая тектоника Сосьвинско-Белогорского Приобья и ее роль в размещении месторождений полезных ископаемых // Опалиты Западной Сибири. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 84–96.
5. *Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б.* Стратиграфия новейших отложений бассейнов Оби и Иртыша // Корреляция новейших отложений севера Евразии. Л.: Изд-во Географического о-ва СССР, 1970. С. 33–41.
6. *Зайонц И.Л., Смирнов И.И.* Глиняные диапиры в районе Малого Атлыма и их генезис // Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1983. Вып. 185. С. 54–60.
7. *Крапивнер Р.Б.* Самаровский феномен в Западной Сибири. Ледники или тектоника? // Бюл. МОИП, Отд. геол. 1979. Т. 64. Вып. 4. С. 79–93.
8. *Крапивнер Р.Б.* Существуют ли поверхностные дислокации, связанные с напорной деятельностью ледников? // Бюл. МОИП, Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 6. С. 29–42.
9. *Крапивнер Р.Б.* Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 27–36.
10. *Крапивнер Р.Б.* Опоковый диапиризм в Западной Сибири // Геотектоника. 1997. № 3. С. 81–94.
11. *Крапивнер Р.Б., Смирнов И.И.* Надсдвиговая приповерхностная складчатость нагнетания на севере Западной Сибири // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1989. Вып. 73. С. 60–66.
12. *Ли П.Ф., Кравченко Л.М.* К вопросу о генезисе Мало-Атлымских дислокаций // Тр. СНИИГГИМС. 1959. Вып. 1. С. 36–38.
13. *Мизинов Н.В.* О происхождении мелкой складчатости в палеогеновых отложениях Западно-Сибирской низменности // Материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1967. Вып. 5. С. 96–99.
14. *Наливкин В.Д.* Малоатлымские дислокации на р. Оби // Тр. ВНИГРИ. 1960. Вып. 158. С. 256–266.
15. *Соколов В.Б.* Геодинамика Урала и западной окраины Западно-Сибирской плиты и проблема восточной границы Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 1998. С. 185,186.
16. *Сурков В.С., Еханин Е.В., Жеро О.Г.* Фундамент Западно-Сибирской плиты, влияние его на развитие и строение платформенного мезозойско-кайнозойского чехла // Новосибирск: СНИИГГИМС, Территориальный геологический фонд, 1976. 150 с.
17. *Harding T.P., Lowell J.D.* Structural styles, their plate tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces // Bull. am. ass. petrol. geol. 1979. Vol. 63. № 7. P. 1016–1058.
18. *Sandford A.R.* Analytical and experimental study of simple geologic structure // Geol. Soc. Am. Bull. 1959. Vol. 70. P. 19–52.

Origin of the Malyi Atlym and Khugot Deformation Zones in the Lower Reaches of the Ob River in West Siberia

R. B. Krapivner* and I. I. Smirnov**

*Hydroecological Scientific Production and Design Company (GIDEK),
Pyatnadsataya Parkovaya ul. 10a, Moscow, 105203 Russia

**Khanty-Mansi Autonomous Okrug Administration, ul. Mira 5, Khanty-Mansiisk, 628006 Russia

Abstract—The structure of the Malyi Atlym and Khugot deformation zones in the Ob River basin, which are already known in the literature, is discussed. Evidence is given to the conclusion that these deformations are related not to surficial flow folds in the Upper Eocene clays, as previously suggested, but to a system of N–S trending high-dipping reverse strike-slip faults that flatten out in the Middle-Upper Eocene mudstone sequence and are accompanied by longitudinal compression folds, which are torn apart and offset subparallel to their axial planes. A kinematic model of the Malyi Atlym and Khugot fault systems is proposed, according to which their origin is related to compression duplexes that arose in the Uvat-Khanty-Mansi median mass at the crossings with diagonal shear faults. This model implies the existence of a neotectonic shear stress field with an E–W orientation of the main compression axis in the near-Urals part of the West Siberian platform.

УДК 551.242.6

ДОПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ ЗАПАДА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ – ФРАГМЕНТЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ПЛАТО

© 2001 г. Г. Е. Некрасов, Н. Б. Заборовская, С. М. Ляпунов

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

Поступила в редакцию 09.04.99 г.

Проанализированы строение и состав офиолитов и метаморфических пород комплекса основания Таловско-Майнско-Ваежского фрагмента позднепалеозойско-раннемезозойских структур, представленных в современном плане Запада Корякского нагорья серией блоков, вытягивающихся вдоль Верхояно-Чукотской континентальной окраины от восточного побережья полуострова Тайгонос до левого берега среднего течения р. Анадырь. Показано, что этот элемент коры является реликтом океанического плато позднерифейско-среднепалеозойского Корякского палеоокеана. Совпадение интервала формирования палеоокеана с возрастным интервалом позднерифейско-среднепалеозойских океанических структур Центрально-Азиатского пояса, а также сходная позиция этих палеоокеанических структур относительно Сибирского континента позволяют считать их частями единого Палеоазиатского (Алтае-Корякского) океана.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы геодинамической интерпретации и структурной принадлежности допозднепалеозойских офиолитов Запада Корякского нагорья остаются дискуссионными [2, 4, 12, 17, 19, 21, 22, 24, 29]. Их решение имеет не только региональное значение, но является, в значительной мере, определяющим в разработке геодинамических моделей эволюции складчатого обрамления северо-запада Тихого океана.

Характерной особенностью допозднепалеозойских офиолитов является присутствие среди них карбонатно-терригенных комплексов ранне-среднего палеозоя, сходных в литологическом и фаунистическом отношении с отложениями шельфов и внутриконтинентальных морей. В одних случаях эти мелководные отложения согласно надстраивают базальты и кремни океанического чехла, в других – формируют пакеты тектонических пластин совместно с терригенными комплексами позднего палеозоя и раннего мезозоя, в третьих – встречаются в виде тектонических блоков известняков среди океанических комплексов позднего мезозоя. Все это предопределило объективные трудности в расшифровке геодинамической природы формируемых ими структур и, как следствие, появление двух вариантов их интерпретации. В первом варианте допозднепалеозойские офиолиты Запада Корякского нагорья рассматриваются как фрагменты океанической коры палеозойской активной [12, 17] либо пассивной [4] окраин Сибирского континента и Омолонского массива, или как переработанный палеозойскими движениями край Сибирского континента [2]. Во втором офиолиты и ассоциирующие с ними кар-

бонатно-терригенные отложения интерпретируются в качестве чуждых Верхояно-Чукотской континентальной окраине структур (в частности, в качестве островодужных и шельфовых структур Северо-Американской окраины), испытавших в позднем мезозое дрейф в составе Тихоокеанских плит и сгруженных перед краем Верхояно-Чукотского континента в процессе столкновения Тихоокеанских плит с этим континентом [19, 22, 24, 29].

ПОЛОЖЕНИЕ ДОПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВ В СТРУКТУРЕ ЗАПАДА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Допозднепалеозойские офиолиты и ассоциирующие с ними метаморфические породы слагают в современной структуре Запада Корякского нагорья основание тектонически расслоенного в процессе позднемезозойских движений Таловско-Майнско-Ваежского фрагмента средне-позднепалеозойских структур, отдельные элементы которых прослеживаются вдоль Верхояно-Чукотской континентальной окраины от восточного побережья полуострова Тайгонос до среднего течения р. Анадырь (рис. 1). В направлении с северо-запада на юго-восток внутри этого фрагмента традиционно выделяются пять блоков: Харитонинский, Ганычалан-Пальматкинский, Усть-Бельский, Упупкинский и Ваежский. Обобщенные разрезы их и вмещающих позднемезозойских структур представлены на рис. 2.

Харитонинский блок представляет собой фрагмент крупной брахиантиклинали с наклоном крыльев под углами 20–30° (рис. 3). В ядре ее [9, 12, 17] вскрыт мощный горизонт брекчий и

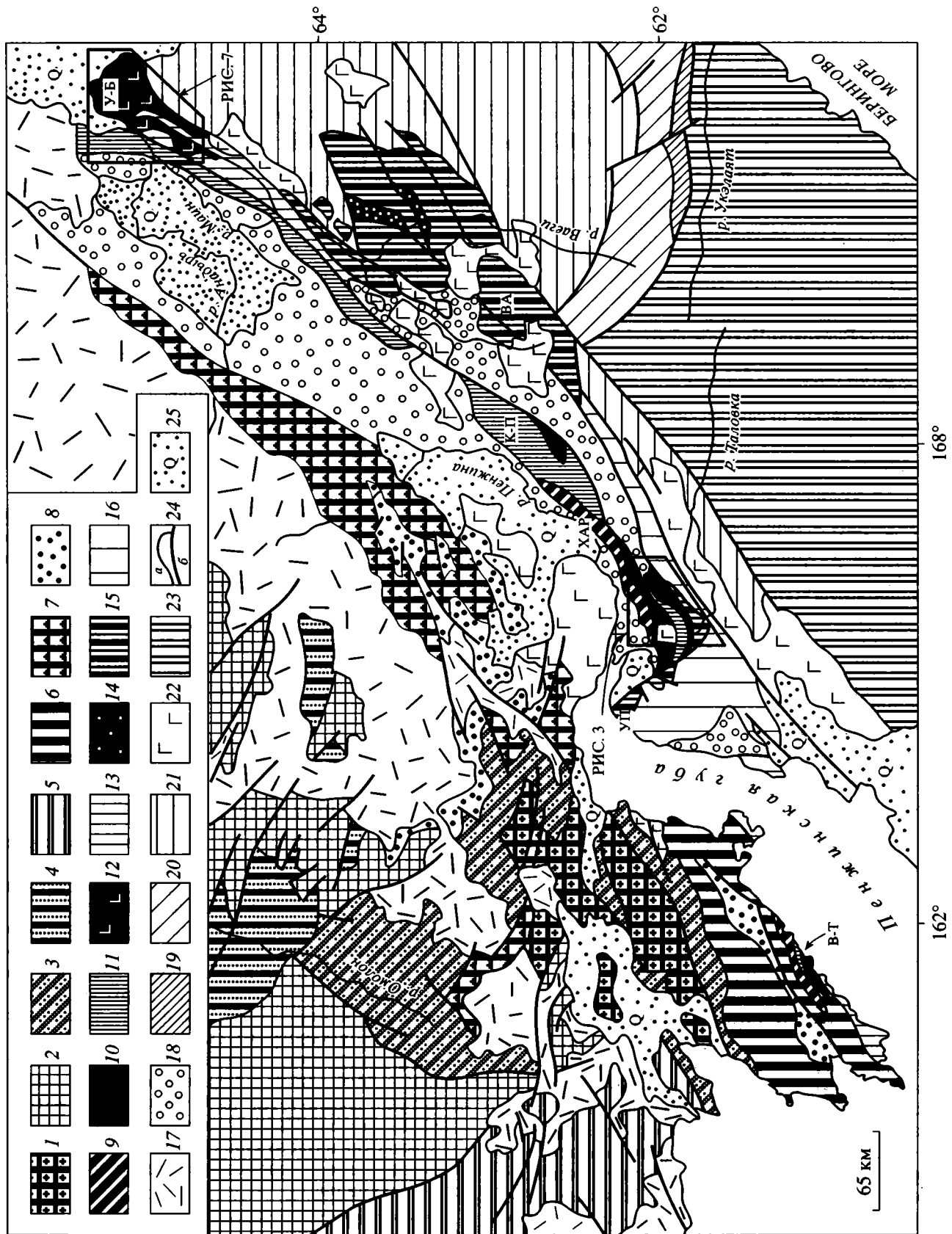


Рис. 1. Тектоническая схема Корякского сектора Тихоокеанского тектонического пояса и структурная позиция допозднепалеозойских офиолитов.

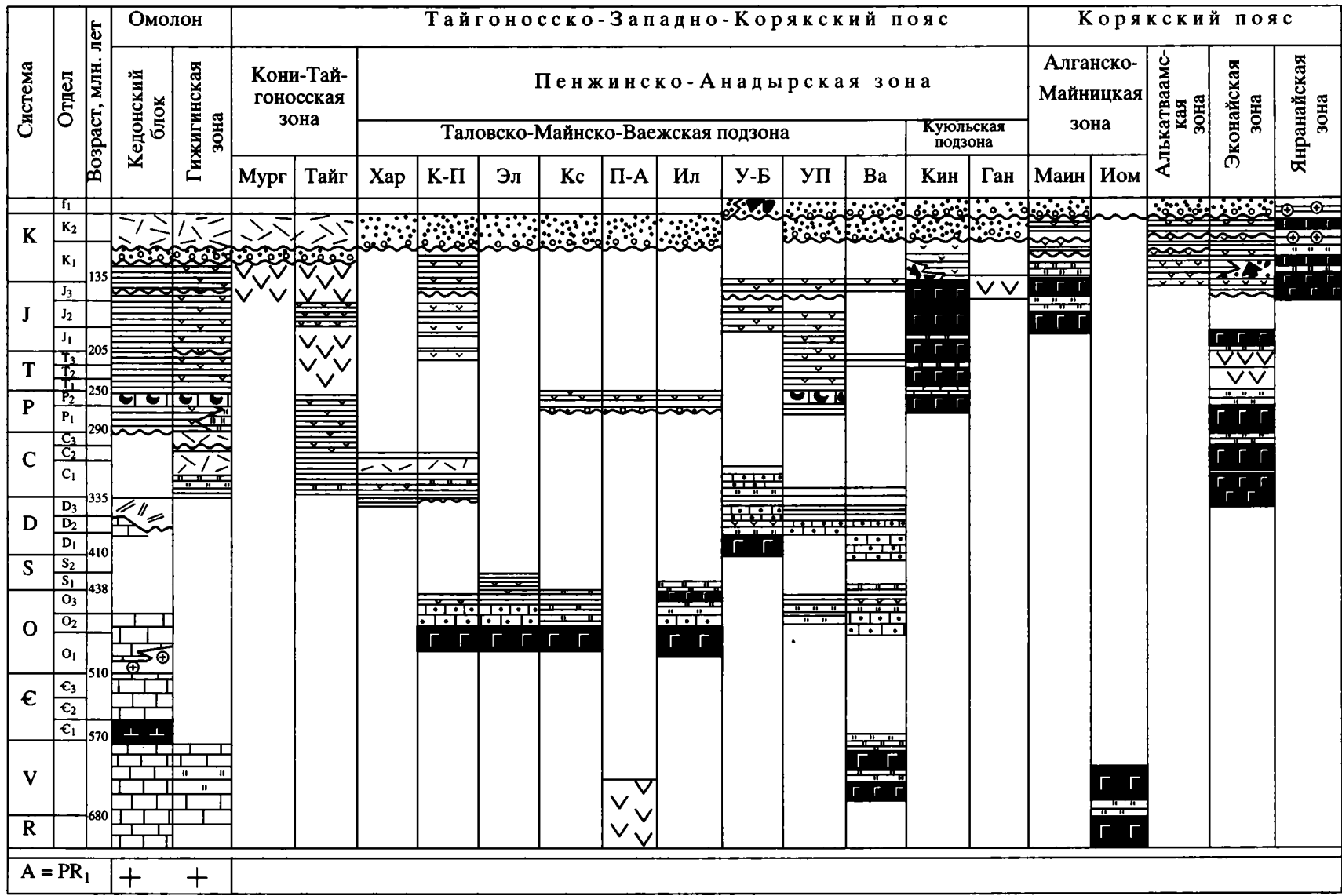
Верхояно-Чукотский континент. 1–4 – *Омолонский массив*: 1 – выступы докембрийского фундамента, 2, 3 – чехол: 2 – в приподнятой части (Кедонский блок), 3 – в погруженной и переработанной частях (Ауланджинская и Гижигинская зоны), 4 – Кегали-Шайбовеямский позднемезозойский рифт; 5 – *Верхоянский пояс*. *Мезозойско-кайнозойское складчатое обрамление.* 6–18 – *Тайгоноско-Западно-Корякский пояс*: 6–8 – *Кони-Тайгононская зона*: 6, 7 – комплексы позднепалеозойско-позднемезозойской Кони-Тайгононской (6) и позднемезозойской Мургалской (7) островных дуг, 8 – угленосная моласса баррема-альба; 9–16 – *Пенжинско-Анадырская зона*: 9–15 – *Таловско-Майнско-Ваежская подзона* (фрагмент позднепалеозойско-раннемезозойских структур): 9 – Харитонинский блок, 10, 11 – Ганычалан-Пальматкинский блок: 10 – позднерифейско-вендские островодужные и раннепалеозойские океанические комплексы фундамента, 11 – позднепалеозойско-раннемезозойские туфо-терригенные комплексы чехла, 12, 13 – Усть-Бельский блок: 12 – фрагменты ультрабазит-габбрового фундамента и базальтово-кремнисто-карбонатного чехла среднепалеозойских океанических структур, 13 – туфо-терригенные комплексы раннего и позднего мезозоя, 14, 15 – Упупкинский Ваежский блок: 14 – фрагменты метаморфизованного вендско-кембрийского океанического чехла, 15 – туфо-кремнисто-карбонатные комплексы раннего-среднего палеозоя и туфо-терригенные комплексы позднего палеозоя (?) и мезозоя; 16 – *Куюльская подзона* (позднепалеозойско-позднемезозойские океанические и островодужные комплексы восточного побережья полуострова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки); 17, 18 – вулканиты окраинно-континентального Охотско-Чукотского пояса (17) и терригенные комплексы преддуговых Маметчинского, Пенжинского и Пальматкинского-Майнского прогибов (18); 19–21 – *Корякский пояс*: 19 – позднеюрско-поздне меловые океанические комплексы *Яранайской зоны*, 20 – позднепалеозойско-раннемезозойские океанические и островодужные и поздне-мезозойские терригенные комплексы *Эконайской зоны*, 21 – юрско-раннемеловые океанические и ранне-поздне-меловые терригенные комплексы *Алганской, Майнской и Пикасываймской зон*; 22 – Западно-Корякский кайнозойский вулканический пояс; 23 – *Камчатский пояс*; 24 – стратиграфические границы (а) и разломы (б); 25 – четвертичные отложения.

Буквами обозначены блоки Таловско-Майнско-Ваежского фрагмента позднепалеозойских-раннемезозойских структур: ХАР – Харитонинский, В-Т – Восточно-Тайгоносский, Г – Ганычаланский, К-П – Кутинско-Пальматкинский, УП – Упупкинский, У-Б – Усть-Бельский, ВА – Ваежский.

конгломератов с обломками пестрых по окраске слоистых кремней, терригенных пород и основных вулканитов, указывающих на происхождение его, скорее всего, за счет разрушения офиолитов. Исходя из положения в разрезе, возраст горизонта брекчий раннетурнейский, возможно, частично позднедевонский. Выше залегают кремнистые и терригенные породы турнейского–визейского ярусов. Остальная часть разреза сложена углистыми континентальными и прибрежно-морскими отложениями визейского–серпуховского ярусов, обломочный материал которых представлен, главным образом, галькой андезитов. В ряде мест среди углистых пород отмечены тела порфиритов.

Сопоставление этого разреза с одновозрастными отложениями чехла юго-восточной окраины Омолонского массива [27, 38] показывает, что они образованы одним и тем же литологически и фаунистически выдержанным комплексом пород, а угленосные лагунно-морские отложения визейского–серпуховского ярусов могут рассматриваться в качестве маркирующих [38]. Это, а также складчато-глыбовый стиль деформаций этих образований позволяет, в качестве одного из вариантов, считать Харитонинский блок фрагментом Омолонского массива [17, 29]. В то же время наблюдаемые в пределах Харитонинского блока повышенные значения поля силы тяжести, сопоставимые с таковыми над остальной частью Таловско-Майнско-Ваежских структур, а также отмечающиеся в основании его разреза следы размыва пород офиолитовой ассоциации не исключают того, что харитонинский разрез формировался на коре океанического типа.

Непосредственно примыкающий к Харитонинскому **Ганычалан-Пальматкинский блок** подразделяется, в свою очередь, на три более мелких блока: Ганычаланский, Кутинско-Пальматкинский и Восточно-Тайгоносский. В пределах Ганычаланского блока на поверхность выведены фрагменты средне-позднеордовикских офиолитов и надстраивающего их среднеордовикско-раннесилурийского карбонатно-терригенного чехла, метаморфические породы позднего докембрия–среднего палеозоя и тектонически перекрывающий их комплекс туфо-терригенных пород верхней перми (см. рис. 3), являющийся фрагментом сорванного со своего основания неавтохтона [2, 9, 12, 17, 22, 29]. Разрез Кутинско-Пальматкинского блока начинается базальтами и надстраивающими их карбонатно-терригенными породами ордовика, литологически и фаунистически сходными с ордовикскими карбонатно-терригенными отложениями Ганычаланского блока [2, 14]. Выше трансгрессивно с валунно-галечными конгломератами в основании лежит комплекс яшм, кремнисто-туфо-терригенных пород и вулканитов раннего карбона [14]. На всем этом несогласно залегают комплексы туфо-терригенных пород верхнего триаса–средней юры, в свою очередь, несогласно перекрывающийся относительно слабо деформированным комплексом волжско-готеривских вулканотерригенных и терригенных пород Мургалского преддугового прогиба [14]. Восточно-Тайгоносский блок образован тектонически совмещенными метагабброидами, кремнисто-терригенно-карбонатными породами ордовика и раннего карбона, строение и состав которых позволяют параллельно



A = PR₁

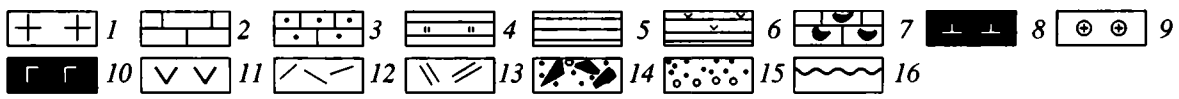


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов основных структурно-формационных зон Корякского сектора Тихоокеанского пояса по материалам [2, 11, 12, 17, 20–23, 28].

1 – докембрийский фундамент; 2, 3 – карбонатные породы континентального шельфа (2), океанических поднятий и островов (3); 4 – кремни; 5, 6 – терригенные (5) и туфо-терригенные (6) породы; 7 – битуминозные алевроито-глинисто-пепловые известняки; 8 – рифтогенные базальты; 9 – аркозовые песчаники; 10 – океанические базальты; 11, 12 – вулканогенные и плутонические породы островных дуг (11) и окраинно-континентальных поясов (12); 13 – кедонская андезит-липарит-трахилипаритовая серия Омолонского массива; 14 – хаотические комплексы с глыбами пород офиолитовой ассоциации; 15 – угленосная моласса; 16 – перерывы в осадконакоплении.

Буквами обозначены разрезы: Мург, Тайг-Мургальской и Тайгоносской дуг; Хар, К-П, У-Б, Уп, Ва – Харитонинского, Кутинско-Пальматкинского, Усть-Бельского, Упупкинского и Ваежского блоков; Эл, Кс, Ил – Эльгиминайского, Калисимиткинского и Ильпинейского покровных комплексов Ганычаланского блока; П-А – плагиогранит-амфиболитового комплекса Ганычаланского блока; Кин – кингвеевского океанического типа отложений покровных комплексов восточного побережья полуострова Тайгонос и Куюльского меланжа; Ган – ганикуваямского островодужного комплекса Куюльского меланжа; Майн, Иом – Майницких и Иомраутского покровов.

лизовать их с разрезами ордовика и раннего карбона Ганычаланского и Харитонинского блоков [7, 31]. Это говорит о том, что Ганычаланский, Кутинско-Пальматкинский и Харитонинский блоки в первой половине среднего палеозоя входили, вероятно, в состав единой более крупной блоковой структуры, испытавшей в середине среднего и начале позднего палеозоя дифференциальные вертикальные движения и смещения по сдвигам, что, вероятно, обусловило различия в строении разрезов отдельных блоков, в частности, выпадение во всех из них девона, а в Ганычаланском – еще и карбона.

Центральный **Усть-Бельский блок** образован фрагментами разреза офиолитовой ассоциации среднего девона, кремнисто-карбонатно-терригенными породами среднего девона–раннего карбона и тектонически совмещенными с ними туфо-терригенными породами средней юры, сходными со среднеюрскими образованиями бассейна рек Кутинки и Пальматкиной [1, 12, 44].

Примыкающий к нему с востока **Ваежский блок** и располагающийся на его простирании **Упупкинский** являются фрагментами более крупной блоковой структуры, смещенными один относительно другого по сдвигу.

Ввиду плохой обнаженности и исключительно сложной покровно-блоковой тектоники расшифровка их строения не может считаться удовлетворительной. Накопленный к настоящему времени материал [11, 30, 33] позволяет все-таки говорить о присутствии внутри Ваежского блока фрагментов фундамента, сложенного метаморфизованными вулканогенно-карбонатно-кремнистыми породами венда–нижнего кембрия, и пород ордовикско-девонского карбонатно-кремнисто-туфо-терригенного чехла, ордовикско-силурийская часть которого сходна с соответствующими по возрасту породами Ганычалан-Пальматкинского блока. Этот палеозойский чехол сорван со своего основания и тектонически переслаивается с туфо-терригенными породами позднего триаса. В юго-восточной части Ваежского блока, где степень тектонического расслоения возрастает, в нижних частях

разреза верхнего триаса появляются крупные глыбы филлитов, трондьемитов и известняков палеозоя [10].

Упупкинский блок состоит из пакетов тектонических пластин, сложенных в основном органогенно-детритусовыми известняками раннего (?), среднего–позднего девона и битуминозными карбонатно-терригенными породами верхней перми. В ряде мест установлены пластины терригенных и карбонатно-терригенных пород нижней перми, туфо-терригенные породы среднего триаса–средней юры, а также поздней юры–раннего мела [12, 14].

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДОПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Наиболее представительные выходы допозднепалеозойских офиолитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород имеются в Ганычаланском, Усть-Бельском и Ваежском блоках.

Ганычаланский блок

Офиолиты и метаморфические породы Ганычаланского блока формируют три покровных комплекса: Ильпинейский, Калисимиткинский и Эльгиминайский (см. рис. 3).

Нижний **Ильпинейский комплекс** слагает одноименную антиформную покровную складку и представлен базальтами, карбонатными и кремнисто-терригенными породами, метаморфизованными в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации. Возраст метаморфизма определен К-Аг [8] и Rb-Sr [3] методами, соответственно, в 325 и 327 млн. лет и Аг-Аг методом в 520–530 млн. лет [29].

Вышележащий **Калисимиткинский покров** тектонически облекает метабазиты Ильпинейской складки в ее периклинальном замыкании и слагает синформу на ее западном крыле (см. рис. 3). В его разрезе выделяется четыре пластины. Нижняя сложена габбро-амфиболитами, мигматизированными амфиболитами и плагиогранитами с

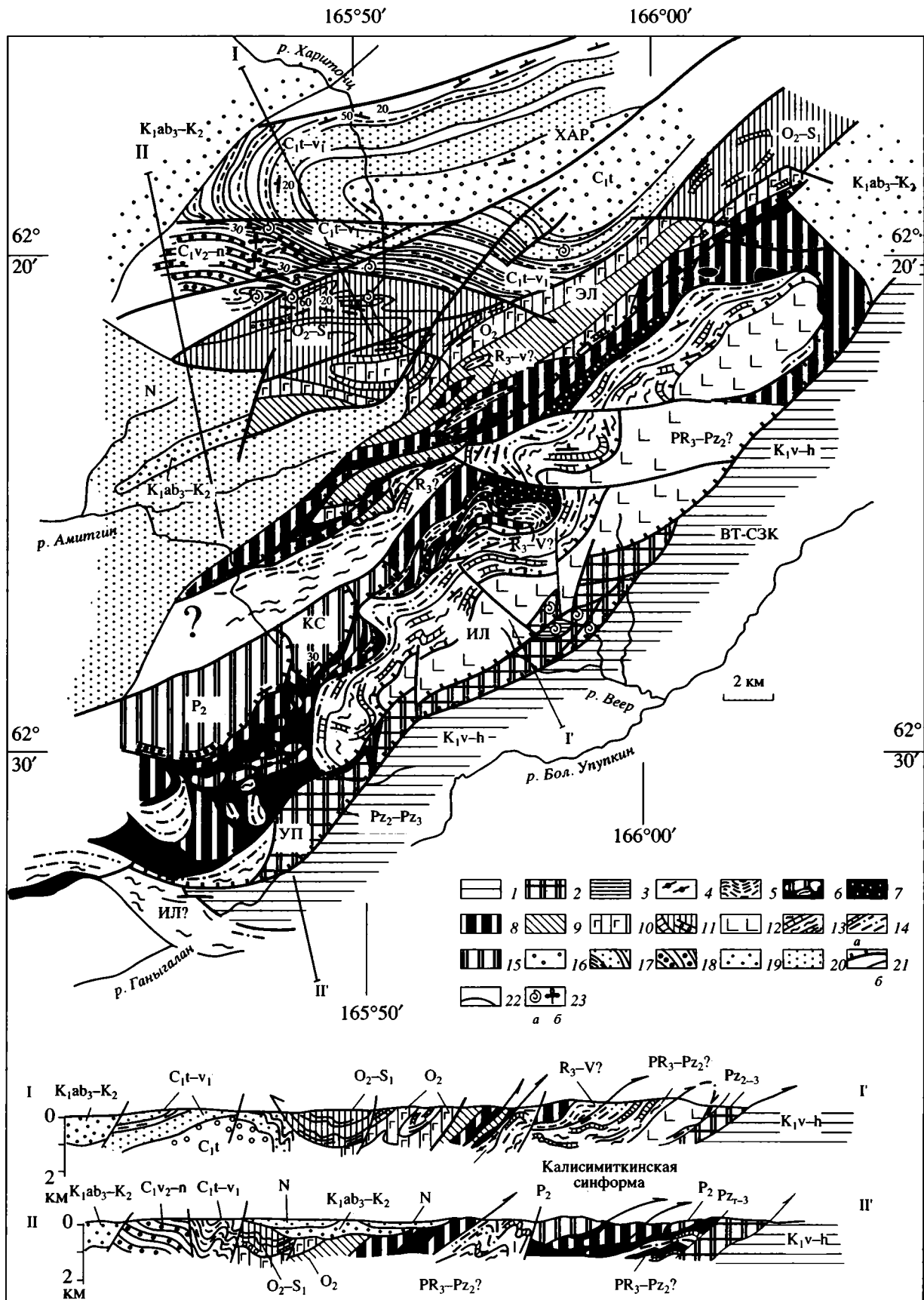


Рис. 3. Геологическая карта Понтонейских гор, по [22] с дополнениями.

1 – флишево-олистостромовые отложения берриаса–готерива; 2, 3 – Упупкинский блок: 2 – карбонатно-терригенные породы среднего–верхнего девона и верхней перми, 3 – туфо-терригенные породы среднего–верхнего триаса; 4–15 – Ганычаланский блок: 4, 5 – метаморфические породы основания Эльгиминайского и Калисимиткинского покровов: 4 – гранат-биотитовые и гранат-двуслюдные гнейсы позднего рифея (?), 5 – амфиболиты и плагиограниты венда (?); 6–11 – раннепалеозойские офиолиты Эльгиминайского и Калисимиткинского покровов: 6 – серпентинитовый меланж, 7 – плагиоклазовые перидотиты, троктолиты, оливиновые габбро и оливиновые габбро-нориты (ультрабазит-габбровый комплекс), 8 – массивно-полосчатые габбро, 9 – габбро-диабазы силлово-дайкового комплекса, 10 – базальты с прослоями кремней и пелагических известняков, 11 – рифогенные известняки и конгломераты среднего–верхнего ордовика, надстраивающиеся граптолитовыми сланцами верхнего ордовика–нижнего силура; 12–14 – метавулканогенно-карбонатно-кремнистые породы Ильпинейского покровного комплекса, верхний докембрий–средний палеозой (?); 12 – подушечные базальты с жадеитом в миндалинах, 13 – кварц-хлорит-карбонатные сланцы с маркирующими горизонтами мраморизованных известняков и железисто-слюдистых микрокварцитов, 14 – глаукофан-лавсонитовые сланцы, мраморизованные известняки и микрокварциты; 15 – туфо-терригенные породы верхней перми; 16–18 – Харитонинский блок: 16 – конгломерато-брекчии турнейского яруса нижнего карбона, 17 – песчаники, алевролиты и радиоляриты турнейского – визейского ярусов, 18 – угленосные прибрежно-морские отложения визейского–серпуховского ярусов; 19, 20 – постаккреционный чехол: 19 – угленосная моласса позднего альба–сенона, 20 – неоген-четвертичные отложения; 21 – надвиги (а) и разломы (б); 22 – стратиграфические границы; 23 – находки фауны (а) и флоры (б).

Буквами обозначены: ВТ-СЗК – раннемеловой аккреционный комплекс восточного побережья полуострова Тайгос–Северо-Западной Камчатки, УП – Упупкинский блок, Эл, КС, ИЛ – Эльгиминайский, Калисимиткинский и Ильпинейский покровные комплексы Ганычаланского блока, ХАР – Харитонинский блок. Местоположения рис. 3 см. на рис. 1.

Pb-Pb термоизохронным возрастом цирконов из амфиболитов и плагиогранитов, соответственно, 500 и 700 млн. лет (определения Л.В. Сумина). Следующая пластина образована породами полосчатого ультрабазит-габбрового комплекса, сменяющимися вверх по разрезу гнейсовидными лейкократовыми габбро. Предпоследняя пластина представлена серпентинитовым меланжем, в блоках которого, помимо нижележащих габброидов, мигматизированных амфиболитов и метаморфических сланцев глаукофан-зеленосланцевого комплекса, встречаются серпентинизированные ультрабазиты и крупные фрагменты разрезов терригенных и кремнисто-терригенных пород, последние из которых датированы ордовиком [22, 29]. Завершается разрез покровного комплекса пластиной монотонных филлитизированных алеврито-глинистых пород. Обнаруженные в них авторами остатки призматического слоя колымий (определения В.Г. Ганелина), а в гальке базальных конгломератов – девонские фавозититы (определения Б.В. Преображенского) датируют эти отложения верхней пермью. Помимо карбонатных пород, в базальных конгломератах установлена галька габброидов, разнообразных терригенных, кремнистых и вулканогенно-осадочных пород, а также обломки кварц-эпидот-хлоритовых и кварц-альбит-эпидотовых сланцев, определяющих верхний возрастной предел глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма и ранних этапов покровообразования рубежом среднего и позднего палеозоя, а сам разрез перми как неавтохтонный.

Самый верхний *Эльгиминайский покровный комплекс* тектонически надвинут на Калисимиткинский покров с северо-запада. В подошве его отмечаются блоки и пластины (до 0.6 × 2 км в поперечнике) диафторированных гранат-биотитовых гнейсов и кварц-гранат-мусковит-биотито-

вых сланцев с Pb-Pb термоизохронным возрастом выделенных нами из них цирконов 1100 млн. лет (определения Л.В. Сумина). Вероятно, к этой же части разреза покровного комплекса относятся находки кварц-амфибол-гранатовых сланцев с Ag-Ag возрастом роговой обманки в 550 млн. лет [29]. Вышележащая часть покровного комплекса сложена породами офиолитовой ассоциации, базальтово-кремнистые образования которой согласно надстраиваются рифогенными известняками и замещающими их вверх по разрезу и по латерали плохо сортированными конгломератами с галькой известняков, кремней, основных изверженных пород и алевролитов. Отмечается базальтовый и андезит-базальтовый состав гальки изверженных пород, их повышенная щелочность и присутствие среди них калиевых щелочных базальтов [2]. В гальке известняков обнаружены конодонты среднего ордовика и археоциаты и известковистые водоросли ботомского века раннего кембрия, видовой состав которых характерен для биоценозов Катазии и Северной Америки [22, 29]. По конодонтам, граптолитам, брахиоподам, трилобитам и радиоляриям возраст конгломератов и рифогенных известняков датируется средним–поздним ордовиком [2, 22, 29, 44]. Возраст габбровой части офиолитового разреза определен Ag-Ag методом по магматической роговой обманке в 559 млн. лет [29]. Завершается разрез Эльгиминайского покрова граптолитовыми сланцами среднего ордовика–раннего силура [2, 9, 17].

Разрез *офиолитов* Калисимиткинского и Эльгиминайского покровов включает пять вещественных комплексов: 1) комплекс серпентинизированных перидотитов; 2) плагиоклазовые перидотиты, оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты и лейкократовые габбро полосчатого ультрабазит-габбрового комплекса; 3) комплекс гней-

совидных лейкократовых габбро; 4) габбро-диабазы силлово-дайкового комплекса и 5) комплекс базальтов.

Серпентинизированные перидотиты представлены практически нацело серпентинизированными породами, из первичных минералов которых сохранились только хромшпинелиды. Они, как правило, интенсивно тектонически разлинзованы и отделены от пространственно связанных с ними полосчатых габброидов зонами расланцевания и меланжа, в силу чего их позиция в офиолитовом разрезе остается, строго говоря, неясной. По нормативному составу серпентинизированные перидотиты отвечают ряду диопсидовый гарцбургит–лерцолит. Кроме того, для них характерны относительно высокая магнезиальность ($Mg/(Mg+Fe) = 88.6-90.2$), высокая хромистость ($Cr/(Cr+Al) = 65.6-87.4$) и относительно высокая магнезиальность ($36.4-57.4$) шпинели, но в то же время довольно низкие содержания хрома (850–1600 г/т) и никеля (900–1300 г/т), в силу чего они могут рассматриваться как ультраосновные кумуляты.

Породы собственно ультрабазит-габбрового полосчатого комплекса образуют кумулятивную серию, в нижней части которой преобладают плагиоклазовые перидотиты и меланократовые оливиновые габбро, неравномерно насыщенные полосами и пятнами лейкократового габбрового материала, а в верхней – полосчатые и пятнисто-полосчатые оливиновые габбро, заключающие блоки и “пятна” меланократовых оливиновых габбро-норитов. Плагиоклазовые перидотиты как наиболее магнезиальные члены этой серии представляют собой ортокумулят, кумулятивная часть которого сложена относительно магнезиальным оливином – $Fo_{79.8-82.5}$, а интеркумулус – ойкокристаллами хромистого диопсида, к которому добавляется ортопироксен, паргасит и сосюритизированный плагиоклаз – An_{92-93} . Эти минералогические особенности отражаются на графиках РЗЭ (рис. 4, А), демонстрирующих низкий уровень содержания редких земель (эффект аккумуляции оливина) и отсутствие дифференциации. Менее магнезиальные разности образованы чередованием в разрезе оливин ($Fo_{77.6-73.5}$)-плагиоклазовых и диопсид-плагиоклазовых кумулятов. Интеркумулус состоит из буровато-зеленой паргаситовой роговой обманки и рудного минерала. Постоянно отмечается ортопироксен, образующий агрегатные скопления около оливина. На диаграммах РЗЭ эти породы имеют одинаковый с плагиоклазовыми перидотитами уровень содержания редких земель, но отличаются присутствием положительной европиевой аномалии, что является отражением аккумуляции, помимо оливина, также и плагиоклаза (см. рис. 4, А).

Гнейсовидные лейкократовые *габбро* образованы плоско-параллельно ориентированными таблитчатыми кристаллами умеренно натрового (0.43% Na_2O_3), умеренно титанистого (0.97% TiO_2) клинопироксена, таблицами сосюритизированного плагиоклаза и интерстициальными выделениями титанистой (3.25% TiO_2) паргаситовой роговой обманки и рудного минерала, представленного в самых верхних частях габбрового разреза титаномагнетитом и ильменитом. Габброиды характеризуются более высоким, в сравнении с породами полосчатой серии, уровнем содержания РЗЭ, обеднением их в легкой и обогащением в средней части спектра, что является следствием присутствия в них в качестве главных минеральных фаз клинопироксена и плагиоклаза (см. рис. 4, А).

В отличие от габброидов офиолитовых разрезов и разрезов коры срединно-океанических хребтов, относящихся к единой петрохимической серии, габбро Ганычаланского блока содержат в своем разрезе породы трех серий (рис. 5). Первая, относительно высокотитанистая, объединяет меланократовые оливиновые габбро-нориты и габбро, ассоциирующие с серпентинизированными перидотитами меланжевой пластины Калисимиткинского покрова. Эта серия сформировалась из относительно слабо деплетированного мантийного источника и характеризуется повышенной титанистостью пород и минералов, относительно высокими содержаниями циркония и отчетливо отрицательной корреляцией отношения циркония к иттрию. Вторая, также относительно высокотитанистая, серия объединяет оливиновые габбро-нориты ультрабазит-габбрового полосчатого комплекса. От вышеописанной серии она отличается отрицательной корреляцией титана, циркония и цирконий-иттриевого отношения в магнезиальных членах серии и положительной корреляцией этих величин в магнезиально-железистых. Последняя, относительно низкотитанистая, серия объединяет оливиновые габбро и троктолиты полосчатого комплекса и габброиды комплекса лейкократовых гнейсовидных габбро. Эта серия характеризуется относительно большей степенью истощенности мантийного источника, меньшими содержаниями титана, циркония и, в целом, более высокими значениями цирконий-иттриевого отношения с отрицательной тенденцией корреляции его с железо-магнелиевым отношением в магнезиальных членах серии и постоянством в магнезиально-железистых.

Вышеохарактеризованные особенности ганычаланских габброидов свидетельствуют, что формирование соответствующего офиолитового разреза происходило в результате последовательно плавления прогрессивно истощавшегося и, вероятно, изначально обогащенного мантийного

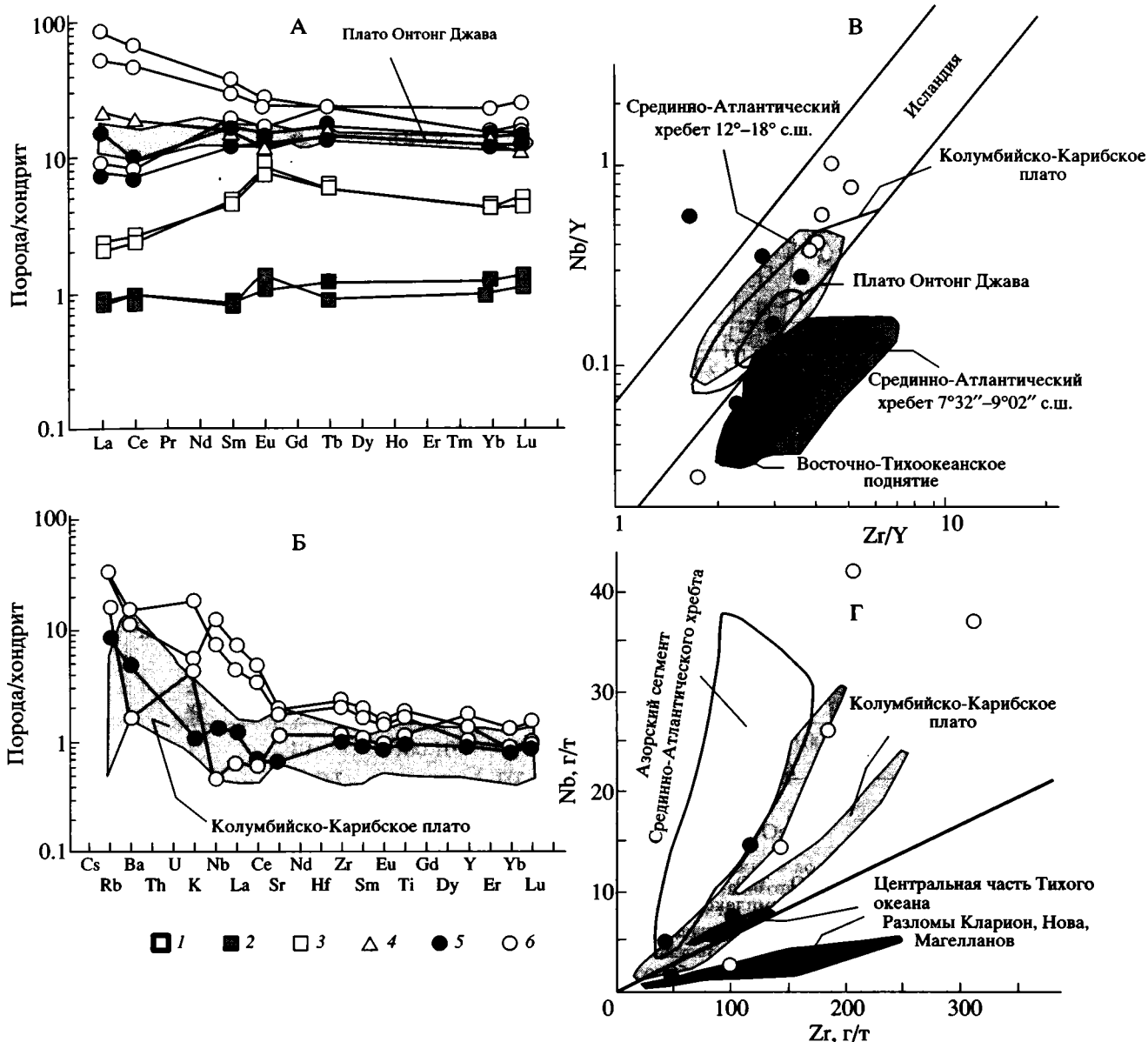


Рис. 4. Спектры редких и редкоземельных элементов для ультрабазитов, габброидов и базальтов Эльгминайского и метабазальтов Ильпинейского покровных комплексов (А, Б) и диаграммы Zr/Y–Nb/Y и Nb–Zr для базальтов этих покровных комплексов (В, Г).

1 – серпентинизированные перидотиты; 2 – плагиоклазовые перидотиты, троктолиты, оливинные габбро и оливинные габбро-нориты ультрабазит-габбрового комплекса; 3 – габбро; 4 – габбро-диабазы; 5, 6 – базальты Эльгминайского (5) и Ильпинейского (6) покровных комплексов.

В качестве сравнительного материала использованы данные по базальтам Колумбийско-Карибского и Исландского океанического плато [39], плато Онтонг Джава [41], базальтам Восточно-Тихоокеанского поднятия [39, 40], абиссальным базальтам северо-запада Тихого океана [13], базальтам Срединно-Атлантического хребта на широте Азорских островов [13] и базальтам Срединно-Атлантического хребта на отрезках 12–18° с.ш. и 7–9° с.ш. [25, 26]. Прямая линия на диаграмме Zr–Nb – разделительная линия для базальтовых серий обедненного и обогащенного типов [13].

источника. Подобный режим плавления должен был обеспечиваться условиями медленного спрединга, повышенным тепловым потоком и большей степенью плавления мантийного субстрата, что, вероятно, более характерно для обстановок формирования коры океанических плато.

Образования *силлово-дайкого комплекса* представлены в основном силлами крупнозернистых габбро-диабазов, обнаруживающих переходы, с одной стороны, к габбро-пегматитам, с другой – к микродиабазам и афировым базальтам. Изредка отмечаются самостоятельные пласто-

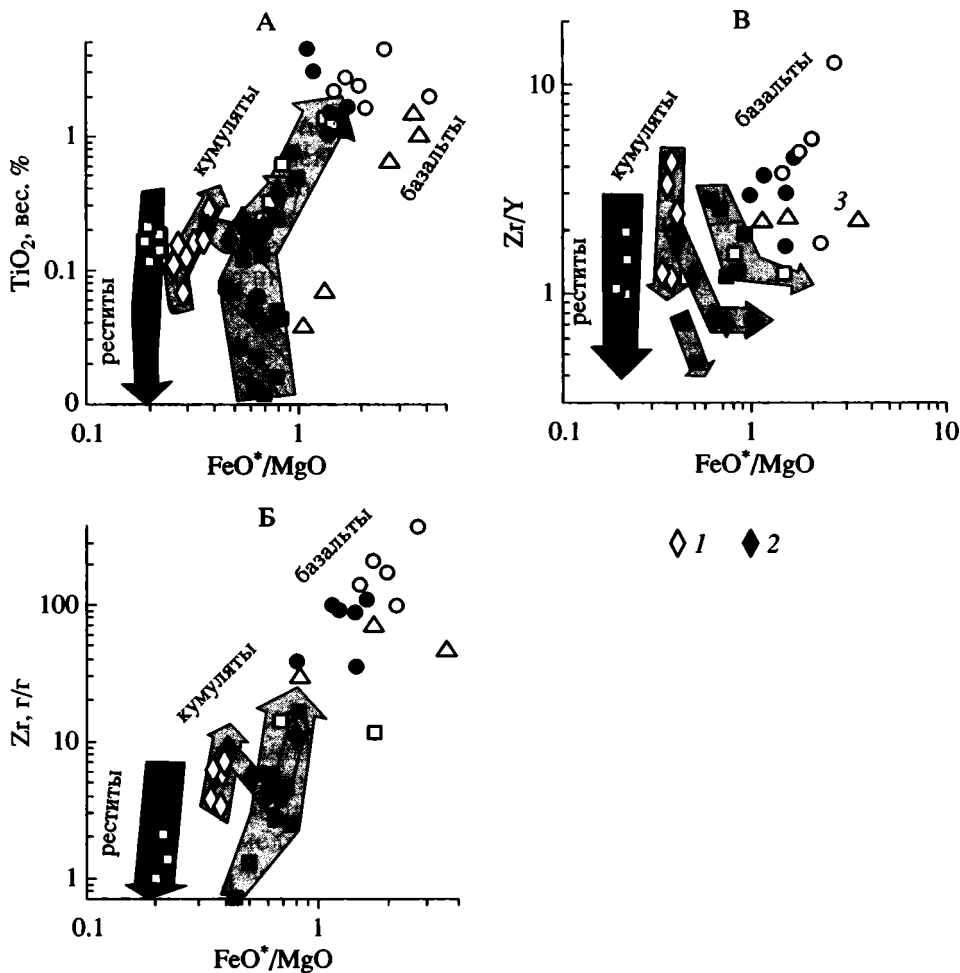


Рис. 5. Диаграммы: А – $FeO^*/MgO - TiO_2$, Б – $FeO^*/MgO - Zr$, В – $FeO^*/MgO - Zr/Y$ для офиолитов Эльгиминайского и Калисимиткинского покровных комплексов и metabазальтов Ильпинейского комплекса.

Темной стрелкой показан обобщенный тренд дифференциации лерцолитов Ронда [37] и ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта в районах разломов Зеленого мыса и Далдрамс [25, 26], светлыми стрелками – тренды дифференциации кумулятивных ультрабазитов и габбро Эльгиминайского и Калисимиткинского покровов. Остальные условные обозначения см. рис. 4.

вые тела и дайки (?) афировых базальтов, кварцевых габбро-диабазов и, вероятно, штокообразные тела биотит-амфиболовых диоритов и тоналитов. Для габбро-диабазов характерен близкий базальтам спектр РЗЭ, более низкие в сравнении с ними содержания титана, циркония и более низкие значения цирконий-иттриевого отношения, позволяющие отнести их, вместе с низкотитанистыми габброидами полосчатого комплекса, к одной и той же серии (см. рис. 4).

Базальты представлены массивными афировыми хорошо раскристаллизованными разностями, состоящими из микролитов альбитизированного плагиоклаза и темно-бурого девитрифицированного стекла, насыщенного сноповидными тонко-волокнистыми агрегатами клинопироксена. Слабо раскристаллизованные разности менее

характерны и установлены, главным образом, в корках подушечных базальтов.

По аналитическим данным (см. рис. 4) базальты сходны с базальтоидами срединно-океанических хребтов по типу распределения тяжелых РЗЭ, но отличаются дифференцированным характером распределения легких РЗЭ (обеднение Се и обогащение La), обогащением крупноионными литофилами и Nb. По этим показателям они, как это видно на рисунке 4, близки базальтам океанических плато, обогащенным базальтам отдельных участков Срединно-Атлантического хребта, в частности, базальтоидам Азорской "горячей" точки.

Тектонически совмещенные с офиолитами *метаморфиты* включают четыре вещественных комплекса: 1) гранат-биотитовые гнейсы и сланцы из подошвы Эльгиминайского покрова,

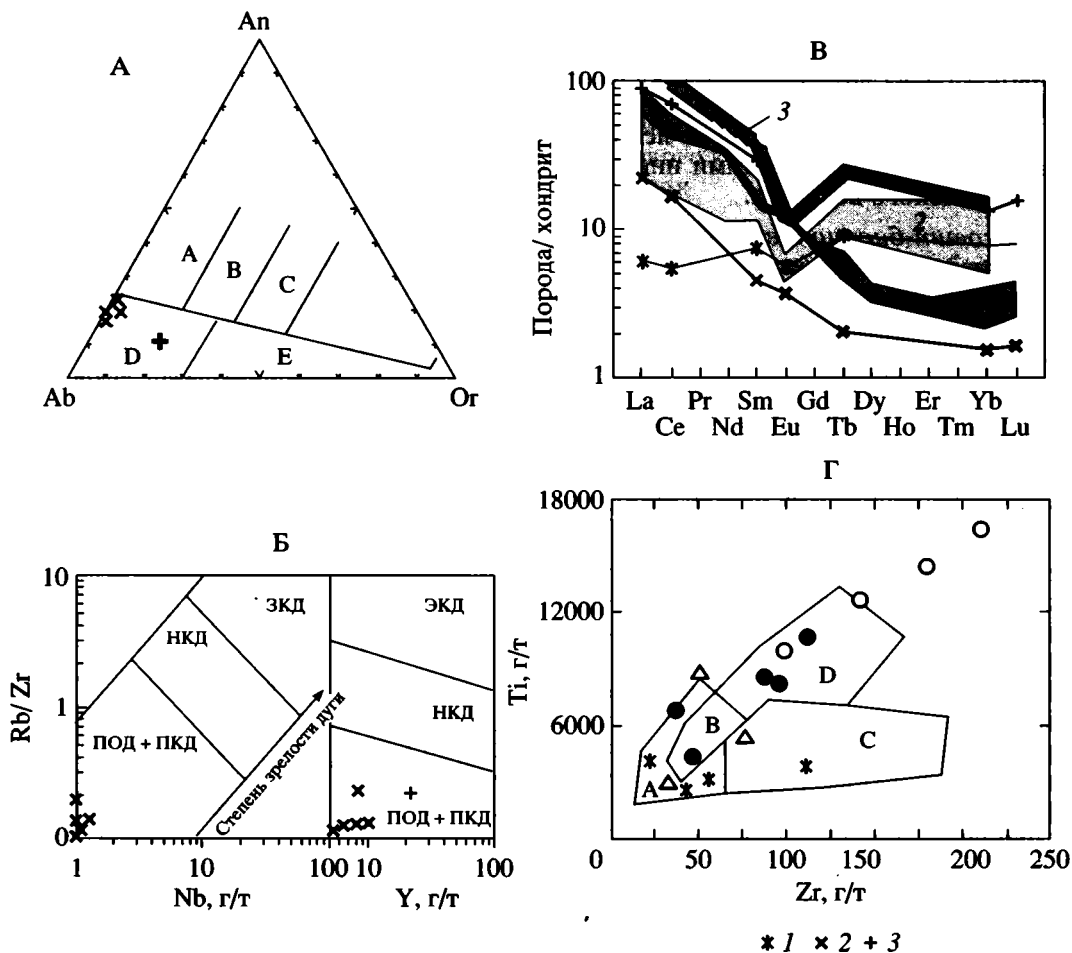


Рис. 6. Петрохимические и геохимические характеристики метаморфических и ассоциирующих с ними plutонических пород Ганычаланского блока: А – нормативный состав гнейсов и плагиигранитов плагиигранит-амфиболитового комплекса (А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамелиты, D – трондьемиты, Е – граниты); Б – диаграммы Rb/Zr – Nb и Rb/Zr – Y [35] для гнейсов и плагиигранитов плагиигранит-амфиболитового комплекса (ПОД + ПҚД – гранитоиды примитивных островных и континентальных дуг, НКД – нормальных континентальных дуг, ЗКД – зрелых континентальных дуг); В – содержание редких земель в породах плагиигранит-амфиболитового и гнейсового комплексов (цифры на схеме – редкоземельные спектры: 1 – высокоглиноземистых тоналит-трондьемитовых серий островных дуг [36], 2 – коллизионных гранитов [46] и 3 – гранитов андийской окраины [46]); Г – диаграмма Ti – Zr [45] для амфиболитов амфиболит-плагиигранитного комплекса, базальтов Эльгиминайского офиолитового разреза и metabазальтов Ильпинейского глаукофан-зеленосланцевого комплекса (буквами показаны поля: А, С – базальтов континентальных вулканических дуг, А, В – низкокальциевых толеитов островных дуг и океанических хребтов, D, В – базальтов океанического дна).

1 – амфиболиты; 2 – плагииграниты плагиигранит-амфиболитового комплекса; 3 – гнейсы. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

2) мигматизированные амфиболиты и плагииграниты подошвы Калисимиткинского покрова, 3) габбро-амфиболиты подошвы Калисимиткинского покрова и 4) глаукофановые и зеленые сланцы Ильпинейского покровного комплекса.

Гранат-биотитовые гнейсы гнейсового комплекса Эльгиминайского покрова слагают внутреннюю часть наиболее крупного блока метаморфических пород, закартированного авторами в бассейне левого истока р. Харитони (см. рис. 3). Это средне-крупнозернистые гранобластовые породы со следами катаклаза, бластомилонитиза-

ции и низкотемпературной рекристаллизации. Среди первичных минералов более половины объема породы приходится на серицитизированный кислый плагииоклаз – 60%. Остальная часть представлена кварцем – 15–20%, хлоритизированным биотитом – 10–15% и гранатом – 10–15%, относительно высокая магнезиальность которого (Mg/(Mg+Fe) = 0.32) позволяет предполагать глубину их формирования близкой глубинам формирования пород гранулитовой фации.

По нормативному составу (рис. 6, А), спектрам РЗЭ (см. рис. 6, В) и соотношению Rb, Zr, Nb и Y

(см. рис. 6, Б) гнейсы соответствуют трондьемитам примитивных континентальных вулканических дуг, что позволяет рассматривать их в качестве блоков фундамента рифейской активной континентальной окраины. В то же время не исключено, что они могут быть фрагментами инициальной коры гренавиллского возраста.

Гранат-мусковит-биотитовые сланцы слагают краевую часть наиболее крупных гнейсовых тел и ряд более мелких. Породообразующими минералами их являются кварц – 40%, кислый плагиоклаз – 30%, биотит + мусковит – 20% и железистый гранат – 10%. Более низкие значения магнезиальности граната ($Mg/(Mg+Fe) = 0.24$) и биотита ($Mg/(Mg+Fe) = 0.52$) свидетельствуют либо о температурной зональности внутри данного комплекса метаморфических пород, либо о диафторезе.

Мигматизированные амфиболиты и плагиограниты плагиогранит-амфиболитового комплекса и *габбро-амфиболиты* Калисимиткинского покрова занимают две структурные позиции. Породы плагиогранит-амфиболитового комплекса являются, вероятно, самым нижним элементом разреза. Особенности строения их определяются присутствием меланократового амфиболитового субстрата, сложенного сланцеватым гранобластовым агрегатом буровато-зеленой магнезиальной роговой обманки, плагиоклаза, кварца и биотита и неравномерно насыщающей его лейкосомы биотитовых плагиогранитов. Последние образуют среди них также более крупные тела линзовидного и, вероятно, штокового характера.

По особенностям распределения R3Э (см. рис. 6, В) и соотношению Ti и Zr (см. рис. 6, Г) меланосома мигматизированных амфиболитов отвечает толеитам островных дуг, гранитный материал – высокоглиноземистым тоналит-трондьемитовым сериям фанерозойских островных дуг (см. рис. 6, А, 6, В), происхождение которых связывается с плавлением океанической плиты в зоне субдукции [36]. Островодужный генезис гранитного материала отчетливо иллюстрируется также диаграммами Rb/Zr – Nb и Rb/Zr – Y, дополнительно указывающими на его примитивный характер (см. рис. 6, Б).

Габбро-амфиболиты слагают подошву вышележащей габбровой пластины и отделены от постилающих амфиболитов зонками более позднего рассланцевания. Строение их определяется присутствием широкого спектра метаморфизованных пород, от разностей, в которых метаморфические преобразования в габбро выразились в замещении клинопироксена и первичной зеленовато-бурой паргаситовой роговой обманки гранобластовым агрегатом зеленой актинолитовой роговой обманки, до разностей, где пироксены сохранились в виде редких реликтовых зерен сре-

ди гранолепидобластового и нематобластового агрегата актинолитовой роговой обманки и сосюритизированного плагиоклаза.

Геодинамическая интерпретация габбро-амфиболитового комплекса остается не совсем ясной. Геохимические различия между габбро-амфиболитами и габброидами собственно офиолитовой серии, а также наблюдающееся между ними метаморфическое несогласие позволяют рассматривать габбро-амфиболиты и мигматизированные амфиболиты в качестве фрагментов зонально метаморфизованного фундамента рифейско-вендской островной дуги. В то же время не менее резкий скачок метаморфизма, отмечающийся также еще и на границе габбро-амфиболитов и мигматизированных амфиболитов, не исключает того, что габбро-амфиболиты возникли в результате метаморфизма габброидов нижних частей разреза раннепалеозойской океанической коры в процессе тектонического совмещения ее с островодужными комплексами позднего рифей-венда.

Состав, строение *зеленых и глаукофановых сланцев* Ильпинейского глаукофан-зеленосланцевого комплекса подробно освещены Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревой [8]. Ими предложено трехчленное деление протолита метаморфизованных пород, установлены закономерности площадного распространения парагенезисов зеленосланцевой и глаукофан-зеленосланцевой фаций и выделена промежуточная зона с парагенезисом жадеита, глаукофана и хлормеланита. Подчеркивается несоответствие контуров метаморфических зон со стратиграфическими границами выделенных толщ и подошвой вышележащих габбро, на основе чего делается вывод об отсутствии связей между процессами метаморфизма и становлением габбро.

Нашими исследованиями установлен отличающийся разрез метаморфизованных пород, позволяющий внести в представления предшественников коррективы. Среди метаморфических пород выделено два метаморфических комплекса (см. рис. 3). Первый обнажается в ядре Ильпинейской покровной складки и изучался нами на юго-восточном склоне горы Ильпинейгылхин и на правобережье правого истока р. Харитони. Выделенный комплекс отвечает низам нижней толщи Н.Л. Добрецова и Л.Г. Пономаревой и представлен массивными базальтами с жадеитом в миндалинах, глаукофаном и хлормеланитом в основной массе. Видимая мощность комплекса не менее 2000 м.

Метаэффузивы рассматриваемого комплекса подразделяются по составу на базальты и пикриты. Первые резко преобладают. Их фигуративные точки занимают на различных диаграммах промежуточное положение между обогащенными

ми базальтами срединно-океанических хребтов и щелочными базальтами океанических островов (см. рис. 5). Подобные вариации в составе базальтов характерны для океанических плато, но не исключают также условия океанических островов. Пикриты выделяются среди базальтов лишь на основании петрохимических анализов [8]. Они слагают, по всей вероятности, пластовые тела и меняются по составу от магнезиальных базальтов ($MgO - 11.75-11.90 \%$) до собственно пикритов ($MgO - 18.61\%$).

Второй комплекс тектонически перекрывает первый. В наименее деформированной части его, обнажающейся на северном склоне горы Ильпинейгылхин, нижняя половина разреза его состоит из двух маркирующих горизонтов тонкополосчатых мраморизованных известняков (10–15 м) и разделяющей их толщи серо-зеленых кварц-хлорит-карбонатных сланцев с пачками розовых кварц-сланцевых сланцев и красных тонкополосчатых железистых кварцитов. Среди кварц-хлорит-карбонатных сланцев отмечаются линзы относительно слабо рассланцованных базальтов с жадеитом в миндалинах. Вышележащая часть комплекса состоит из пачек глаукофан-лавсонит-карбонатных и глаукофан-лавсонит-альбитовых сланцев, чередующихся с горизонтами тонкополосчатых кварц-карбонатных, кварц-сланцевых сланцев и кварцитов. Отмечаются линзы относительно слабо рассланцованных базальтов.

Метабазиты этого комплекса характеризуются сходным с толеитами срединно-океанических хребтов распределением РЗЭ и высокозарядных ионов, но существенно отличаются от них дефицитом ниобия и повышенными значениями содержания крупноионных литофилов (см. рис. 5).

Приведенные данные позволяют говорить, что охарактеризованные комплексы возникли либо по базальтам океанического плато, либо по базальтам океанических островов (симаунтов) [8], вовлеченным в зону субдукции. Отсутствие в жадеит-глаукофансодержащих базальтах следов каких-либо деформаций показывает, что их парагенезис возник на этапе погружения в условиях метаморфизма, близких к гидростатическим. Не исключено, что погружение базальтов на большие глубины могло быть связано в значительной степени с изначально большой мощностью собственно океанической коры. Второй комплекс возник, вероятно, на этапе выведения жадеит-глаукофансодержащих базальтов в верхние горизонты земной коры, что сопровождалось их деформацией, расслоением и тектоническим совмещением с надсубдукционными структурами, реликтами которых следует считать рифейско-вендские островодужные комплексы Калисимиткинского и Эльгиминайского покровов. В пододвигающейся Ильпинейской плите это привело к наложению на жадеит-глауко-

фансодержащие базальты зонального глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма. В надсубдукционных структурах это выразилось в диафторезе пород плагиогранит-амфиболитового и габбро-амфиболитового комплексов в условиях зеленосланцевой фации.

Усть-Бельский блок

Офиолиты и метаморфические породы Усть-Бельского блока (рис. 7) формируют три погружающихся к северо-западу покровных комплекса: Отроженский, Усть-Бельский и Эльденырский [12]. С юго-востока пакет тектонических пластин отделен протяженным, крутопадающим разломом от позднепалеозойско-раннемезозойских островодужных вулканитов и гранитов Утесинского блока [44]. Северо-западная граница его на всем протяжении перекрыта меловыми-палеогеновыми и неогеновыми породами постаккреционного чехла. Из-под него в целом ряде мест выступают туфо-терригенные породы верхнего триаса-верхней юры, относящиеся к верхней части разреза Кутинско-Пальматкинского блока.

Нижний из покровных комплексов, *Отроженский*, объединяет Мавринскую, Отроженскую, Таловскую и Средненскую пластины, выделенные А.А. Александровым [1]. Внутри них обнажаются фрагменты разреза офиолитовой ассоциации раннего-среднего (?) девона, надстраивающие кремнисто-карбонатно-терригенные отложения среднего девона-нижнего карбона, и, вероятно, трансгрессивно перекрывающая их толща волжского яруса-валанжина [1, 12, 44].

Вышележащий *Усть-Бельский* покровный комплекс широко известен в литературе под названием Усть-Бельского ультрабазит-габбрового массива. Подошва его представляет собой меланж, метаморфизованный в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации. В его низах обнажаются серпентинитовые сланцы с блоками катаклазированных и бластомилонитизированных осадочных пород, базальтов и габброидов нижележащих Таловской и Отроженской пластин. Выше они сменяются альбит-эпидот-глаукофановыми и гранат-хлорит-парагонитовыми сланцами, чередующимися в разрезе с рассланцованными базальтами и кремнями. Собственно покровный комплекс состоит из двух тектонических пластин: габбровой и перидотитовой. Габбровая обнажается в бассейне р. Ветвистой в тектоническом окне в перидотитах. Вышележащая перидотитовая пластина представлена в нижней части полосчатыми шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами, включающими различные по мощности (50–100 м) пластовые тела шпинель-оливиновых габбро с симплектитовыми каймами шпинели, ортопироксена и клинопироксена вокруг оливина. Оставшаяся часть покрова отвечает зоне перехода от ультра-

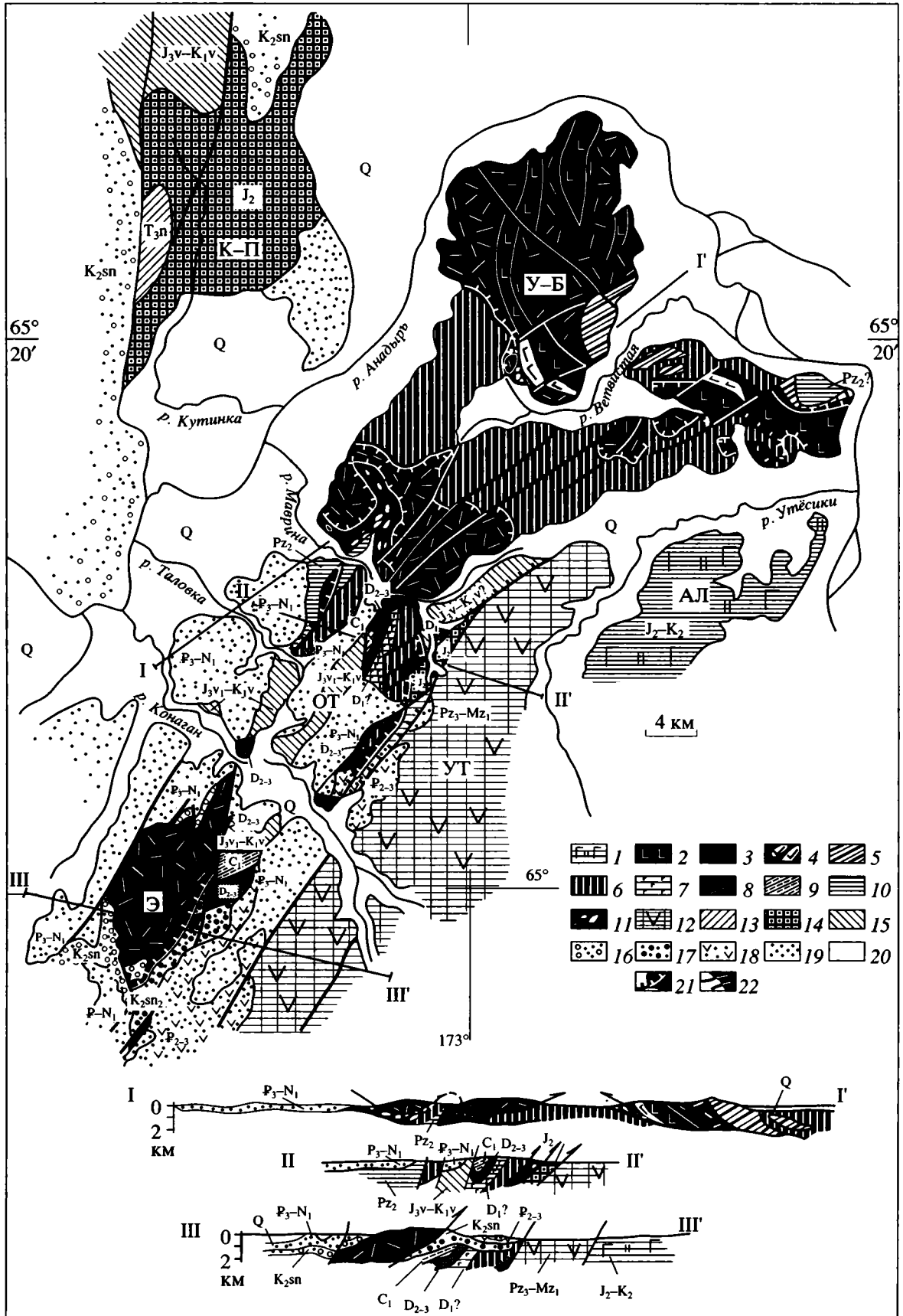


Рис. 7. Геологическая карта Усть-Бельских и Алганских гор, по [12], с дополнениями по [44].

1 – среднеюрско-раннемеловые базальтово-кремнистые и ранне-позднемеловые флишеидные толщи Алганской зоны; 2–11 – среднепалеозойские офиолиты и надстраивающие их карбонатно-терригенные комплексы Усть-Бельского блока: 2 – гарцбургиты, 3 – лерцолиты, 4 – шпинель-оливиновые габбро с симплектитовыми каймами шпинели и пироксенов вокруг оливина, 5 – дуниты, перидотиты, оливиновые пироксениты, горнблендиты и габбро ультрабазит-габбрового полосчатого комплекса, 6 – габбро, 7 – базальты, 8 – туфо-кремнистые и карбонатно-терригенные породы среднего-верхнего девона, 9 – кремнистые и карбонатно-терригенные породы нижнего карбона, 10 – вулканогенно-кремнистые и карбонатно-терригенные породы среднего палеозоя нерасчлененные, 11 – меланж, в том числе метаморфизованный в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации; 12 – условно позднепалеозойско-раннемезозойские островодужные вулканы и гранитоиды Утесинского блока; 13–15 – туфо-терригенные мезозойские породы Кутинско-Пальматкинского блока: 13 – верхний триас, 14 – средняя юра, 15 – волжский – валанжинский ярусы; 16 – терригенные отложения сенона нерасчлененные; 17 – угленосная моласса позднего сенона с глыбами ультрабазитов; 18 – вулканогенно-осадочные отложения эоцена-олигоцена; 19 – осадочные породы олигоцена-миоцена; 20 – четвертичные отложения; 21 – надвиги; 22 – разломы.

Буквами обозначены: АЛ – Алганская зона, УТ – Утесинский блок, ОТ, У-Б, Э – Отроженский, Усть-Бельский и Эльденырский покровные комплексы Усть-Бельского блока, К-П – Кутинско-Пальматкинский блок. Местоположение рис. 7 см. на рис. 1.

трабазитов к габбро. В северо-западной части Усть-Бельских гор (левобережье р. Ветвистая) характерна постепенная смена мантийных перидотитов полосчатым комплексом магнезиально-железистых амфиболсодержащих лерцолитов, хромитовых дунитов, оливиновых клинопироксенитов, горнблендитов и амфиболовых габбро. В северо-восточной части Усть-Бельских гор (правобережье р. Ветвистая) выше мантийных перидотитов располагаются амфиболовые габбро с блоками ультраосновных пород из полосчатого ультрабазит-габбрового комплекса (см. рис. 7). Последним элементом разреза покровного комплекса являются подушечные базальты, кремни и кремнисто-глинистые сланцы, обнажающиеся на правобережье р. Ветвистая при впадении ее в р. Анадырь.

Эльденырский покров сложен шпинелевыми лерцолитами. Этот покров надвинут с запада на запечатывающие Усть-Бельский покров хаотические образования сенона-дания и перекрыт, в свою очередь, морскими и континентальными терригенными породами сенона-дания и кайнозоя.

Вышеизложенное позволяет предполагать присутствие среди **офиолитов** Усть-Бельских гор двух тектонически совмещенных разрезов. Первый обнажается в Усть-Бельском и Эльденырском покровных комплексах, второй – в Отроженском.

Разрез **офиолитов** Усть-Бельского и Эльденырского покровов включает: 1) мантийные перидотиты; 2) перидотиты, дуниты, оливиновые пироксениты, горнблендиты и амфиболовые габбро ультрабазит-габбрового комплекса; 3) шпинель-оливиновые габбро пластовых тел внутри мантийных перидотитов; 4) габброиды и 5) базальты.

Мантийные перидотиты представлены двумя, вероятно, латерально замещающимися комплексами. Первый, лерцолитовый, обнажается в Эльденырском массиве [12, 44]. Второй, более

сложный по строению, выведен в Усть-Бельском покрове и включает, по данным авторов, полосчатые шпинелевые лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты, насыщенные пластовыми телами (50–100 м) шпинель-оливиновых габбро с симплектитовыми каймами шпинели, ортопироксена и клинопироксена вокруг оливина.

Комплексу мантийных пород свойственен преимущественно протогранулярный тип структур с характерными для него плавноизвилистыми ограничениями оливина и пироксенов, сложной амебовидной формой шпинели, а также почти полным отсутствием полос излома в оливине. Особенности структуры и минералогического состава мантийных пород позволяют считать, что они возникли в результате частичного плавления мантийного субстрата в условиях высокотемпературного пластического течения вещества с низкой скоростью течения, обеспечившей релаксацию оливина. Наименее истощенными являются шпинелевые лерцолиты из некоторых участков Усть-Бельского массива и лерцолиты Эльденырского массива. Особенно примечательны усть-бельские шпинелевые лерцолиты с левобережья верховьев р. Ветвистой. Для них характерны близкий к пиролиту состав (43.84% SiO₂, 3.42% Al₂O₃, 3.62% CaO, 39.46% MgO), низкая хромистость шпинели (Cr/(Cr + Al) = 9.6), высокая глиноземистость ортопироксена (5.62% Al₂O₃), высокая глиноземистость (7.52% Al₂O₃), хромистость (0.85% Cr₂O₃) и натровость (2.30% Na₂O) клинопироксена. Графики обнаруживают близкий к хондриту уровень содержания РЗЭ при некотором обеднении легкими лантаноидами и европием (рис. 8, А). По всем этим показателям они могут быть сопоставлены с наименее истощенными породами лерцолитовых массивов средиземноморской части Альпийского пояса (Ронда, Бени-Бушера, Лерц, Суверо) и большей частью лерцолитовых нодулей щелочных базальтов континентов и океанов, а по содержанию окиси натрия в клинопироксенах – лишь с лерцолитовыми нодулями.

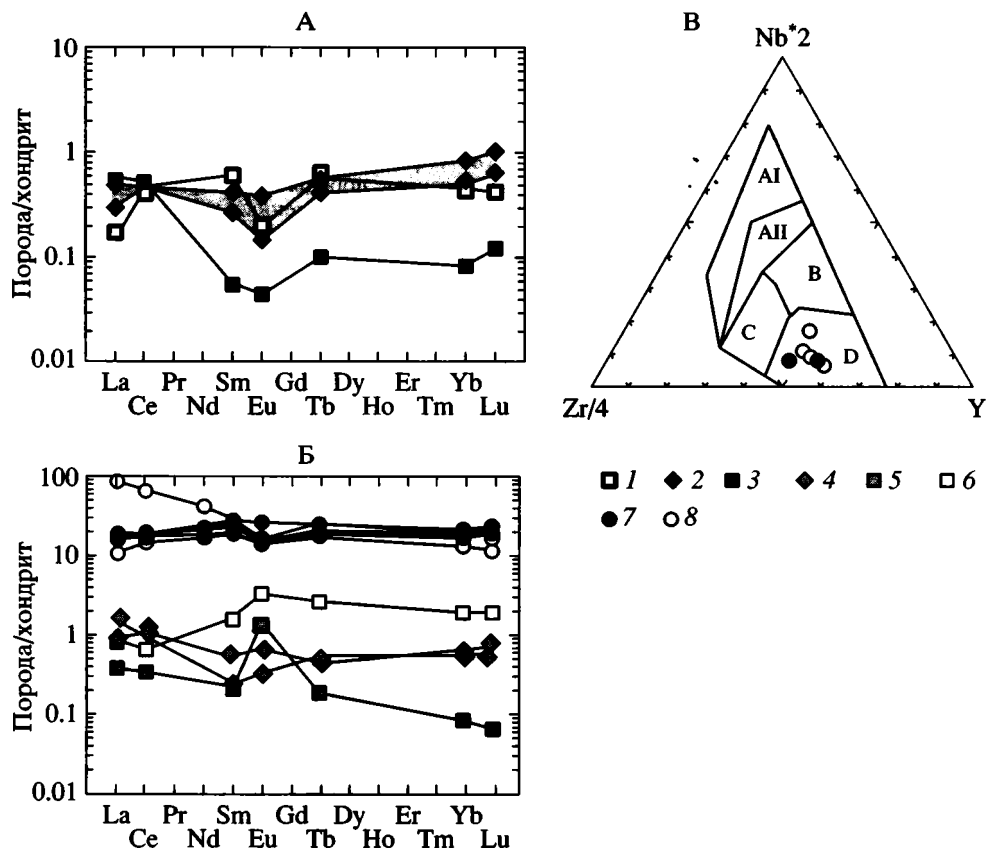


Рис. 8. Редкоземельные (А, Б) и редкие (В) элементы в породах офиолитовой ассоциации Усть-Бельского блока.

1, 2 – шпинелевые лерцолиты Эльденырского (1) и Усть-Бельского (2) покровных комплексов; 3 – гарцбургиты; 4 – породы ультрабазит-габбрового полосчатого комплекса; 5 – шпинель-оливиновые габбро с симплектитовыми каймами шпинели и пироксенов вокруг оливина; 6 – габбро; 7 – базальты Отроженского покровного комплекса; 8 – базальты из метаморфизованной меланжевой пластины из подошвы Усть-Бельского покрова. Буквами на рис. 8, В обозначены поля базальтов различных геодинамических обстановок [42]: AI – щелочных внутриплитных базальтов, AII – внутриплитных базальтов, B – обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов, C – базальтов островных дуг, D – нормальных базальтов срединно-океанических хребтов.

Истощенные породы мантийного комплекса представлены рядом клинопироксеновый гарцбургит-дунит, степень деплетирования внутри которого увеличивается вверх по разрезу и в направлении пластовых тел шпинель-оливиновых габбро с симплектитовыми каймами шпинели и пироксенов вокруг оливина. Это выражается в уменьшении в мантийных породах содержания алюминия, кальция и появлении характерного корытообразного графика РЗЭ (см. рис. 8, А), а в составе минералов – в увеличении хромистости шпинели, уменьшении в пироксенах содержания алюминия, а в клинопироксенах – натрия.

Сравнение тренда деплетирования ультраосновных пород Усть-Бельского и Эльденырского массивов с трендами деплетирования ультраосновных пород, драгированных в срединно-океанических хребтах, и трендом деплетирования мантийных лерцолитов из основания океанического плато Онтонг Джава на диаграмме $Cr/(Cr+Al)$ $Sp - Al_2O_3$ Орх (рис. 9, А) показывает, что тренды пе-

ридитов Усть-Бельского и Эльденырского массивов смещены относительно составов ультраосновных пород срединно-океанических хребтов влево и к началу координат и почти совпадают с основным трендом деплетирования мантийных пород из основания океанического плато Онтонг Джава. Подобная тенденция в направленности эволюции мантийного субстрата океанических структур является, вероятно, характерной чертой океанических плато и отражает больший, в сравнении с срединно-океаническими хребтами, диапазон глубин плавления и, вероятно, больший объем выплавленных магм. Предполагается, что это связано с влиянием на режим плавления мантийного плюма. В этом плане показательно смещение в том же направлении составов ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта из района Азорской “горячей” точки (см. рис. 9, А).

Породы полосчатого ультрабазит-габбрового комплекса представлены чередованием различных по мощности горизонтов шпинелевых пе-

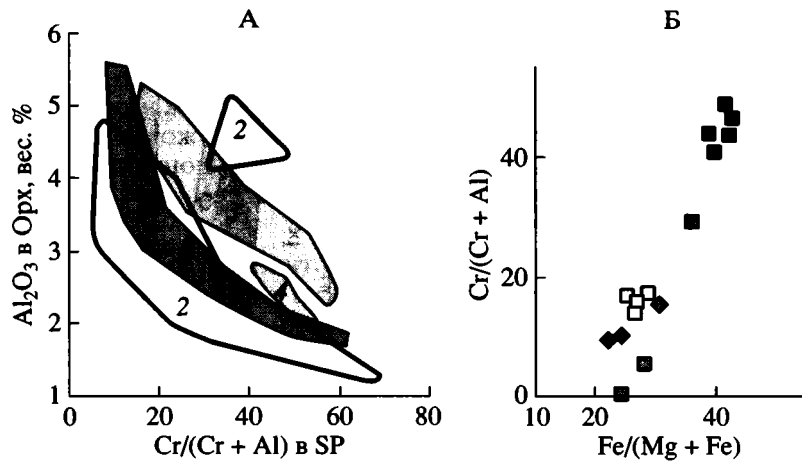


Рис. 9. Диаграммы составов шпинелей из ультраосновных и основных пород офиолитовой ассоциации Усть-Бельского блока и мантийных ультрабазитов срединно-океанических хребтов и океанических плато: А – $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ в $\text{Sp} - \text{Al}_2\text{O}_3$ в Орх для мантийных ультрабазитов офиолитовой ассоциации Усть-Бельского блока (1), океанического плато Онтонг Джава (2), по [43], ультрабазитов срединно-океанических хребтов (3), по [18, 34] и ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта из района Азорской “горячей точки” (4), по [18]; Б – $\text{Fe}/(\text{Mg} + \text{Fe}) - \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ для шпинелей ультраосновных пород мантийного и ультрабазит-габбрового полосчатого комплексов и для шпинелей шпинель-оливиновых габбро Усть-Бельского блока (материалы авторов и [44]).

Орх – ортопироксен, Sp – шпинель. Условные обозначения см. рис. 8.

ридитов, дунитов, тонкополосчатых оливиновых, оливин-амфиболовых пироксенитов, горнблендитов и амфиболовых габбро. Для перидотитов этого комплекса характерны более низкая в сравнении с мантийными породами магнезиальность оливина ($\text{Fo}_{87.4}$) и практически одинаковые с ними значения магнезиальности и хромистости шпинелида (см. рис. 9, Б), что позволяет говорить о кристаллизации этой полосчатой серии из примитивного расплава, находящегося в условиях, близких к равновесию с мантийными перидотитами. Это подтверждается также практически одинаковым с мантийными лерцолитами уровнем и характером распределения в них РЗЭ, свидетельствующими о близости состава ультраосновных кумулятов составу рестита (см. рис. 8, А). Другой особенностью перидотитов полосчатого комплекса является значительная глубина формирования, на что указывает присутствие в них линзовидно-полосчатых выделений паргасита с реакционными каймами ортопироксена.

Шпинель-оливиновые габбро, насыщающие в виде пластовых тел верхнюю часть разреза мантийных перидотитов, представляют собой средне-крупнозернистые породы, изменяющиеся в зависимости от содержания цветных минералов от нормальных габбро до габбро-анортозитов. Последнее подчеркивается и характерным для габбро-анортозитов трендом РЗЭ (см. рис. 8, Б). Первичный минеральный состав их характеризуется присутствием магнезиального оливина ($\text{Fo}_{88.0-88.9}$), основного плагиоклаза (An_{85-90}), паргасита и высокомагнезиальной и малохромистой шпинели, тренд дифференциации которой на диаграмме

$\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) - \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ перекрывает состав шпинелей из ультрабазитов ультрабазит-габбрового полосчатого комплекса (см. рис. 9, Б). Этот первичный парагенезис несет на себе следы интенсивной субсолидусной рекристаллизации и высокотемпературной деформации, выразившейся в развитии на границе оливина и плагиоклаза симплектитовых кайм магнезиальной малохромистой шпинели, высокоглиноземистого магнезиального ортопироксена и высокоглиноземистого магнезиального натрийсодержащего клинопироксена, а также в появлении полос излома в первичных минералах и необластов оливина, плагиоклаза и пироксена.

Все вместе взятое свидетельствует о формировании шпинель-оливиновых габброидов и пород полосчатой ультрабазит-габбровой серии из примитивного базальтового расплава, кристаллизация которого происходила в промежуточных камерах в термодинамических условиях, близких к равновесным с парагенезисом вмещающего мантийного субстрата. Это определяет положение подошвы Усть-Бельской океанической коры глубинами 20–25 км, что намного превышает мощность обычной океанической коры и, скорее, отвечает коре океанических плато.

Габбро усть-бельского разреза повсеместно интенсивно деформированы и перекристаллизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Наименее измененные разности их образованы цоцитизированным плагиоклазом, клинопироксеном и паргаситом, как правило, почти нацело замещенными актинолитовой ро-го-

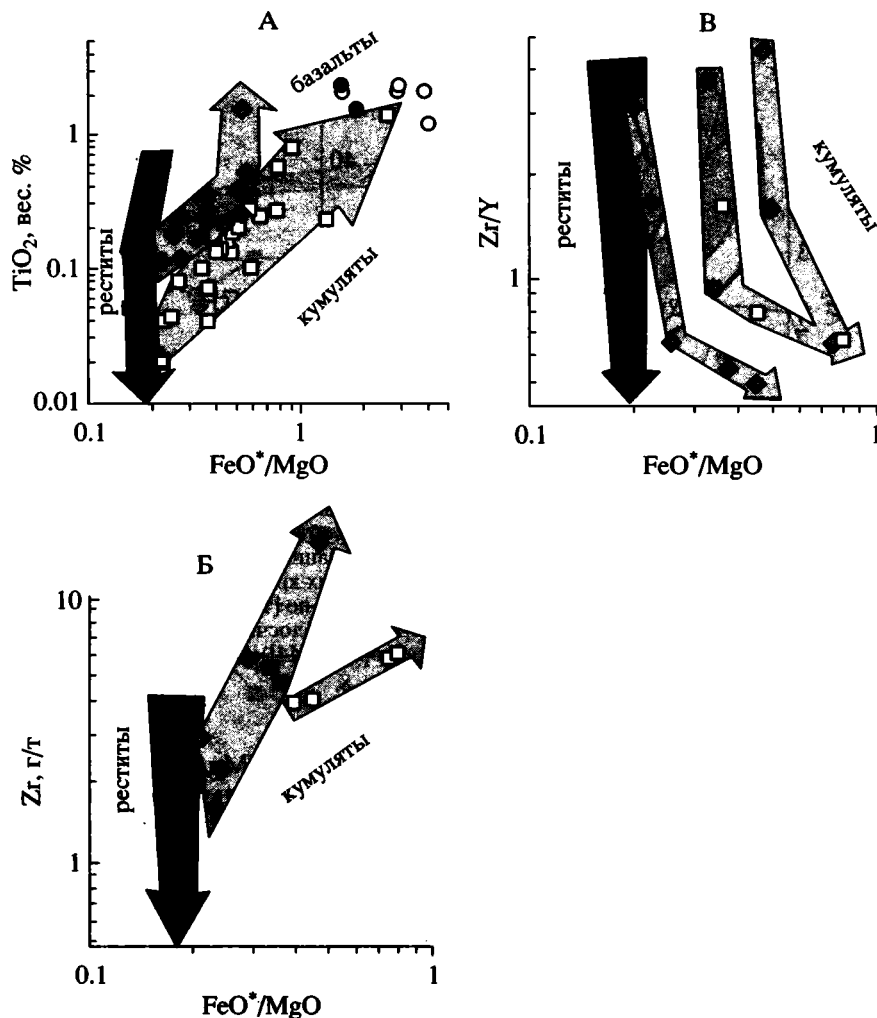


Рис. 10. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ (А), $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr}$ (Б), $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr/Y}$ (В) для пород офиолитовой ассоциации Усть-Бельских гор.

Темной стрелкой показан тренд эволюции составов реститов, светлыми – кумулятов. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

вой обманкой. Более измененные разности сложены гранолепидобластовым и немаглобластовым агрегатом сосюритизированного плагиоклаза и актинолитовой роговой обманки. Последняя, в свою очередь, замещается актинолитом. Тренд РЗЭ в целом отвечает спектру распределения их в клинопироксенах (см. рис. 8, Б).

Фрагменты второго *офиолитового* разреза выведены на поверхность в Отрожненской и Таловской пластинах и, вероятно, в тектоническом окне среди ультрабазитов Усть-Бельского покрова в бассейне р. Ветвистая. Снизу вверх по разрезу внутри него выделяются: 1) маломощная зона мантийных ультрабазитов; 2) комплекс полосчатых амфибол-клинопироксеновых габбро; 3) силлово-дайковый комплекс габбро-диабазов и 4) комплекс базальтов.

Данные о валовом составе и составе минералов *мантийных ультрабазитов* для Отрожненского комплекса отсутствуют. Согласно петрографическому описанию они относятся к дунитам и гарцбургитам [1]. Залегающие выше *габбро* отделены от постилающих ультрабазитов зоной расланцевания и меланжа. Габбро повсеместно интенсивно деформированы и перекристаллизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Их химический и минеральный составы близки габброидам Усть-Бельского покрова.

Базальты Отрожненского комплекса представлены массивными и подупечными разностями низкокальцевых толеитов, близких по характеру распределения редкоземельных и редких элементов базальтам срединно-океанических хребтов (см. рис. 8, Б, 8, В). Для большинства из них харак-

терно присутствие хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалии (см. рис. 8, Б), позволяющей предполагать, что они предварительно были фракционированы в промежуточных камерах, реликтами которых, возможно, являются пластовые тела шпинель-оливиновых габброидов в мантийных лерцолитах Усть-Бельского покровного комплекса.

Габброиды охарактеризованных офиолитовых комплексов так же, как это подмечено для габбро Ганычаланского офиолитового разреза, принадлежат двум петрохимическим сериям (рис. 10). Первую образуют шпинель-оливиновые габбро и породы полосчатого ультрабазит-габбрового комплекса Усть-Бельского покрова. Они сформировались из слабо истощенного мантийного источника, характеризуются относительно более высоким содержанием титана и циркония и отрицательной тенденцией корреляции цирконий-иттриевого отношения к отношению магния к железу. Вторая серия представлена габброидами Отроженского комплекса. Для нее характерны происхождение из обедненного источника, более низкие содержания титана и циркония и отрицательный тип корреляции цирконий-иттриевого и железо-магниевого отношений, сходный с поведением этих отношений в шпинель-оливиновых габбро.

Геодинамическая интерпретация этих двух офиолитовых разрезов на данном этапе исследования затруднительна. Одним из возможных вариантов решения является предположение о принадлежности отроженских офиолитов к коре среднепалеозойского спредингового центра внутри более древней и мощной океанической плиты, фрагменты которой выведены в Усть-Бельском и Эльденырском массивах.

Ваежский блок

Возраст и формационная принадлежность *метавулканитов* и ассоциирующих с ними *основных и ультраосновных пород* меланократового фундамента Ваежского блока остаются проблематичными.

Наиболее изученным является выход их в междуречье Мукарыяна-1 и Березовой [11, 30, 33]. Он представляет собой срез пластинообразного тела мощностью порядка 2–3 км, погружающегося к северо-западу под полого лежащий тектонически расслоенный комплекс пород силура, девона и верхнего триаса. В базальных слоях, реже в более высоких горизонтах силурийского разреза установлена галька и дресва кварцитов и метавулканитов из нижележащего метаморфического комплекса [30, 33]. Разрез метаморфического комплекса представлен аповулканогенными эпидот-глаукофановыми, кварц-альбит-эпидотовыми и амфибол-хлоритовыми сланцами, чередую-

щимися с постепенно вытесняющими их вверх по разрезу карбонатными, кварц-гематитовыми сланцами и микрокварцитами. В карбонатно-кремнистых породах нижней части разреза обнаружены акритархи и водоросли венда, а в верхней – микрофоссилии раннего кембрия [11]. Помимо метавулканитов и метакарбонатно-кремнисто-терригенных пород, отмечается присутствие крупных конформных пластинообразных тел габброидов, гипербазитов и брекчированных и рассланцованных тел плагиогранитов [11, 30].

По имеющимся в литературе немногочисленным силикатным анализам [11], метавулканиты этого комплекса относятся к низкокалийевым и высококалийевым базальтам, близким по содержанию в них фосфора, титана и марганца толеитам и щелочным базальтам океанических островов. По этим характеристикам они могут быть сопоставлены также с высококалийевыми и высокотитанистыми разностями базальтов Ильпинейского комплекса.

ДОПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ И ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ ДОПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗАПАДА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Приведенные характеристики офиолитов и метаморфит фундамента Таловско-Майнско-Ваежского фрагмента позднепалеозойско-раннемезозойских структур и имеющиеся в литературе оценки плотностных свойств его в нескрытой части [32] показывают, что этот фундамент представляет собой реликт деформированного на рубеже среднего–позднего палеозоя океанического плато, перекрытого туфо-терригенными породами позднего палеозоя–раннего мезозоя. Характерной чертой строения этого плато является присутствие в его разрезе мелководного ранне-среднепалеозойского карбонатно-терригенного чехла и сложно построенного океанического фундамента, представленного в Ваежском блоке фрагментами фундамента и породами деформированного и метаморфизованного чехла венд-кембрийских океанических структур, а в Ганычалан-Пальматкинском – фрагментами фундамента и чехла раннепалеозойских океанических структур, блоками кристаллического фундамента и метаморфизованного чехла Ганычаланской рифейско-вендской островной (окраинно-континентальной?) дуги и фрагментом разреза Ильпинейского симаунта, возраст протолита которого не совсем ясен и определяется не точнее позднего докембрия–среднего палеозоя.

Присутствие в нижней части офиолитовых разрезов основания плато различных по степени истощения мантийных пород, а в вышележащих частях офиолитовых разрезов – соответствующи-

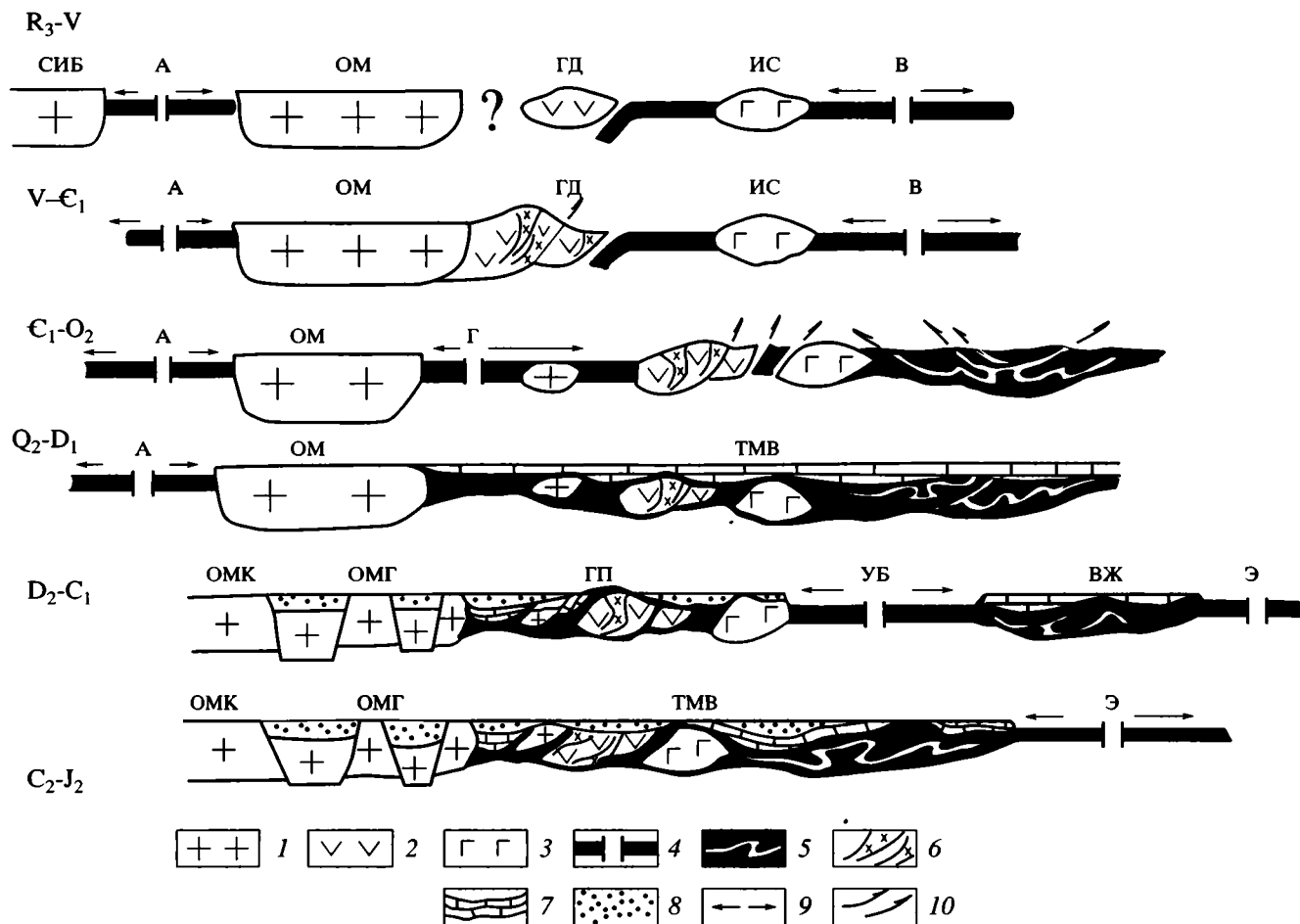


Рис. 11. Палеотектонические профили для Корякского сектора Тихоокеанского тектонического пояса.

1 – континентальные структуры; 2 – островные дуги; 3 – симаунты; 4 – океанические бассейны; 5 – зоны скупивания и метаморфизма океанической коры; 6 – граниты трондьемит-тоналитового ряда; 7 – карбонатно-туфо-терригенный чехол океанических плато; 8 – туфо-терригенные отложения; 9 – направление растекания океанического дна от спрединговых центров; 10 – направление движения покровных комплексов. Буквами обозначены: СИБ – Сибирский континент, ОМ – Омолонский массив; ОМК, ОМГ – Кедонская (приподнятая) и Гижигинская (погруженная и переработанная) зоны Омолонского массива; океанические бассейны: А – Алазейский, В – Ваежский, Г – Ганычаланский, УБ – Усть-Бельский, Э – Эконайский; ГД – Ганычаланская дуга; ИС – Ильпинейский симаунт; ТМВ – Таловско-Майнско-Ваежское океаническое плато (нерасчленное); ГП – Ганычалан-Пальматкинский и ВЖ – Ваежский блоки Таловско-Майнско-Ваежского плато.

щих им по степени истощения серий габброидов и базальтов указывает на формирование этих разрезов в условиях ступенчатого плавления прогрессивно истощавшего первоначально обогащенного мантийного источника. Подобный режим плавления свидетельствует о малой скорости спрединга и больших объемах выплавленных магм. Это объясняет повышенную мощность и длительность существования представленной в этих разрезах океанической коры, что, в целом, не характерно для обычной океанической коры и, скорее, отвечает свойствам мощной коры океанических плато [39, 40].

Это плато сформировалось в процессе эволюции Корякского палеоокеана (рис. 11), структур-

ная позиция и время заложения которого определяются присутствием в Приколымском поднятии (восточное обрамление Сибирского континента [5]) и на Омолонском массиве [27] комплексов рифейско-вендской и кембрийской рифтогенных континентальных окраин, а в юго-восточном обрамлении Омолонского массива – комплексов Ганычаланской рифейско-вендской островной дуги [12] и океанических осадков вендско-кембрийского и рифейско-вендского возраста [4]. Пространственное положение этих комплексов свидетельствует, что процессы рифтогенеза восточной окраины Сибирского континента (в современных координатах), ставшие причиной отделения от него Омолонского массива и возникновения Алазейского океанического бассейна, были сопряже-

ны во времени с поглощением океанической коры под восточную окраину Омолонского массива (в современных координатах), следствием чего было возникновение над зоной субдукции Ганычаланской островной (окраинно-континентальной?) дуги и последующей ее аккреции к Омолонскому массиву.

В раннем кембрии в связи с заложением нового срединного центра вблизи восточной окраины Омолонского массива новообразованные аккреционные структуры и, вероятно, краевая часть Омолонского массива подверглись деструкции и испытали дрейф в направлении осевой части палеоокеана (см. рис. 11). Это привело к столкновению фрагментов новообразованных вендско-кембрийских аккреционных структур и Ильпинейского симаунта с вендско-кембрийской Ваежской океанической плитой, что в конечном счете послужило причиной возникновения внутри палеоокеанического бассейна обширной области консолидированной меланократовой коры. Во второй половине ордовика–начале силура она трансформировалась в обширное океаническое плато с рифовыми известняками и шлейфами мелководных карбонатно-терригенных пород, обломочный материал в которых представлен продуктами разрушения в разной степени метаморфизованного базальтово-кремнистого океанического чехла и материала рифовых построек. Неоднократно отмечаемое сходство фаунистических комплексов в рифогенных отложениях Ганычаланского и Ваежского блоков с фаунистическими комплексами ранне-среднепалеозойских карбонатно-терригенных шельфовых разрезов Омулевского и Приколымского поднятий (фрагменты пассивной окраины Сибирского континента) [2, 33] свидетельствует, что океаническое плато и ранне-среднепалеозойская окраина Сибирского континента располагались в одной биогеографической провинции.

Во второй половине среднего палеозоя в связи с начальными этапами раскрытия Эконайского океанического бассейна относительно жесткая кора океанического плато претерпела деструкцию. Ганычалан-пальматкинская часть его испытала подъем и денудацию, а упупкинско-ваежская продолжала развитие в режиме карбонатной океанической платформы.

На рубеже среднего–позднего палеозоя в связи с дальнейшим расширением Эконайского океанического бассейна разделявшая эти две части плато кора Усть-Бельского океанического бассейна и, возможно, какая-то часть самого плато были погружены в зону субдукции под Ганычалан-Пальматкинский блок океанического плато и Омолонский массив. Следствием этого следует считать появление в надсубдукционной части Ганычалан-Пальматкинского блока океанического плато и периферической гижигинской части Омолонского массива ранне-среднекаменноугольных окраинно-континентальных вулканитов [38].

В заключение стадии этих процессов оба блока океанического плато были аккрецированы к Омолонскому массиву и в дальнейшем, на протяжении всего позднего палеозоя–раннего мезозоя, представляли вместе с ним область накопления карбонатно-терригенных бассейновых осадков, отдельные слои внутри которых, например, такие, как слой битуминозных верхнепермских известняков, могут считаться для верхнепалеозойско-нижнемезозойских разрезов этих двух структур маркирующими.

Совпадение временных рамок развития допозднепалеозойских Корякских палеоокеанических структур с интервалом развития позднерифейско-среднепалеозойских океанических структур Центрально-Азиатского пояса [6, 7, 15, 16], а также одинаковое положение этих океанических структур относительно Сибирского континента позволяют предположить, что на позднерифейско-среднепалеозойском этапе развития Корякский океан являлся частью Палеоазиатского океана.

Авторы выражают искреннюю благодарность и признательность А.А. Щипанскому, глубокие знания которого по проблеме океанических плато в значительной мере облегчили выполнение этой работы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 00-05-64224).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Бельый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л. К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта (юго-западная часть Корякского нагорья) // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: Издание СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 19–36.
3. Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д. и др. Результаты Rb/Sr изотопных датировок динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63–69.
4. Ворогушин Н.Т. Особенности развития юго-западной части Корякского нагорья в палеозое и мезозое // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР. Магадан: Издание СВ КНИИ ДВО АН СССР, Мин-ва геологии СССР, ПГО “Севостгеология”, 1990. С. 33–35.
5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист Q-56, 57 – Среднеколымск. Объяснительная записка. Л.: Мин-во геологии СССР, ВСЕГЕИ, ПГО “Аэрогеология”, ПГО “Севостокгеология”, 1991. 111 с.

6. Геологическое развитие протерозойских перикратонных палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб.: Тема, 1999. 195 с.
7. Геология и геофизика. 1994. № 7–8. 271 с.
8. Добрецов Н.Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
9. Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтийских гор (Пенжинский кряж) // Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР. Магадан: Издание СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 19–20.
10. Зинкевич В.П. Тектоника Ваежско-Алганской и Великореченско-Рарытклинской зон Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 106–135.
11. Иванов О.Н., Перцев А.Н., Ильченко Л.Н. Докембрийские метаморфические породы Анадырско-Корякского региона. Магадан: Издание СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 62 с.
12. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
13. Меланхолина Е.Н., Ляпунов С.М., Разницын Ю.Н. Абиссальные толетовые серии центральной части Тихого океана // Магматизм и тектоника океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1990. С. 209–232.
14. Мигович И.М. Палеозойские, ранне- и среднезойские отложения Пенжинского кряжа // Геология Корякского нагорья. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 38–49.
15. Моссаковский А. А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индо-атлантического типов в позднем докембрие и венде // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
16. Моссаковский А. А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
17. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
18. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: Издание СВКНИИ ДВНЦ РАН, 1992. 104 с.
19. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
20. Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С.136–189.
21. Соколов С. Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
22. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А., Еглевский Н.Л., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е. Ордовикские отложения Ганычаланского террейна (Пенжинский кряж, Корякское нагорье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Том 5. № 6. С. 73–84.
23. Соколов С. Д., Пейве А. А., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Батанова В.Г., Лучицкая М.В., Алексютин М.В. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–16.
24. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зонешайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
25. Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1991. 224 с.
26. Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1989. 188 с.
27. Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Жуланова И.Л., Дылевский Е.Ф., Палымский Б.Ф. Обязательная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1 : 500000. Магадан: Издание СВКНИИ ДНЦ АН СССР, Мин-ва геологии РСФСР, 1984. 144 с.
28. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
29. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В., Игнатьев А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 82–93.
30. Цветков А.Д., Невретдинов Эр.Б. О выделении силурийских и протерозойских (?) отложений на Ваежском поднятии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 9. С. 139–142.
31. Чехов А.Д., Красный Л.Л. К тектонике офиолитов полуострова Тайгонос // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 25–32.
32. Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Максимов А. Е. Корневые и бескорневые офиолиты Анадырско-Корякского региона – геофизический аспект // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 4. С. 518–519.
33. Шмакин В.Б., Гагиев М.Х., Смирнова Л.В. Новые данные по стратиграфии палеозойских толщ Ваежского блока // Тихоокеанская геология. 1993. № 1. С. 95–102.
34. Bonatti E., Peyve A., Kepezhinskas P., Kurentsova N., Seyler M., Skolotnev S., Udintsev G. Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic ridge, 00-150N // Journ. of Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № B4. P. 4461–4476.
35. Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources // J. geol. soc. London, 1984. Vol. 141. P. 413–426.
36. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Transactions of the Royal Society

- of Edinburgh: Earth Sciences. 1996. Vol. 87. P. 205–215.
37. Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis // *Geoch. et Cosmoch. Acta.* 1985. Vol. 49. P. 2469–2491.
 38. Ganelin V.G., Tschernjak G.E. Marine basins of North-east Asia // *The Carboniferous of the World. III.* Instituto tecnologico geominero de Espana, 1996. P. 207–234.
 39. Kerr A.C., Marriner G.F., Tarney J., Nivia A., Saunders A.D., Thirlwall M.F., Sinton C.W. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis // *Journ. Petrol.* 1997. Vol. 38. P. 677–702.
 40. Kerr A.C., Saunders A.D., Tarney J., Berry N.H., Hards V.L. Depleted mantle-plume geochemical signatures: no paradox theories // *Geology.* 1995. Vol. 23. № 9. P. 843–846.
 41. Mahoney J.J., Story M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M. Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau // *The mesozoic Pacific: geology, tectonics and volcanism.* Geophysical monograph 77. 1993. P. 233–261.
 42. Meschede M. A method of discriminating between different types of ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chemical Geology.* 1986. Vol. 56. P. 207–218.
 43. Neal C.R. The origin and composition of metasomatic fluids and amphiboles beneath Malaita, Solomon islands // *Journ. Petrol.* 1996. Vol. 29. № 1. P. 149–179.
 44. Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G. Ophiolitic complexes and associated rocks in the Ust-Belaya mountains and Algan ridge, Russian Far East. U.S. Department of the interior. U.S. Geological survey. Open-File Report OF 92-20-I. 1996. P. 8.
 45. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth and Planetary Science Letters.* 1973. Vol. 19. P. 290–300.
 46. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of Granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. Part 4. P. 956–983.

Pre-Late Paleozoic Ophiolites in the Western Koryak Highland: Fragments of an Oceanic Plateau

G. E. Nekrasov, N. B. Zaborovskaya, and S. M. Lyapunov

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

Abstract—This paper discusses the structure and composition of the ophiolites and metamorphic rocks composing the basement of the Talovka-Main-Vaegi fragment of the pre-Late Paleozoic-Early Mesozoic structures represented in the modern structural framework of the western Koryak Highland as a series of blocks extending along the Verkhoyansk-Chukchi continental margin from the eastern coast of the Taigonos Peninsula to the left bank of the Anadyr' River in its middle course. It is shown that this crustal block is a relic of an oceanic plateau that existed in the Late Riphean-Middle Paleozoic Koryak Paleoocean. The obviously synchronous inception of this paleocean and the Late Riphean-Middle Paleozoic oceanic structures of the Central Asian belt, as well as their similar positions relative to the Siberian continent, suggest that they are fragments of a single Paleasian (Altai-Koryak) Ocean.

УДК 551.242.2(261/264)

ГЕОДИНАМИКА И МАГМАТИЗМ НАЧАЛЬНЫХ ЭТАПОВ ОБРАЗОВАНИЯ АТЛАНТИКИ

© 2001 г. Г. Л. Кашинцев

Институт океанологии им. П.П. Ширшова, 117851, Москва, Нахимовский просп., 36

Поступила в редакцию 10.07.2000 г.

Анализ динамики движения континентальных плит и связанного с этим процессом магматизма выявил сложность взаимоотношений этих явлений. Океаногенез Атлантики нелинеен в силу многочисленности факторов, влияющих на этот процесс и, в первую очередь, динамики многоуровневых термических аномалий различной интенсивности. С ней связана неравномерность раскрытия океана в пространстве и времени, независимость развития Центрального и Южного секторов, в которых наблюдается пространственная и временная непоследовательность между рифтингом, спредингом и магматизмом.

Начальные этапы океаногенеза характеризуются проявлением геохимических различий платобазальтов на всех уровнях масштабности их распространения. Нелинейный характер магматизма обусловлен глубинными вариациями состава отдельных геосфер мантии, смешением вертикальных и латеральных потоков расплавленного вещества, динамикой эволюции магмы в приповерхностных очагах.

Изучение вопросов, касающихся начальных этапов океаногенеза, играет важную роль при реставрации тектонических и геодинамических условий формирования земной литосферы в прошлом. Не менее важное значение имеют вопросы, относящиеся к особенностям магматизма, напрямую связанного с геодинамическими процессами. Состав и эволюция магматитов различных регионов отражают состав и динамику изменения глубинных мантийных геосфер планеты. Все вместе дает возможность проследить динамику преобразования твердых оболочек Земли во времени, что крайне необходимо для изучения фундаментальных вопросов ее геологической истории.

Ранее на примере Индийского океана было показано, что океаногенез протекает нелинейно, взаимоотношение между геодинамикой литосферных плит и магматизмом представляет собой очень сложный процесс. Общая закономерная смена во времени континентального рифтинга, сопровождающегося траппами, на базальты океанических спрединговых зон, а затем – платобазальты океанических поднятий не всегда выдерживается [4]. В предлагаемой работе предпринята попытка провести такого рода исследования на примере Атлантического океана, известная симметрия и меридиональное простирание которого сыграли в свое время важную роль в появлении теории тектоники плит.

Атлантический океан является одним из наиболее изученных океанов. Имеется обширная

библиография, касающаяся вопросов строения его коры и динамики ее преобразования. Только в последние годы появилось несколько обобщающих работ по тектонике и геодинамике литосферы, а также частично магматизму в пределах рассматриваемого океана [5, 10, 13, 16, 27, 42, 55, 58, 60]. Однако в основном эти работы региональны. Подробно излагаются вопросы рифтообразования и магматизма в отдельных районах океана и его обрамления. Отсутствует общий синтез, рассматривающий рифтогенез, спрединг и магматизм как взаимосвязанные части единого процесса океаногенеза.

Ниже все эти проблемы будут обсуждаться на примере двух крупных областей Атлантического океана, которые отражают значительную сложность самых ранних этапов его развития.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

Границы Центральной Атлантики в современных координатах проводятся нами на севере по разлому Чарли Гиббс, а на юге – по разлому Романш [10]. Приблизительно в этих пределах Атлантики проявлены наиболее ранние признаки рифтогенеза и последующего спрединга с образованием океанической впадины.

Рифтинг на континенте Лавразия начался 230 млн. лет назад, то есть в конце среднего триаса, и захватил как каледонские, так и герцинские структуры [29]. На атлантическом побережье Северной Америки, в Аппалачах самые ранние тро-

ги с континентальными осадками имеют возраст 210 млн. лет [44]¹. На восточной стороне Атлантики рифтогенный этап выражен в образовании аналогичных трогов, но в большей степени заполненных эвапоритами. Растяжение континентальной коры было связано со сдвиговыми явлениями между мегаблоками Северной Америки и Европы, с одной стороны, и Африкано-Южно-Американским, с другой. Примером может служить широтная сдвиговая зона, в которую входят два крупных субширотных разлома: Тетис и Южно-Атласский [51, 52]. Зона на западе переходила в широтную разломную структуру Чедабукто [44]. Магматиты в пределах этого разлома датируются 230–117 млн. лет [52], то есть разломная структура представляет собой довольно древний линеймент, претерпевший реювенацию в конце триаса в связи с началом распада Пангеи. Со сдвиговыми подвижками между Африкой и Евразией связано открытие Альборан-Лигурийской впадины, которая в дальнейшем продвигалась на запад до пересечения с впадиной Протоатлантики [29, 44, 45]. Продвижение Лавразиатской плиты в северо-западном направлении, по отношению к Гондване, привело к распаду Пангеи около 230–210 млн. лет назад [5].

К сожалению, нет однозначных геологических данных, свидетельствующих о пространственной и временной стыковке сдвиговой зоны и древнего внутреннего бассейна Протоатлантики, поэтому триасово-юрская граница плит в этой части океана до конца неясна. Отмечается, однако, что осадочные породы и вулканиты северо-запада Марокко и те же комплексы на юго-западе отличаются по составу. Если первые представлены комплексами, принадлежащими региону Тетис, то вторые имеют много общего с породами Североамериканского континента. Таким образом, можно предположить, что рифтовая система в конце триаса–начале юры проходила в северо-западной части Марокко и позже перешла западнее в область палеорифта центральной Атлантики. В таком случае граница мегаплат представляет собой сложное сочетание системы рифт–разлом, протягивающейся из Палеотетиса в Палеоатлантику. Наиболее обоснованы варианты, представленные в работах [5, 45], однако они слишком схематичны, чтобы служить примером достоверности границы плит (рис. 1, А).

Южнее зоны сдвига граница между Североамериканской и Африканской плитами выражена более определенно системой прогибов северо-восточного простирания и магнитными аномалиями того же направления (см. рис. 1, Б). Граница плит проходит по рифтовой зоне, сочетающейся

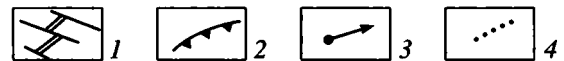
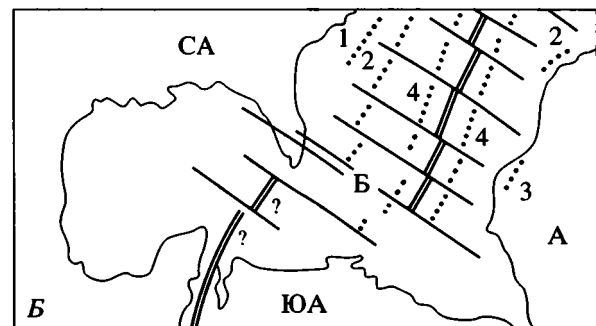
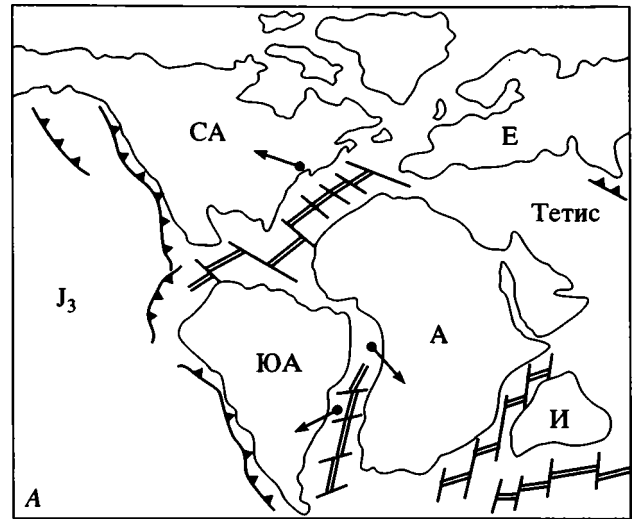


Рис. 1. Соотношение континентальных плит в поздней юре, по [5] (А); 1 – зоны спрединга и трансформные разломы; 2 – островные дуги и активные континентальные окраины; 3 – направления дрейфа континентов; Б реконструкция Центрально-Атлантического региона на время аномалии М21 – 46,7 млн. лет, по [49], 4 – магнитные аномалии: 1 – Восточная Прибрежная, 2 – Блейк Спур, 3 – Западно-Африканская, 4 – М 25, 155 млн. лет. Буквы на рисунке: СА – Северная Америка, ЮА – Южная Америка, А – Африка, Е – Европа, И – Индия, Б – Багамская зона разломов.

с системой небольших трансформных разломов [27, 30, 78].

Южной границей между североамериканской частью Лавразии и южноамериканской частью Гондваны считается разлом $15^{\circ}20'$ (Барракуда) [2]. Однако этот разлом не прослеживается далее 65° з.д., поэтому трудно судить насколько он соответствует границе плит [12]. Более обоснованы представления о Флоридо-Гвинейском линейменте. На реконструкциях, относящихся к 175 млн. лет [56] в центральной части Флориды, отмечается разломная структура, протягивающаяся к границе между двумя плато: Гвинейским и Демерера. В субширотном грабене Флориды вскрываются

¹ Далее в тексте все авторские данные по абсолютным возрастам и магнитным аномалиям приведены в соответствии со шкалой по [17].

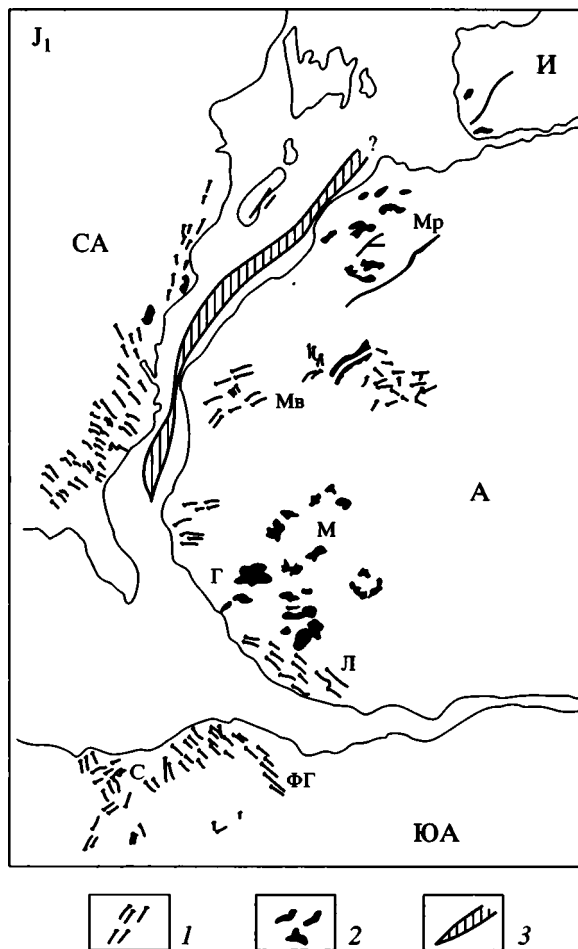


Рис. 2. Схематическая карта распределения толеитового магматизма в Центрально-Атлантической провинции и соотношение континентов в конце ранней юры (185–180 млн. лет) [30].

1 – дайки; 2 – лавовые потоки, силлы и мелкие интрузии; 3 – внутренний бассейн Протоатлантики. Буквы на рисунке: СА – Северная Америка, И – Иберия, А – Африка, ЮА – Южная Америка, Мр – Марокко, Мв – Мавритания, М – Мали, Г – Гвинея, Л – Либерия, С – Суринам, ФГ – Французская Гвиана.

диабазы и эвапориты триасового возраста, а южнее скважинами вскрыты эффузивы основного состава с возрастом 240–190 млн. лет [39]. Восточнее эта структура продолжалась в виде Багамской зоны разломов [49], которая на некоторых реконструкциях [51] по простиранию состыковывалась с Гвинейским разломом. Сейсмическая стратиграфия и структурный анализ показывают, что эта граница отвечает юрской окраине Центральной Атлантики [56]. В районе Гвинейского разлома заметно изменяют простирания магнитные аномалии, структуры океанского дна, мощности осадочного слоя, а также общая геоморфология дна [9]. На западе граница плит проходила по системе спрединга Мексиканского залива, но она очень условна [49].

Рифтинг в Центральной Атлантике начался в позднем триасе без прямой связи с магматизмом [55, 70]. На Северо-Американской плите вулканизм проявился вдоль юго-восточного побережья Северной Америки в виде пояса прогибов протяженностью до 2000 км от Флориды до района Новой Скотия, при ширине зоны 80–100 км (рис. 2). Прогибы, заполнявшиеся континентальными осадками, эвапоритами и вулканитами, располагаются кулисообразно и образуют систему субпараллельных впадин, выходящих частично на континентальный шельф. Рифтообразование продолжалось около 25 млн. лет, после чего, а местами и одновременно начался этап активного базальтоидного магматизма. Осадочные комплексы троговых впадин переслаиваются или секутся серией силлов и даек базальтов и диабазов толеитового состава с возрастом 205–190 млн. лет [20, 29]. По некоторым данным [57], интервал максимального магматизма был еще короче, 202–200 млн. лет. В результате образовались довольно мощные, до 250–400 м толщи вулканитов, причем в некоторых впадинах (штат Виргиния, США) мощность этих пород достигает 950 м [29].

По простиранию троговых впадин состав базальтов и их возраст варьируют. Отмечается смена оливиновых толеитов, преобладающих в южных штатах (Каролина), кварцевыми и оливиновыми толеитами в центральных районах (Пенсильвания) и преимущественно кварц-нормативными толеитами в северных штатах (Нью-Джерси, Коннектикут). Наблюдаются также изменения изотопных характеристик. С юга на север отмечается увеличение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7062–0.7072), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.00–18.79), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.01–38.90) [63]. По абсолютному возрасту магматиты варьируют от 208 до 167 млн. лет, однако четкой линейной зависимости возраста даек от их пространственной локализации не наблюдается. При этом более ранние вулканиты представлены оливин-нормативными толеитами, которые в большей степени развиты на юге.

Анализ состава даек показал, что в этой области можно выделить четыре или минимум три [58, 66] типа базальтов. Большую группу составляют умеренные по содержанию TiO_2 (0.9–1.4 мас. %) и MgO (6–9%) кварц-нормативные ($\text{SiO}_2 = 51\text{--}55\%$) андезитовые базальты с повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3\%$), широко развитые на севере. В южных районах вулканиты встречаются в подчиненном количестве [66], здесь большее распространение имеют оливин-нормативные базальты с низкими содержаниями SiO_2 (48%), щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2\%$) и TiO_2 (около 1%). Среди них отмечается подгруппа более магнезиальных ($\text{MgO} = 7\text{--}14\%$) толеитов с низкими содержаниями TiO_2 (0.6–0.9%), SiO_2 (46–49%) и щелочей.

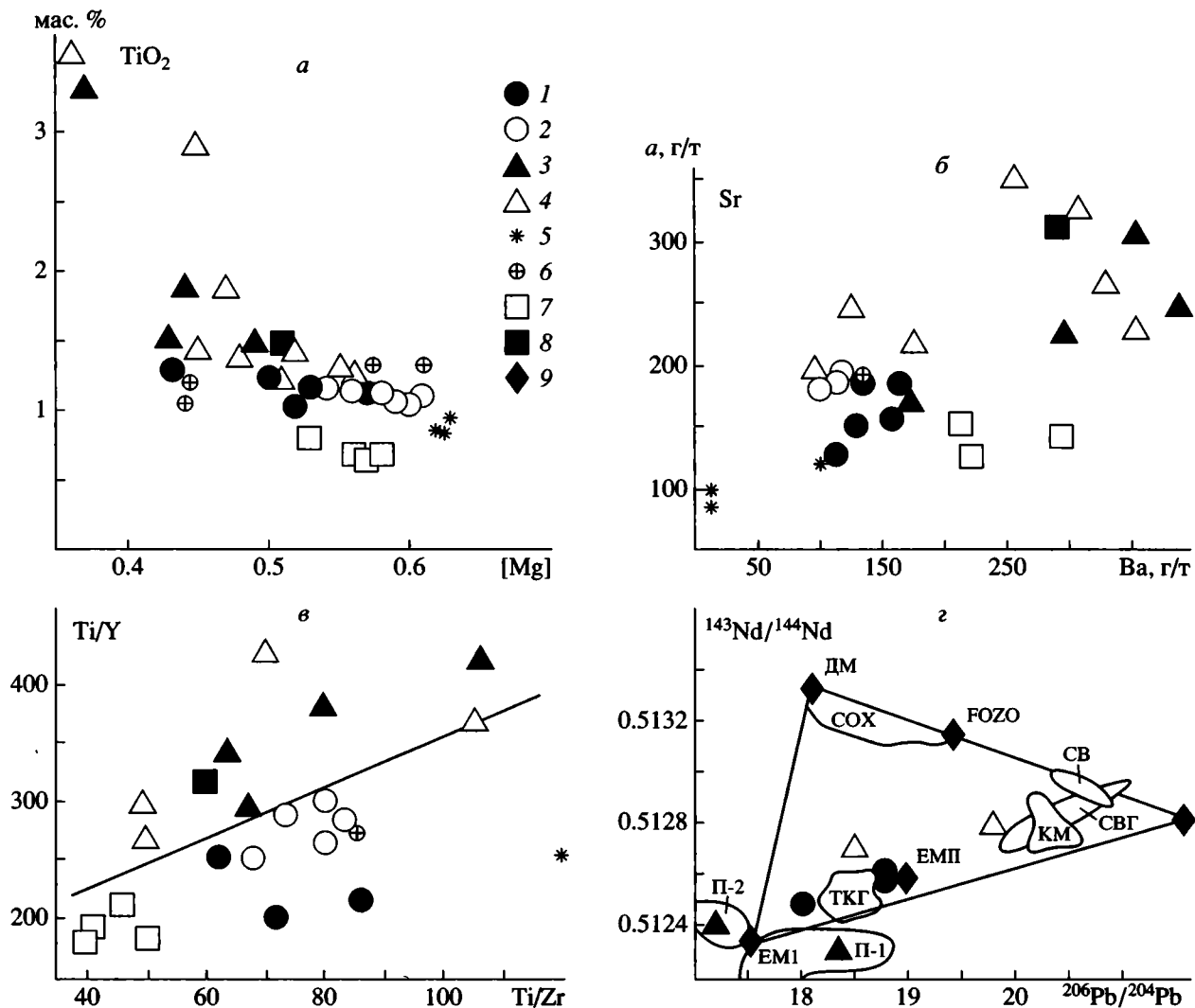


Рис. 3. Положение точек анализов основных пород Атлантики и Восточной Гондваны на графиках: а – TiO_2 –[Mg], б – Sr–Ba, в – Ti/Y–Ti/Zr, г – $^{143}Nd/^{144}Nd$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$.

1, 2 – Центральная Атлантика: 1 – юго-восточное побережье Северной Америки, 2 – северо-западная часть Африки и Пиренейский полуостров. Южная Атлантика: 3 – Южная Америка, 4 – Африканское побережье; 5 – океанические толеиты; 6 – толеитовые базальты океанического плато; 7 – платобазальты Восточной Гондваны; 8 – траппы Карру; 9 – типы мантий. Буквенные обозначения: СВ – остров Св. Елены, СВГ – подводные горы в районе о-ва Св. Елены, КМ – Камерунская линия, ТКГ – острова Тристан-да-Кунья, Гоф, хребет Китовый, П – Бразилия, Парана: 1 – низкотитанистые базальты, 2 – высокотитанистые. Поля и типы мантий по [79]. [Mg] = $Mg/(Mg + Fe^{+2})$, Mg и Fe^{+2} даны в атомных количествах.

В особую группу выделяются высокожелезистые кварцевые толеиты, довольно широко распространенные в северных регионах, в частности, в штате Коннектикут. Они отличаются очень высокими содержаниями $FeO' = 13.8\%$, $[Mg] = 0.43$ (рис. 3, а) при вполне умеренных концентрациях остальных элементов ($TiO_2 = 1.33$, $K_2O = 0.51\%$, Sr = 129, Ba = 110, Zr = 92 г/т). С одной стороны, высокие содержания железа позволяют отнести их к дифференциатам обычных толеитов. С другой – при дифференциации вместе с FeO' возрастают концентрации TiO_2 , K_2O , SiO_2 и, особенно,

редких элементов. В данном случае этого не наблюдается, за исключением отдельных анализов с повышенными содержаниями кремнезема (52.7%) [66]. Концентрации редких элементов в ферротолеитах даже меньше, чем в недифференцированных толеитах Аппалачской магматической провинции. Вопрос о генезисе этих базальтов остается пока открытым, не исключена их принадлежность к самостоятельному типу магм.

На восточной стороне Атлантики рифтогенный этап отражен в образовании мелководных впадин, заполненных континентальными осадка-

ми, эвапоритами и густой сетью даек толеитового состава в Марокко, Мали, Мавритании и Нигерии [22, 23] (см. рис. 2). Возраст наиболее ранних магматитов составляет 196 млн. лет. Этот возраст хорошо коррелируется с аналогичным возрастом вулканитов штатов Пенсильвания и Нью-Джерси. Вторая свита (186 млн. лет) аналогична по возрасту базальтам Пенсильвании [52]. Близкие по возрасту (200–160 млн. лет) крупные дайки базитов отмечаются в Испании и Португалии [18]. Магматиты на восточном побережье Центральной Атлантики в общих чертах близки дайковым комплексам Аппалачской магматической зоны. Однако наблюдаются заметные отличия по содержанию отдельных элементов, что создает впечатление о геохимической специфике этих субвулканических образований. Они характеризуются большей магнезиальностью, наблюдается тенденция к большим концентрациям Ba, Sr и в меньшей степени Zr (100–110 и 75–100 г/т, соответственно) (см. рис. 3, а–в).

Дальнейшее растяжение континентальной коры приводит к ее полному разрыву в конце средней юры. По разным оценкам это произошло 185–178 млн. лет назад. Начальные стадии этого процесса, скорее всего, можно охарактеризовать как рассеянный спрединг [20, 52]. Первая магнитная аномалия в юго-восточной части северной Америки представлена хроной M25 (154.3–155 млн. лет) (см. рис. 1, б). Аномалия протягивается параллельно береговой линии в 560 км восточнее раздела между континентальной и океанической корой. Эта часть океанической коры относится к зоне юрского спокойного поля [43]. В скважине 105 северо-западнее Бермудского поднятия на границе аномалии M25 вскрыты базальты с возрастом 147–145 млн. лет [24]. Возможно, что верхним возрастным пределом начала спрединга можно считать раннюю юру – 180–175 млн. лет [20, 49]. В позднеюрское–раннемеловое время в интервале 155–121 млн. лет уже идет стабильный процесс разрастания дна со средней скоростью 1 см/год [2]. Таким образом, поздние пульсации континентального магматизма проявляются одновременно с началом спрединга [24]. Магнитная аномалия Блейк Спур относится к раннему келловее (164 млн. лет), возможно именно в это время или несколько позже (159 млн. лет) произошло открытие Мексиканского залива в сторону Пацифики с переходом спрединга в Карибский бассейн [49].

Спрединг в самом южном районе юго-восточного побережья Северной Америки наиболее активным был в начале раннего мела (140 млн. лет), а в северных районах этой области, на продолжении триасово-юрских впадин, на шельфе в это же время наблюдается континентальный магматизм, пик которого приходится на 120 млн. лет, спрединг же здесь проявился лишь 115 млн. лет назад [44].

Вдоль восточной части Центральной Атлантики уверенные следы начала спрединга отмечаются по наличию магнитных аномалий. Вдоль побережья северо-западной Африки от Азоро-Гибралтарской зоны деформаций на юг прослеживаются аномалии M25–M2 (154–124 млн. лет). Направление аномалий полностью отвечает контуру береговой линии, изменяясь от северо-восточных на севере в районе разлома до меридиональных на траверзе Мавритании [71]. Эти аномалии прослеживаются южнее в район юго-восточнее островов Зеленого Мыса вдоль побережья Сенегала, не выходя по простиранию за пределы Гвинейского разлома [46].

Данные сейсмических исследований показали, что в начале раннего мела (140 млн. лет, аномалия M16) в Центральной Атлантике надежно устанавливается нормальная океаническая кора мощностью 7–7.5 км со свойственными ей скоростями сейсмических волн (базальты – 4.7–5.0, долериты – 5.6–6.0, габбро–сперментиниты – 7.2–7.5 км/с) [78]. В барреме (135 млн. лет) спрединг достиг самых южных районов региона и началось растяжение между подводными плато Гвинейским и Демерера, а в позднем альбе (100 млн. лет) здесь окончательно сформировалась океаническая кора [45, 56]. Несколько ранее (поздний апт, 115 млн. лет) спрединг начался в северной части Центральной Атлантики между Ньюфаундлендом и Иберией [20, 44].

Состав базальтов самых первых этапов спрединга не вызывает сомнений в их принадлежности к совершенно иному типу магматизма – толеитам срединно-океанических хребтов (см. рис. 3, а–2). Мало того, океанические поднятия, заложенные на уже сформированной океанической коре, также сложены базальтами, близкими по составу океаническим магматитам. Например, в основании Канарского архипелага такого типа вулканы представлены metabазальтами юрского возраста (178 млн. лет) со следующими геохимическими характеристиками: $K_2O = 0.17$, $Ba = 45$, $Zr = 31$ г/т; $(La/Sm)_n = 1.1$ [69]. Позднеюрские пиллоулавы острова Майо из архипелага Зеленого Мыса также имеют состав, близкий к базальтам срединно-океанических хребтов (СОХ) [31]. Бермудское поднятие более молодое – 91–110 млн. лет, оно заложило на океанической коре с возрастом 100–140 млн. лет [43, 77]. В скважине 386 вскрыты обломки вулканитов по составу близкие базальтам СОХ, однако с относительно высокими концентрациями $Sr = 186$, $Ba = 134$ г/т, $Zr = 98$ г/т.

Все эти данные свидетельствуют о том, что в интервале времени 204–195 млн. лет в огромной области, протягивающейся почти на 4500 км между Северной Америкой и Африкой, за очень короткий промежуток времени проявился интенсивный магматизм, связанный с распадом Пангеи.

Сюда же включаются значительные площади шельфа, где расположены большие объемы вулканитов в виде лавовых потоков под осадочной толщей [44, 48]. Большинство обнажающихся магматитов представлены диабазовыми дайками и небольшими интрузиями. Эта специфика магматизма характерна для начальных этапов рифтинга в Центральной Атлантике.

Центрально-Атлантическая магматическая провинция занимает около 7 млн. км², объем вулканитов оценивается в 4 млн. км³ [60]. Пик магматизма приходится на начало ранней юры, 200 млн. лет [55], причем рифтинг в провинции начался за 30 млн. лет до начала магматизма. В восточной части Атлантики до сих пор сохранилась термальная аномалия, которая по томографическим данным прослеживается до глубин 500 км. Эта аномалия с центром приблизительно в районе о-ва Мадейра при ширине 2500 км протягивается в северо-восточном направлении почти на 4000 км [42]. Геохимические характеристики магм этой аномалии свидетельствуют о существенном отличии их от мантийных источников базальтов СОХ и островных магматитов, связанных с “горячими точками”.

Мезозойская история Центральной Атлантики в целом рассматривается как выражение двух крупных тектоно-магматических этапов. Первый этап связан с утонением коры вдоль южной ветви Варисского складчатого пояса, грабенообразованием, проявлением крупной термальной аномалии (плюма) в области между тремя плитами, обусловившей континентальный толеитовый магматизм. Вслед за этим произошел асимметричный распад континентальных плит с образованием океанической коры, сложенной абиссальными толеитами СОХ. Весь этот крупный этап охватил время от триаса до мела [61]. С другой стороны, различия в составе даек и их простираний позволяют подвергнуть сомнению чисто плюмовую природу магматизма этого крупного региона [58].

Второй этап развития Центральной Атлантики связан с тектоно-магматическими преобразованиями мелового возраста. В это время магматизм перемещается вдоль восточной окраины Атлантики (поздний мел) в северо-восточном направлении. Такое перемещение объясняет асимметрию магматизма по обе стороны Атлантики [61, 70]. Область максимального проявления дайкового магматизма тяготеет к западной части Северной Африки, т.е. Центрально-Атлантическая термальная аномалия (суперплюм) не локализуется в центре области, а сдвинута в сторону. Крупные, протяженностью более 100 км, дайки встречаются в большинстве своем именно на восточной континентальной окраине Атлантики, в Португалии, Испании, Марокко, Алжире и Мали.

ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА

В современных координатах северной границей Южно-Атлантического сектора служит разлом Романш, на юге граница Атлантики очень условно проходит по центральной части Африканско-Антарктической котловины. До начала спрединга в Южной Атлантике существовал рифт с тонкой континентальной корой шириной не менее 300 км. Рифт представлял собой систему сопряженных грабенов с поперечными или отходящими под углом ответвлениями, вдающимися в континентальные блоки [25]. Эти грабены заполнялись последовательно континентальными (конгломераты, песчаники, аргиллиты) и лагунными породами с прослоями эвапоритов. Кроме того, рифтовая система трассировалась большим количеством приконтинентальных впадин-прогибов в целом совпадавших с общим простиранием рифта Южной Атлантики [6].

Начало рифтогенеза относится, по-видимому, к оксфорду (159–154 млн. лет), он проявился на самом юге в районе Фолклендского плато и плато Агульяс [37]. Возможно, несколько позже (валанжин, 137–132 млн. лет) море проникло и в южную оконечность меридионального участка рифтовой зоны [59]. Все это произошло вслед за отделением Антарктиды от Южной Америки около 160 млн. лет назад [50]. Рифт постепенно продвигался на север, что отражалось в появлении лагунно-мелководных солевых фаций в осадочных разрезах. Продвижение мелководных морских бассейнов на север шло скачкообразно в связи с существованием в центре Южной Атлантики крупных поперечных поднятий.

Начальные стадии рифтогенеза характеризуются неравномерностью растяжения коры с образованием изолированных участков, где оно было особенно интенсивно, что вызывало обильный магматизм. На ранних этапах магматизм был щелочным, приуроченным к трещинам северо-западного простирания, поперечным общей направленности рифта. Линейные зоны щелочных интрузий известны в Анголе, Бразилии, Уругвае и ЮАР [54].

Вслед за начальными стадиями рифтогенеза с небольшим интервалом времени в южной и центральной частях региона начался обширный базитовый магматизм (рис. 4, а). По разным оценкам наиболее древний возраст траппов Бразилии датируется 140–137 млн. лет [68, 74, 75]. Регион испытывал растяжение коры еще до начала вулканизма, что возможно связано с дорифтовой структурой Аппалачского орогена и продолжением на юг Пан-Африканского орогена [37]. Магматизм в области Парана приурочен к системе субширотных и меридиональных разломов, по которым происходило погружение и растяжение континентальной коры. К югу от зоны трещин

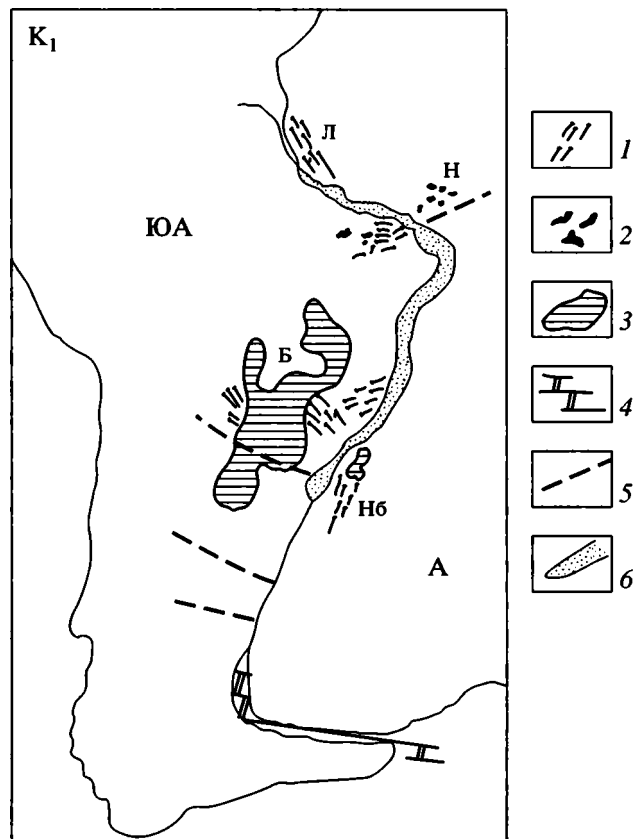


Рис. 4. Распределение толеитового магматизма в Южно-Атлантической провинции. Реконструкция положения континентов на 126.81–127.8 млн. лет (аномалия М4) [59].

1 – дайки; 2 – лавовые потоки и силлы; 3 – магматические комплексы Параны и Этендеки; 4 – зона спрединга; 5 – поперечные впадины; 6 – область перекрытия плит. Буквы на рисунке: ЮА – Южная Америка, А – Африка, Л – Либерия, Н – Нигерия, НБ – Намибия, Б – Бразилия.

Сан-Паулу–Фрио в результате вулканизма образовалась перемычка, которая в последующем в значительной степени повлияла на процесс спрединга в Южной Атлантике. По геофизическим данным поднятия Фрио и Сан-Паулу подстилаются корой с повышенной мощностью базальтового слоя [34]. Базальтовая кора на уступе Фрио, по данным бурения в скважине 353, имеет возраст 121 млн. лет [34], что совпадает с возрастом траппового магматизма в регионе.

Рифтовая зона разрасталась с юга на север и пересекала область уже действовавшего вулканизма, которая не была центром синхронного рифтинга. Ее образование связано с иными пространственными структурными факторами – растяжением и утонением континентальной литосферы на участках развития древних и ремобилизованных разломов. Таким образом, начальные стадии рифтинга характеризуются неравномер-

ностью пространственного и временного проявления рифтогенеза. Смещение траппового магматизма к западу от основной структуры рифта привело к явной асимметрии в распределении магматитов Южной Атлантики. Большая часть базальтов образовалась за очень короткий промежуток времени – 3–5 млн. лет [41], причем до начала спрединга в этой части рифтовой системы наметилась еще одна особенность геологического развития. Область магматизма, как и рифтообразование, мигрировала к северу [62] параллельно продвижению рифта, но в стороне от общего направления раскола между Южной Америкой и Африкой. Существует модель [37], по которой магма из зоны плавления плюма мигрирует на запад в зону ослабленной утоненной коры разбитой системой разломов, вызывая именно там обильный вулканизм.

Вулканисты Южной Атлантики представлены довольно широким диапазоном различных по составу базальтов, однако большая часть магматитов этого региона приходится на толеитовые базальты провинции Параны в Центральной Бразилии.

Платобазальты Параны в основном (45% объема всех вулканистов) характеризуются относительно низкими содержаниями TiO_2 (<2%). Они распространены почти повсеместно, но преобладают в южных районах, где составляют 90% объема магматитов этого региона. Отмечается различный подход к систематике базальтов Параны [35, 38, 64, 65]. Они делятся на две группы по степени контаминации, две группы по содержанию TiO_2 , по обедненности или обогащенности редкими элементами и, наконец, по распространенности в пределах южных, центральных и северных областей региона. Подробный анализ этих данных позволил выделить четыре основные группы магматитов, три из которых относятся к неконтаминированным и одна – к контаминированным разновидностям. Высокотитанистые базальты с повышенными содержаниями K_2O (1.67%), Ва (659 г/т), Y (38 г/т), Zr (272 г/т) и Sr (575 г/т), скорее всего, можно было бы отнести к дифференциатам, так как они имеют низкое магниево отношение $[Mg] = 0.37$ и неконтаминированы ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7055$). С другой стороны, по геохимическим параметрам они близки базальтам океанических островов, часто связываемых с “горячими точками”. Эти базальты наиболее широко представлены в северных (Сьерра-Мерим) и южных (Сьерра-Герал, Санта-Катарина) районах Параны [36, 53, 65]. Обычные для толеитов содержания $SiO_2 = 49.5–51.4\%$ свидетельствуют против глубоких процессов дифференциации в генезисе этих пород. К дифференциатам с большей достоверностью можно отнести андезито-базальты с повышенными концентрациями легких элементов и $SiO_2 = 52.7\%$ [21].

Три другие группы базальтов относятся к условно низкотитанистым ($TiO_2 < 2\%$), хотя в общепринятой классификации к таким базальтам относятся разновидности с TiO_2 менее 1%. Магматиты с содержаниями $TiO_2 = 1-2\%$ представляют собой обычные толеиты. Эти типы эффузивов, в свою очередь, делятся на неконтаминированные ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7052-0.7058$) и контаминированные (0.7082) разновидности. Неконтаминированные толеиты образуют две группы – обогащенные и обедненные некогерентными элементами. Особенно заметна разница между этими двумя типами базальтов по концентрациям K_2O (0.86 и 0.30% соответственно), Sr (305 и 169 г/т), Ba (355 и 168 г/т), Zr (136 и 84 г/т). Скорее всего, эти группы представляют собой различные процентные выплавки единого магматического источника, тем более, что они встречаются преимущественно в центральной части региона, т.е. на ограниченной площади, хотя частично отмечаются на севере. Их распространенность, максимальная магнезиальность ($[Mg] = 0.49$) среди всех типов базальтов косвенно свидетельствует об их наибольшей близости к первичным расплавам.

Особо следует отметить контаминированные ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7082$) типы толеитов Параны. По содержанию почти всех элементов они являются промежуточными между двумя обычными неконтаминированными типами базальтов. Такая особенность этих пород возможно связана со сложностью процесса их эволюции. Первые порции разогретой высокомагнезиальной магмы прошли транзитом через образовавшиеся трещины, сохранив свой первичный состав. За счет разогрева вмещающих пород последующие порции претерпели не только дифференциацию (фактор времени), но и контаминацию коровым материалом. Наконец последующие выплавки были менее обильными и обогащенными некогерентными элементами. Эти магмы максимально развиты на юге региона, где отмечается самый ранний магматизм. В целом можно заключить, что наличие четырех различных по составу типов базальтов свидетельствует о сложности магматического процесса, возможном сочетании “плюмового” механизма и механизма “горячей точки” при образовании первичных выплавок [77]. В последующем эти расплавы претерпевали не менее сложную эволюцию, связанную с контаминацией и фракционированием [37].

Магматизм вдоль западного побережья Африки предшествовал рифтингу в южных и центральных частях Южной Атлантики. Дайки и силлы с возрастом 202–183 млн. лет отмечаются в Западной Либерии [28], юге Намибии [72]. Линейные дайки в береговой части Намибии более молодые – 134 млн. лет. В районе Ганы силлы долеритов имеют возраст 172–162 млн. лет. В Нигерии (трог Бенуэ) наиболее древняя магматичес-

кая активность базитов относится к концу поздней юры (147 млн. лет).

Магматиты африканского побережья имеют геохимические характеристики, близкие к базальтам Южно-Американской плиты (см. рис. 3), хотя среди этих вулканитов встречаются диабазы и базальты с иными концентрациями отдельных элементов, например, Ba или РЗЭ (редкоземельных элементов). В Либерии и Намибии встречаются вулканиты с низким отношением $(La/Sm)_n = 1.1-2.0$ [32], в то время как в области Параны все типы базальтов имеют отношение $(La/Sm)_n = 2.6-2.8$. По-видимому, магматиты этих регионов произошли из близкого по составу первичного источника, претерпевшего различную степень плавления.

Одновременно с магматизмом в центральных частях Атлантики в ее самых южных районах начался процесс спрединга. По различным данным первые его признаки проявились в разное время: 126.5 млн. лет (аномалия М4) [59], 130 млн. лет [1], 133 млн. лет (аномалия М10) [74] и, наконец, 135 млн. лет назад (аномалия М 12) [50]. Однако по некоторым данным [19], аномалии М10–М12 не спрединговые, это утоненная континентальная кора, насыщенная роем даек, а наиболее древней аномалией, относящейся собственно к океанической коре, является аномалия М9 с возрастом 130 млн. лет. По новейшим данным [17], начало аномалии М4 датируется возрастом 127.8 млн. лет. Таким образом, по совокупности данных началом спрединга в Южной Атлантике можно считать время 130–128 млн. лет.

Раздвиг начался в районе крупного трансформного разлома Фолкленд–Агульяс, а зачаточный океан представляет собой узкий широтный бассейн [59] (см. рис. 4). Вдоль разлома зона спрединга испытывала заметные перескоки, и в отдельные моменты начальной истории (аномалии М10–М0) между зонами спрединга во впадине Наталь и Капской существовало смещение около 1400 км [1]. Начальные этапы спрединга, по мнению этих авторов, характеризовались довольно высокими скоростями до 2.8–3.3 см/год. Вскоре спрединг из широтного перешел в меридиональный, и на время 127 млн. лет океанический бассейн очень напоминал ситуацию в Красноморском регионе с колечатым расположением меридионального рифта Красного моря и широтным рифтом Танжура. Зона спрединга довольно быстро продвигалась на север и на 118.7 млн. лет достигала широты Парана–Чагос [59]. Узкий бассейн к середине апта (117 млн. лет) достигал ширины 350–400 км, сужаясь в направлении зоны поперечных поднятий Фрио–Сан-Паулу [54, 59, 67]. Спрединг севернее этой зоны начался спустя лишь 9–10 млн. лет. В районе проявления плюма Тристан он начался 124 млн. лет назад, а магма-

тизм в пределах континентальной плиты датируется 140 млн. лет, т.е. он опережал спрединг на юге на 10–12 млн. лет. Это соотношение двух процессов вписывается в общую схему последовательного проявления этапов океаногенеза. Однако следует отметить, что область массового магматизма и область начальных этапов спрединга разорваны в пространстве.

В бассейне севернее вулканической перемычки начало спрединга отмечается в раннем альбе – 112 млн. лет [59]. Напротив, в Нигерии, спрединг проявился между 112–107 млн. лет. Древнейшая океаническая кора в Ангольской котловине имеет возраст 108–106 млн. лет. На уровне 100 млн. лет спрединг продвинулся на север до трога Бенуэ, а затем произошел разрыв в области стыка Гвинейского плато и плато Демерера. В течение ранней стадии рифтинга в Сьерра-Леоне южная Атлантика была закрыта, так как наиболее древние аномалии южнее экватора имеют раннемеловой (137–132 млн. лет) возраст [59]. На прилегающей континентальной окраине Африки, в Либерии, чуть позже начала спрединга в котловине Сьерра-Леоне (аномалии M24–M11; 152–134 млн. лет) проявился раннемеловой магматизм, выразившийся во внедрении вдоль береговой линии даек толеитового состава [47]. Этот процесс не вписывается в общую закономерность предусматривающую смену траппового магматизма океаническим. В период времени, соответствовавший началу спокойного магнитного поля (84 млн. лет), Центральная и Южная Атлантика представляли собой единый океан, формировавшийся в условиях спрединга между двумя крупными плитами [59].

Данные по составу абиссальных толеитов начальных этапов спрединга в Южной Атлантике [3, 34] показывают, что они относятся к типичным толеитам СОХ, а магматиты крупного вулканического поднятия Риу-Гранди с возрастом 85–75 млн. лет сложены в основании щелочными вулканиками [35].

Сравнивая магматиты Южной и Центральной Атлантики, следует отметить следующие особенности их состава. Базальты четко разделяются по степени магниальности (см. рис. 3). Большая часть центральноатлантических вулкаников имеет умеренную или слегка повышенную магниальность ($[Mg] = 0.52–0.62$) по сравнению с южноамериканскими магматитами ($[Mg] = 0.44–0.51$). В южных областях более широко распространены высокотитанистые (2.5–3.0% TiO_2), обогащенные некогерентными элементами базальты. Значительная часть южноамериканских базальтов, даже не контаминированных, имеет повышенные по сравнению с северными аналогами содержания Sr, Ba и Zr, их отличает также более широкий разброс составов. Особенно хорошо это видно на графике $Ti/Y–Ti/Zr$ (см. рис. 3, в). Наблюдаются раз-

личия и в поведении РЗЭ. На севере базальты имеют очень близкие отношения $(La/Sm)_n = 2.0–2.1$. В южном секторе эта величина широко варьирует: в африканских магматитах от 1.05 до 2.4; в базальтах Параны до 2.6–2.8. Изотопные данные, несмотря на их скудность, все же свидетельствуют о различных источниках магмообразования. Базальты Параны ближе мантии типа EM 1 (см. рис. 3, з).

Геохимическая специфика магматитов Центральной и Южной Атлантики свидетельствует о различных источниках магматизма. В то же время значительный разброс геохимических характеристик в базальтах Южной Атлантики, появление среди них вулкаников, сходных по некоторым характеристикам с базальтами северной части центрального сектора, свидетельствуют о том, что между двумя крупными термическими аномалиями происходил обмен веществом и его смешение. Это лишнее подтверждает мнение о латеральном течении вещества на разных уровнях мантии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Динамика, конфигурация и особенности распределения магматизма в Атлантическом секторе определяются, в первую очередь, особенностями взаимодействия двух низкоскоростных аномалий в нижней–средней мантии (Восточно-Африканская меридиональная и Атлантическая широтная) [16]. На геодинамику этого региона влияет еще третий глубинный фактор – подток холодной мантии со стороны Южной Америки, которая пережимает “горячий столб” Атлантической низкоскоростной аномалии. Последняя прослеживается в средней мантии на глубинах 700–1500 км. По-видимому, сложность проявления магматизма связана с не менее сложной картиной взаимодействия латеральных и вертикальных неоднородностей мантии, вызванных взаимодействием вертикальных и горизонтальных тепловых энергетических потоков. Такое взаимоотношение вызывает зарождение тепломассопотоков на разных уровнях, латеральное перемещение горячих масс, изменение скорости разрастания, и наклон аномалий, который наблюдается на западном фланге Южной Атлантики [7]. Изменение скорости спрединга, в свою очередь, вызывает асимметрию в строении западных и восточных котловин и в целом океанической коры. Например, большая часть крупных вулканических поднятий расположена в восточной части Атлантики, а поднятия с континентальной корой – на западе [11]; в приафриканской части наблюдается большая расчлененность дна и более высокий его уровень. Все это связано с наличием линзы пониженных скоростей, простирающейся на восток от срединного хребта почти на 1500 км на глубине 250 км [9]. Скорее всего, со

сложным строением мантийных масс и особенностями динамики мантии связана неравномерность раскрытия океана, независимость развития основных крупных сегментов океана на начальных этапах его эволюции [8, 14].

Изучение глубинных неоднородностей Индо-Атлантического сегмента Земли [13] показало, что обширная низкоскоростная аномалия, охватывающая всю восточную часть Атлантики и Африку, располагается на глубине 2750 км в нижней мантии. Но уже на глубине 2300 км эта аномалия распадается на две ветви, которые пространственно явно связаны с магматическими провинциями северо-западной и восточной Африки. Аномалии очень устойчивы и прослеживаются, почти не изменяясь по форме, до глубин 1350 км. На глубине 1050 км в средней мантии они сужаются до небольших размеров, а вдоль срединного хребта Южной Атлантики появляется цепочка мелких низкоскоростных аномалий, не отмечаемых на других уровнях. Они пространственно связаны со спрединговым магматизмом в хребте и островных структурах.

Изучение динамики движения континентальных масс и связанного с этим процессом магматизма показали крайне сложный характер взаимоотношения этих явлений в пространстве и времени. Классическая линейная последовательность – рифтинг (трапповый магматизм) – спрединг (толеитовый магматизм океанических рифтов) не всегда выдержана при образовании Атлантики. В Центральном секторе рифтинг прослеживается из северных районов, связанных с Тетисом, на юг в район Мексиканского залива. Магматизм, связанный с рифтингом в Аппалачской провинции, наоборот, омолаживается с юга на север. С другой стороны, континентальный магматизм в северных районах юго-восточного побережья Северной Америки накладывается по времени (140 млн. лет) на начало спрединга в южных районах этой области.

В Южной Атлантике трапповый магматизм (начало – 140, пик – 132 млн. лет) разорван значительно по времени со спредингом (127 млн. лет, аномалия М4). Как было отмечено [27], в районах проявления платобазальтов и последующего спрединга эти два процесса в значительной степени разновозрастны. В Центральной Америке начальные этапы магматизма почти на 25 млн. лет опережают появление первой магнитной аномалии – 175 млн. лет. В районе Карру эта разница составляет в среднем 20 млн. лет, в Эфиопии почти 30 млн. лет. Второй дисгармоничной особенностью взаимоотношения континентального магматизма и спрединга является их разрыв в пространстве. Для Южной Атлантики максимальный магматизм приходится на центральные области Бразилии, в то время как начальные фазы океа-

нического рифтинга проявлены значительно южнее в районе разлома Агульяс. Кстати, такая же, только зеркально противоположная картина наблюдается вдоль восточного побережья Африки. Спрединг между Западной и Восточной Гондваной начался на севере в Сомалийской котловине (160 млн. лет), в то время как максимальный трапповый магматизм происходил значительно южнее в районе термальной аномалии Карру.

Пространственная несовместимость касается также взаимоотношений магматизма и рифтинга. Особенно это наглядно проявлено на примере Южной Атлантики, где область максимального растяжения коры и магматизма смещена на несколько сот километров в сторону от основной оси рифтинга и последующего спрединга. Этот феномен заставил некоторых авторов высказать довольно оригинальные и смелые гипотезы о значительном по интенсивности процессе перетекания расплавов [37] или перемещения литосферы и верхней мантии по границе раздела с нижней мантией на глубине 660 км [76].

Все изложенное свидетельствует о многообразии факторов, влияющих на формирование Атлантического океана. Наличие многоярусных термических аномалий различной интенсивности, древние линеаменты разломного характера, сложное сочетание кратонных масс и прогибов, латеральные и восходящие потоки горячего мантийного вещества за счет перетекания из высоко-термальных областей в области холодной мантии, смесимость этих потоков между собой – все эти многочисленные факторы приводят к относительной хаотичности процесса океаногенеза Атлантики. Вместе с тем следует отметить и некоторую прямую связь между, например, магматизмом и глубинными сферами мантии. Значительная разница в составе магматитов, занимающих огромные по площади области Земли, разнообразие мантийного вещества по изотопным данным [73] могут быть связаны с такими же глобальными особенностями глубинных геосфер. Современные представления о сложном строении мантии планеты, наличие шести различных геосфер [11, 15] хорошо согласуются с многообразием широко распространенных типов магматитов. Скорее всего, они связаны с определенным уровнем магмообразования. Например, предлагается источником плюмового магматизма считать слой “D” (2640–2890 км), а платобазальты – продуктом смешения этих выплавов с веществом нижней мантии [79]. Возможно, небольшие выплавки высокообогащенных магм пробиваются к поверхности в областях островного вулканизма с еще более глубинных горизонтов расплавленного вещества внешнего ядра, хотя, скорее всего, это связано с уменьшением процента выплавки магм в области постепенно затухающей аномалии. Более определенно можно свя-

зять уровень образования базальтов СОХ с глубинами 1050 км. Не исключено, что этим уровнем является раздел между верхней и средней мантиями на глубине 670–990 км или промежуточная граница 1050 км [11, 15]. Более точная привязка различных типов платобазальтов к определенным глубинам мантии – дело ближайшего будущего.

Различия в составе магматитов наблюдаются на всех уровнях масштабности их распространения. Различаются платобазальты Восточной и Западной Гондваны. При рассмотрении триасово-юрского магматизма в Индо-Атлантическом секторе можно отметить общность временного проявления (200–185 млн. лет) начального базитового магматизма, но резкую асимметрию его проявления в пространстве (Центральная Атлантика и Австрало-Антарктический пояс). Платобазальты в каждой из крупных магматических провинций имеют специфические геохимические черты. Магматиты Восточной Гондваны [40] обособляются в отдельное поле почти по всем геохимическим параметрам (см. рис. 3). С другой стороны, наблюдаются заметные отличия между платобазальтами Центральной и Южной Атлантики и, в свою очередь, в пределах самих секторов (юго-восточная часть Северной Америки и северо-западная часть Африки). Наконец, в конкретном регионе выделяются по 3–5 типов базальтов с заметными различиями по отдельным элементам и степени контаминации. Глобальные различия скорее всего связаны с глубинными планетарными вариациями состава отдельных геосфер мантии. Региональные различия могут зависеть от состава и процента выплавки в поднимающихся плюмах, их сложного взаимодействия с латерально перемещающимися потоками мантийного вещества [26]. Различия состава базальтов в отдельных областях связаны с динамикой преобразования магмы в приповерхностных очагах. К этим процессам относятся фракционирование расплава и его контаминация коровым материалом. Отдельно следует отметить влияние флюидного режима на всех уровнях продвижения вещества к поверхности, влияние окислительных и восстановительных потенциалов на преобразование магм.

Приведенные данные дают право предполагать, что глобально распространенный тип магматизма представленный платобазальтами, скорее всего, является производным близкой по глубине и составу оболочке мантии, а нюансы составов базальтов в отдельных провинциях Атлантики свидетельствуют о влиянии на их состав многочисленных факторов нелинейного магматизма.

ВЫВОДЫ

1. Океаногенез Атлантики нелинеен в силу многообразия факторов, влияющих на этот глобальный процесс. К этим факторам следует отнести наличие многоярусных термических аномалий различной интенсивности, древних линейментов разломного типа, сложное сочетание кратонных масс и прогибов, взаимодействие вертикальных и латеральных потоков горячего и холодного мантийного вещества.

2. Неравномерность раскрытия океана в пространстве и времени, независимость развития его основных секторов, скорее всего, связаны с особенностями строения и динамики мантийных геосфер под этими секторами.

3. Взаимоотношения между динамикой движения континентальных масс и магматизмом довольно сложные. Классическая последовательность рифтинг–трапповый магматизм–спрединг–океанический магматизм чаще всего нелинейна. Трапповый магматизм иногда накладывается по времени на процесс спрединга, а пространственно довольно часто проявляется вдалеке от основной области рифтогенеза.

4. Начальные этапы океаногенеза характеризуются проявлением геохимических различий в составе магматитов на всех уровнях масштабности их распространения (Западная и Восточная Гондвана, Центральная и Южная Атлантика, западные и восточные ее области). Эти различия отражают сложность и нелинейность процессов влияющих на эволюцию магматических расплавов.

5. Нелинейный характер магматизма обусловлен глубинными вариациями состава отдельных геосфер мантии, составом первичного расплава и процентом его выплавки, взаимодействием вертикальных и горизонтальных потоков расплавленного вещества, их смесимостью, динамикой эволюции магмы в приповерхностных очагах, связанной с процессами фракционирования и контаминации.

Работа выполнена в рамках проекта “Тектоника, магматизм и глубинное строение Центральной и Южной Атлантики” (госпрограмма “Мировой океан”) при поддержке РФФИ (грант 00-05-64235).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булычев А.А., Гайнанов А.Г., Гилод Д.А. и др. Строение литосферы Южной Атлантики по данным магнитных и гравитационных исследований // Океанология. 1997. Т. 37. № 4. С. 588–601.
2. Гуревич Н.И. Тектонические элементы северной приэкваториальной Атлантики по геофизическим данным // Глубинное строение и геодинамика литосферы Атлантического и Тихого океанов. М.: Наука, 1992. С. 50–73.

3. *Кашинцев Г.Л., Скорнякова Н.С.* Базальты Бразильской котловины // Изв. АН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 146–151.
4. *Кашинцев Г.Л., Шрейдер А.А.* Тектоника, геодинамика и магматические провинции Индийского океана в мезозое // Геотектоника. 1999. № 3. С. 215–223.
5. *Ломизе М.Г., Захаров В.С.* Глобальная асимметрия в размещении островных дуг и распад Пангеи // Геотектоника. 1999. № 2. С. 3–16.
6. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Разломы Ангольской котловины // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 3. С. 1–15.
7. *Мирлин Е.Г.* Порядок и хаос в аккреции океанской литосферы // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 5–20.
8. *Мирлин Е.Г., Суцевская Л.М.* Пространственно-временная неравномерность океаногенеза и ее структурно-петрологические следствия (на примере Атлантического океана) // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 108–121.
9. *Миронов Ю.В., Углов Б.Д.* Магматизм в пределах южной приэкваториальной зоны Атлантического и Индийского океанов // Отеч. геология. 1998. № 1. С. 40–46.
10. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 83 с. Тр. ГИН РАН. Вып. 481.
11. *Пуцаровский Ю.М.* Сейсмотомография и структура мантии, тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 6. С. 806–809.
12. *Пуцаровский Ю.М.* Критические заметки о плейт-тектонике // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 131–133.
13. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоносфера Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли на больших глубинах // Геотектоника. 2000. № 4. С. 1–12.
14. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекции // Тектонофизика. 1989. № 5. С. 3–13.
15. *Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
16. *Руженцев С.В., Моссаковский А.А., Меланхолина Е.Н.* Геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли: сейсмотомографический аспект (постановка проблемы) // Геотектоника. 1999. № 3. С. 5–20.
17. *Шрейдер А.А.* Магнитная хронология дна океана // Физика Земли. 1998. № 11. С. 61–75.
18. *Alibert C.* A Sr-Nd isotope and REE study of Late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messajana Dyke (Spain and Portugal) // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 73. № 1. P. 81–90.
19. *Austin J.A., Uchupi E.* Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1982. V. 66. № 9. P. 1328–1347.
20. *Bedard J.H.* The opening of the Atlantic, the mesozoic New England igneous province and mechanisms of continental breakup // Tectonophysics. 1985. V. 113. № 34. P. 209–232.
21. *Bellieni G., Brotzu P., Comin-Chiaramonti P. et al.* Flood basalts to rhyolite suites in Southwestern Parana plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications // J. Petrol. 1984. V 25. № 3. P. 579–618.
22. *Bertrand H.* The Mesozoic tholeiitic province of north-west Africa a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic // Magmatism in Extensional Structural Setting. The Phanerozoic African Plate / Eds. B. Kampunzu, R.T. Lubala Berlin: Springer, 1991. P. 147–188.
23. *Bertrand H., Dostal J., Dupuy C.* Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 58. P. 225–239.
24. *Bryan W.B., Frey F.A., Thompson G.* Oldest Atlantic seafloor: Mesozoic basalts from western North Atlantic margin and Eastern North America // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1977. V. 64. № 2. P. 223–242.
25. *Burke K.* Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean // Tectonophysics. 1976. V. 36. P. 93–112.
26. *Coffin M.F., Eldholm O.* Volcanism and continental breakup: a global compilation of large igneous provinces // Magmatism and the causes of continental breakup. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1992. № 68. P. 17–30.
27. *Courtillot V., Janpart C., Manighetti I. et al.* On causal link between flood basalts and continental breakup // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 166. № 3–4. P. 177–195.
28. *Dalrymple G.B., Gromme C.S., White R.W.* Potassium-argon age and paleomagnetism of diabase dikes in Liberia: initiation of central Atlantic rifting // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V. 86. № 3. P. 399–411.
29. *De Boer J.Z., McHone J.G., Puffer J.H. et al.* Mesozoic and cenozoic magmatism // The Geology of North America. V. 1–2. The Atlantic margin. Geol. Soc. of America: Boulder (Colo), 1988. P. 217–241.
30. *Deckart K., Ferand G., Bertrand H.* Age of Yurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 150. № 3/4. P. 205–220.
31. *De Paepe P., Klerkx J., Hertogen J., Plinke P.* Oceanic tholeiites on the Cape Verde Islands: petrochemical and geochemical evidence // Earth Planet. Sci. Lett. 1974. V. 22. № 4. P. 347–354.
32. *Dupuy C., Marsh J., Dostal J. et al.* Asthenospheric and lithospheric source for Mesozoic dolerites from Liberia (Africa): trace element and isotopic evidence // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 1/2. P. 100–110.
33. *Fodor R.V.* Low and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle-source // Earth Plan. Sci. Lett. 1987. V. 84. № 4. P. 423–430.
34. *Fodor R.V., Husler J.W., Keil K.* Petrology of basalt recovered during DSDP Leg. 39B // Init. Repts. DSDP. V. 39. Washington, D.C., 1977a. P. 513–523.
35. *Fodor R.V., Husler J.W., Kumar N.* Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise: implications for the origin of Rio Grande rise, south Atlantic ocean // Earth Plan. Sci. Lett. 1977. V. 35. P. 225–233.

36. *Fodor R.V., Corwin C., Roisenberg A.* Petrology of Serra General (Parana) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material and South Atlantic magmatism // *Contr. Miner. Petrol.* 1985. V. 91. № 1. P. 54–65
37. *Harry D.L., Sawyer D.S.* Basaltic volcanism, mantle plumes and the mechanics of rifting: the Parana flood basalt province of South America // *Geology.* 1992. V. 20. № 3. P. 207–210.
38. *Hawkesworth C.J., Mantovani H.S.M., Taylor P.N., Palacz Z.* Evidence from the Parana of South Brazil for a continental contribution to Dupal basalts // *Nature.* 1986. V. 322. P. 356–359.
39. *Heatherington A.L., Mueller P.A.* Geochemical evidence for Triassic rifting in southwestern Florida // *Tectonophysics.* 1991. V. 188. P. 291–302.
40. *Hergt J.M., Peate D.W., Hawkesworth C.J.* The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti-flood basalts // *EPSL.* 1991. V. 105. № 1–3. P. 134–148.
41. *Herz H.* Timing of spreading in the South Atlantic information from Brazilian alkaline rocks // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. V. 88. P. 101–112.
42. *Hoernle K., Zhang Y.S., Graham D.* Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and Western and Central Europe // *Nature.* 1995. V. 374. P. 34–39.
43. *Houghton P.L., Thomas J.E., Diecchio Jr. R.J., Tagliacozzo A.* Radiometric ages of basalts from DSDP Leg 43: Sites 382 and 385 (New England Seamount), 384 (J-anomaly), 386 and 387 (central and western Bermuda Rise // *Init. Rep. DSDP.* 1978. V. 43. P. 739–754.
44. *Jansa L.F., Pe-Piper G.* Middle Jurassic to early Cretaceous igneous rocks along Eastern North American continental margin // *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 1988. V. 72. № 3. P. 347–366.
45. *Janssen H.E., Stephenson R.A., Cloetingh S.* Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifting basins in Africa // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1995. V. 107. № 11. P. 1317–1332.
46. *Jones E.J.W.* Fracture zones in the equatorial Atlantic and the breakup of western Pangea // *Geology.* 1987. V. 15. № 6. P. 533–536.
47. *Jones E.J.W., Mgbatogu C.C.S.* Jurassic sea-floor spreading in the equatorial Atlantic // *Nature.* 1977. V. 267. № 5612. P. 688–690.
48. *Keleman P.B., Holbrook W.S.* Origin of thick, high-velocity igneous crust along the US East coast margin // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B6. P. 10077–10094.
49. *Klitgord K.D., Poponoe P., Schouten H.* Florida: a Jurassic transform plate boundary // *Journ. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № B9. P. 7753–7772.
50. *Lawver L.A., Sclater J.G., Meinke L.* Mesozoic and Cenozoic reconstruction of the South Atlantic // *Tectonophysics.* 1985. V. 114. № 1/4. P. 233–254.
51. *Le Pichon X., Sibuet J.-C., Francheteau J.* The fit of the continents around the North Atlantic ocean // *Tectonophysics.* 1977. V. 38. № 3/4. P. 169–209.
52. *Manspeizer W., Puffer J.H., Cousminer H.L.* The separation of Morocco and eastern North America: a triassic-liassic stratigraphic record // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. V. 89. № 6. P. 901–920.
53. *Mantovani M.S.M., Marques L.J., De Sousa M.A. et al.* Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil) // *J. Petrol.* 1985. V. 26. № 1. P. 187–209.
54. *Marsh J.S.* Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineament of Africa and South America // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 18. P. 317–323.
55. *Marzoli A., Renne P.P., Piceirillo E.M. et al.* Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the central Atlantic magmatic province // *Science.* 1999. V. 284. № 5414. P. 616–618.
56. *Masclé J., Marinho H., Wannesson J.* The structure of the Guinea continental margin: implications for the connection between the Central and the South Atlantic oceans // *Geologische Rundschau.* 1986. V. 75. № 1. P. 57–70.
57. *Mc Hone J.G.* Broad-terranes Jurassic flood basalts across northeastern North America // *Geology.* 1996. V. 24. № 4. P. 319–322.
58. *Mc Hone J.G.* Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic ocean // *Tectonics.* 2000. V. 316. № 3–4. P. 287–296.
59. *Nurnberg D., Muller R.D.* The tectonic evolution of the South Atlantic from late Jurassic to Present // *Tectonophysics.* 1991. V. 191. № 1/2. P. 27–83.
60. *Olsen P.E.* Grand lava flows, mass-extinctions and mantle plumes // *Science.* 1999. V. 284. № 5414. P. 604–605.
61. *Oyarzun R., Doblas M., Lopez-Ruiz J., Cebra J.-M.* Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: implication for long-lived magmatism in western North Africa and Europa // *Geology.* 1997. V. 25. № 8. P. 727–730.
62. *Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M., Shukowsky W.* Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Parana, South America // *Geology.* 1990. V. 18. P. 1223–1226.
63. *Pegram W.J.* Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian tholeiites, U.S.A. // *ERSL.* 1990. V. 97. № 3–4. P. 316–331.
64. *Petrini R., Civetta L., Piccirillo E.H. et al.* Mantle petrogenicity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Parana Plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence // *Journ. Petrol.* 1987. V. 24. № 4. P. 701–726.
65. *Piccirillo E.M., Civetta L., Pefrini R. et al.* Regional variations within the Parana flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination // *Chem. Geol.* 1989. V. 75. P. 103–122.
66. *Puffer J.H., Philpotts A.R.* Eastern North American quartz tholeiites: geochemistry and petrology / Ed. Manspeizer W. // *Triassic-Jurassic rifting.* New York: Elsevier, 1988. Pt. B. P.579–605.
67. *Rabinowitz P.D., La Brecque J.* The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins // *Journ. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B11. P. 5973–6002.
68. *Renne P.R., Ernesto M., Pacca I.G. et al.* The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland and

- the Jurassic-Cretaceous boundary // *Science*. 1992. V. 258. № 5084. P. 975–979.
69. Schmincke H.-U., Klugee A. et al. Samples from the Jurassic ocean crust beneath Gran Canaria, La Palma and Lanzarote (Canary Islands) // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1998. V. 163. P. 343–360.
70. Sebai A., Ferand G., Bertrand H., Hanes J. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 104. № 2/4. P. 455–472.
71. Seibold E. The Northwest African continental margin – an introduction // *Geology of the Northwest African continental margin*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1982. P. 3–20.
72. Siender G., Mitchell J.G. Episodic Mesozoic volcanism in Namibia and Brazil: a K-Ar isochron study bearing on the opening of the South Atlantic // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1976. V. 30. P. 292–302.
73. Storey B.C. The role of mantle plumes in continental break up: case histories from Gondwanaland // *Nature*, 1995. V. 377. № 6547. P. 301–308.
74. Sun S., Mc Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the ocean basin*. Geol. Soc. London. Special. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
75. Turner S., Regelous M., Kelly S. et al. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. № 3–4. P. 333–348.
76. Van Decar J.C., James D.E., Assumpcao M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces // *Nature*. 1995. V. 378. № 6552. P. 25–31.
77. Vogt P.R. Bermuda and Appalachian-Labrador rises: common non hotspot processes // *Geology*. 1991. V. 19. № 1. P. 41–44.
78. White R.S., Mc Bride J.H., Henstock T.J., Hobbs R.W. Internal structure of a spreading segment of Mesozoic oceanic crust // *Geology*. 1994. V. 22. № 7. P. 597–600.
79. Wilson M. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? // *Journ. Geol. Soc. London*, 1993. V. 150. № 5. P. 977–990.

Geodynamics and Magmatism during the Initial Formation Phases of the Atlantic Ocean

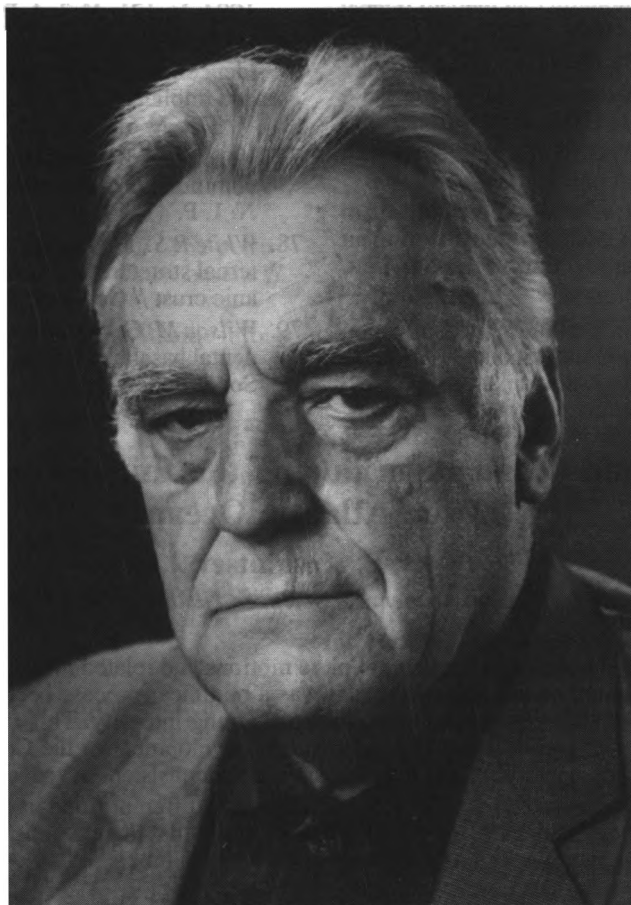
G. L. Kashintsev

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117851 Russia

Abstract—Analysis of the dynamics of continental plate motions and related magmatism revealed their intricate relationships. The opening of the Atlantic Ocean was a nonlinear process because of numerous factors, primarily the dynamics of multilevel thermal anomalies of varying intensity. This factor caused the unsteady opening of the ocean in space and time and the independent development of the Central and South Atlantic, where the processes of rifting, spreading, and magmatism were inconsistent in space and time.

The opening of the ocean was marked by a flow of geochemically different flood basalts. The magmatism was nonlinear because of great differences in the composition of individual mantle geospheres, mixing of the vertical and lateral flows of the magma, and its evolution in shallow chambers.

АНДРЕЮ ЛЬВОВИЧУ КНИППЕРУ 70 ЛЕТ



24 февраля 2001 года исполнилось 70 лет академику Российской академии наук Андрею Львовичу Книпперу, яркому и талантливому представителю российской тектонической школы. Вся научно-исследовательская деятельность Андрея Львовича неразрывно связана с Геологическим институтом РАН, куда он пришел в 1954 г. сразу после окончания Московского государственного университета и где прошел путь от простого научного сотрудника до известного всему миру ученого, возглавившего институт в трудный для российской науки период 1988–1994 гг.

Андрей Львович родился и вырос в Москве, в семье, где дети воспитывались в самых лучших традициях российской интеллигенции, в любви к музыке, литературе, театру. Но выбрал он для себя совсем иной увлекательный и сложный путь в малоизвестный мир геологии, путь, на который

его толкнула природная любознательность, стремление проникнуть в тайны мироздания.

Школой геологических исследований и картирования для Андрея Львовича стал Казахстан, где он составлял листы геологической карты масштаба 1 : 200000, совершенствовал полученные в университете знания и впервые проявил себя как одаренный и вдумчивый исследователь. Уже в ранней своей монографии, посвященной тектонике Байконурского синклинория (1963 г.), ему удалось дать превосходный анализ современной структуры и выяснить историю развития этого крупнейшего элемента Улутавской складчатой системы. Впервые для этой области им была разработана биостратиграфическая шкала отложений нижнего палеозоя, которая была утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом в качестве эталона для всей северо-западной части Центрального Казахстана.

В дальнейшем в сферу научных интересов и фундаментальных исследований Андрея Львовича в разные годы попали Малый Кавказ, Куба, Сирия и Урал. Серию полевых сезонов он провел на хребте Черского, в Западном и Восточном Саянах, а также в Крыму. Расширению его геологического кругозора и эрудиции во многом способствовали полевые наблюдения, которые он проводил в Италии, Франции, Испании, на Кипре, в Турции, Иране и Омане, на западе США.

Тщательный анализ результатов собственных наблюдений и внимательное изучение литературы по геологии Альпийской складчатой области стал основой докторской диссертации Андрея Львовича, защищенной в 1973 г. и чуть позже опубликованной в виде монографии "Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области", которая сразу же завоевала широкую известность. В этой работе и предшествовавших ей публикациях Андрей Львович одним из первых в нашей стране пришел к выводу об океанической природе офиолитовых ассоциаций Альпийской зоны. Им было убедительно доказано, что во внутриконтинентальных складчатых областях породы этой ассоциации повсеместно слагают крупные тектонические покровы, что они прошли сложную и длительную историю, запечатлев в себе следы неоднократных деформаций и метаморфических процессов. При этом впервые в отечественной литературе было показано, что офиолиты являются четкими маркерами палеогеодинамических обстановок, которые сопоставимы с геодинамическими обстановками, устанавливаемыми в современных океанах или у их окраин.

Этот цикл работ и содержащиеся в них новаторские обобщения оказали большое влияние на теорию и практику геологических исследований в нашей стране, найдя одновременно широкий положительный резонанс и за рубежом. Выводы Андрея Львовича стали повсеместно использоваться при интерпретации геологической структуры покровно-складчатых сооружений, в разработках методики их картирования и при анализе структурной приуроченности полезных ископаемых в аллохтонных комплексах пород.

Среди работ Андрея Львовича, посвященных тектонике, истории развития и палинспастике Альпийской складчатой области, следует упомянуть его главы в коллективных монографиях "Тектоника Северной Евразии" (1980 г.) и "Эволюция Тетиса" (1986 г.). Весьма широкую известность получили его статьи "Движения Альпийской фазы в океанической коре Тетиса" (1985 г.) и "Офиолиты как индикатор Альпийской истории океана Тетис" (1986 г.), до сих пор непрерывно цитируемые в публикациях. Большое научное значение имеет и атлас палинспастических карт Тетиса (1985 г.), созданных при активном участии

Андрея Львовича и иллюстрирующих структурно-тектоническую эволюцию этого палеоокеана от ранней коры до современности.

Столь же широко известен и цикл работ Андрея Львовича, посвященных разработке общей концепции становления континентальной коры за счет структурного и вещественного преобразования коры океанического типа. Модели стадийности этого процесса подробно рассмотрены в таких хорошо известных его публикациях, как "Океаны и геосинклинальный процесс" (1971 г.), "Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса" (1973 г.), "Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей" (1979 г.), "Закономерности формирования континентальной коры в фанерозе" (1984 г.). Нельзя не отметить и его заслуг в деле создания Тектонической карты Кубы масштаба 1 : 1250000 и Тектонической карты Северной Евразии масштаба 1 : 2500000. Деятельность Андрея Львовича в развитии учения о тектонической расслоенности литосферы заслуженно оценена присуждением ему Государственной премии (1995 г.), а его общий вклад в геологическую науку отмечен и другими правительственными наградами.

Наряду с интенсивной научной деятельностью Андрей Львович вел и продолжает вести большую научно-организационную работу. Он один из активных создателей Межведомственного Тектонического комитета. Занимая пост ученого секретаря этого комитета с 1963 по 1970 гг., он до сих пор является активным членом его бюро. По инициативе Андрея Львовича была создана программа научного сотрудничества Академий наук социалистических стран в области геологии, и за активное участие в работах по этой программе он был награжден золотой медалью "За отличие" Болгарской Академии наук и медалями Чешской и Словацкой Академий наук в честь 30-летнего юбилея советско-чехословацкого сотрудничества в области геологии. До настоящего времени Андрей Львович входит в состав редколлегий журналов "Геотектоника", принимает живейшее участие в работе Ученого совета ГИН'а и является председателем Специализированного совета института по защитах диссертаций, членом экспертного совета ВАК по наукам о Земле. Немало сил он отдает и воспитанию молодых научных кадров, читая лекции в своей "альма матер" и руководя аспирантами, многие из которых давно защитили кандидатские диссертации и стали уже докторами наук.

Предельная четкость мыслей, широта научно-го кругозора, благожелательность, артистичность и неизменное чувство юмора этого талантлившего ученого, ярко выраженного теоретика в области фундаментальных геологических знаний, не могут не привлекать к нему сердца коллег и учени-

ков. В свои 70 лет Андрей Львович остается, как и прежде, в числе научных лидеров Геологического института, признанным авторитетом в геотектонике. Ближайшие сотрудники, коллектив

ГИН'а и редколлегия журнала "Геотектоника" от всей души поздравляют его со славным юбилеем, желают ему доброго здоровья и успешного продолжения творческой деятельности.

Сдано в набор 13.12.2000 г.

Подписано к печати 14.02.2001 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 10.0

Усл. кр.-отт. 3.6 тыс.

Уч.-изд. л. 9.9

Бум. л. 5.0

Тираж 344 экз.

Зак. 4437

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

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” во II полугодии 2001 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в I полугодии 2001 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2001” (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 подписки и розницы” (АПР).

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 2001 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР 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.

Издательство “Наука”

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

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

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