

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь - Февраль 1999



ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

<http://www.maik.rssi.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТНИКА

№ 1 1999 Январь–Февраль

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

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. Puscharovsky – *Editor*
A.A. Mossakovsky – *Coeditor*
V.S. Burtman – *Secretary*

Editorial board

E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev,
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,
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

"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; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

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

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1999 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 1999

Геосферы мантии Земли <i>Ю. М. Пуцаровский, Д. Ю. Пуцаровский</i>	3
Новые данные о строении Енисейского кряжа <i>Т. Н. Хераскова</i>	15
Строение кряжа Карпинского <i>Ю. А. Волож, М. П. Антипов, Ю. Г. Леонов, А. Ф. Морозов, Ю. А. Юров</i>	28
Основные этапы истории формирования ложа Индийского океана <i>Е. Е. Милановский, <u>В. Е. Милановский</u></i>	44
Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохимической зональности вулканических поясов <i>А. М. Курчавов, В. А. Баскина, М. К. Бахтеев, А. А. Моссаковский</i>	64
Палеомагнетизм и тектоника о-ва Карагинский <i>Д. В. Коваленко, Я. Ю. Ярославцева, В. Л. Злобин</i>	81
Хроника	
Памяти Чермена Бейбулатовича Борукаева (1936–1998)	95

Contents

No. 1, 1999

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука/Interperiodica Publishing (Russia).
Geotectonics ISSN 0016-8521.

Geospheres of the Earth's Mantle <i>Yu. M. Pushcharovsky and D. Yu. Pushcharovsky</i>	3
New Data on the Structure of the Yenisei Range <i>T. N. Kheraskova</i>	15
Structure of the Karpinsky Ridge <i>Yu. A. Volozh, M. P. Antipov, Yu. G. Leonov, A. F. Morozov, and Yu. A. Yurov</i>	28
Indian Ocean Floor: Origin and Main Stages of Evolution <i>E. E. Milanovsky and V. E. Milanovsky</i>	44
Major-Element Zoning of Volcanic Belts: Problems of Geodynamic and Paleotectonic Interpretation <i>A. M. Kurchavov, V. A. Baskina, M. K. Bakhteev, and A. A. Mossakovskii</i>	64
Paleomagnetism and Tectonics of Karaginsky Island, Bering Sea <i>D. V. Kovalenko, Ya. Yu. Yaroslavtseva, and V. L. Zlobin</i>	81

Chronicle

In Memory of Chermen B. Borukaev (1936–1998)	95
--	----

Сдано в набор 12.10.98 г.	Подписано к печати 07.12.98 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отг. 4.3 тыс.	Уч.-изд. л. 12.0	Бум. л. 6.0
	Тираж 342 экз.	Зак. 2194		

ГЕОСФЕРЫ МАНТИИ ЗЕМЛИ

© 1999 г. Ю. М. Пушаровский*, Д. Ю. Пушаровский**

*Геологический институт РАН, Москва

**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Поступила в редакцию 14.09.98 г.

Глубинное строение Земли относится к числу крупнейших проблем, стоящих перед геологией. До настоящего времени мантия Земли обычно представляется состоящей лишь из двух оболочек – нижней и верхней с границей между ними на уровне 670 км. Но такое деление слишком общё, чтобы подойти к дифференцированному рассмотрению глубинной геодинамики планеты, представляющей собой открытую, сложную систему.

На основе анализа сейсмографик для разных глубинных уровней, информации о внутри-мантийных геофизических рубежах и данных о минеральном составе и минералогических преобразованиях в мантии предлагается расчленение последней на шесть геосфер. Ключевым положением новой схемы является выделение между уровнями 840–1700 км средней мантии, отделенной от верхней и нижней зонами раздела мощностью соответственно 170 и 500 км. Верхняя мантия делится на верхнюю и нижнюю части на уровне 410 км. Хотя переходы между геосферами обычно имеют сложный характер, каждая из геосфер обладает индивидуальными геологическими и геодинамическими особенностями.

Все геосферы характеризуются латеральной изменчивостью термодинамических условий и соответственно геодинамических обстановок. Они относятся к категории неустойчивых систем. В экстремальных, закритических ситуациях в этих системах происходит разрядка накопившихся напряжений, что может вызвать тектонические перемещения масс. В случае высокой интенсивности процесса, в порядке обратной связи, под воздействием механических усилий может генерироваться энергия, достаточная для возникновения локальных конвективных или адвективных систем. Эти процессы носят хаотичный и нелинейный характер.

Тектонические процессы и деформации присущи всем мантийным геосферам.

Проблема строения земных глубин всегда привлекала внимание геологов. Однако с особенной остротой она встала в последние десятилетия, в связи с усилением теоретических исследований в большом спектре наук о Земле. Здесь имеется полная аналогия с проблемой ранних этапов развития Земли, стоящей сейчас столь же остро.

Благодаря появлению новых методов исследований, в особенности сейсмических, для познания глубинного строения Земли сейчас открылись большие возможности. На страницах журнала “Геотектоника” одному из авторов [7, 9] уже приходилось публиковать новую модель строения мантии, отличающуюся существенно более дробным ее расчленением, чем традиционное деление лишь на верхнюю и нижнюю. Основой построения послужили появившиеся в литературе сейсмографические карты, составленные для разных глубинных уровней планеты, и глубинные профили. Данная публикация заключает более основательную разработку модели, с включением в нее разделов о минеральном составе и тектонике мантии. В итоге, как мы полагаем, оказалось возможным дать относительно сбалансированную современную картину геологии мантии.

К ИСТОРИИ ВОПРОСА

Понятие о мантии возникло в связи с открытием ядра Земли, чему наука обязана знаменитым геофизикам Г. Джеффрису и Б. Гутенбергу. Их

публикации относятся к началу XX века. С того времени вся область Земли, лежащая над ядром и ограниченная сверху подошвой земной коры – поверхностью Мохоровичича (установлена в 1909 г.), именуется мантией. Соответственно определилось трехчленное расчленение Земли на ядро, мантию и земную кору, которое как самая общая схема до сих пор служит науке.

В начале века Ван-Хайз (1904 г.) ввел понятие “астеносфера”. В 1914 г. Дж. Барелл этим термином обозначил слой пониженной вязкости, твердости и прочности, расположенный в верхней части мантии. В дальнейшем представление об астеносфере усложнилось, и сейчас о сплошном и едином астеносферном слое говорить уже не приходится.

Крупный вклад в изучение мантии внесли работы Б.Б. Голицина, фактически положившего начало сейсмическому изучению внутреннего строения Земли. На глубине 400 км им был установлен интенсивный рост скоростей сейсмических волн. Впоследствии интервал глубин 400–900 км получил название слоя Голицина. Но в настоящее время если и используется это название, то для интервала глубин 400–670 км.

Фундаментальное значение имеет выявление в 1936 г. И. Леман внутреннего (твердого) и внешнего (жидкого) ядра Земли, ставшее основой всех последующих исследований земных глубин.

В середине столетия определился рубеж 670 км, который стал рассматриваться в качестве раздела

верхней и нижней мантии; с ним связывается резкое изменение не только геофизических свойств мантии, но и вещественных.

В конечном счете появилось пятичленное расчленение Земли: внутреннее ядро, внешнее ядро, нижняя мантия, верхняя мантия и земная кора. Такая схема стала базисной для всех последующих работ, в том числе и современных (см. рис. 4А).

Ту часть верхней мантии, которая лежит над астеносферой, в совокупности с земной корой называют литосферой. Понятие это не вполне определенное из-за неопределенности соотношений между нею и астеносферой, которая приобретает все более абстрактный характер. Причина этого в том, что в некоторых разрезах мантии по вертикали выделяется несколько слоев пониженной вязкости, тогда как в других подобные слои вообще не прослеживаются. Термин “литосфера” предполагает твердое состояние вещества, с жесткими свойствами. Но сейчас это принять трудно, так как в соответствующей оболочке налицо признаки существования тепломассопотоков, магматических очагов и тектонического течения пород. Некорректной является часто называемая цифра мощности литосферы, принимаемая за 100 км. В океанах астенослой лежат на гораздо меньшей глубине, притом различной; на континентах, корни которых весьма разноглубинны и могут достигать 500 км, такие слои встречаются на значительно больших глубинах, притом также разных.

Для познания глубинного строения Земли весьма важное значение имели труды К.Е. Буллена. Свои работы в этой области он начал еще в 1940 г., но основные обобщения вошли в книги, изданные в 1963 и 1975 гг. и переведенные на русский язык соответственно в 1966 и 1978 гг. [1, 2]. В предложенной им схеме строения Земли, основанной на сейсмических и плотностных данных, выделено семь зон: А – земная кора, В – зона в интервале глубин 33–413 км, С – зона 413–984 км, D – зона 984–2898 км, E – 2898–4982 км, F – 4982–5121 км, G – 5121–6371 (центр Земли). В дальнейшем зону D Буллен разделил на зоны D' (984–2700) и D'' (2700–2900). В настоящее время эта схема видоизменена и лишь слой D'' прочно вошел в литературу. Его главная характеристика – резкое уменьшение градиента сейсмических скоростей по сравнению с вышележащей областью мантии.

В работах последнего периода глубинный интервал 410–670 км проходит под тремя названиями: слой Голицина, средняя мантия, переходная зона (между верхней и нижней мантией). Поскольку терминология недостаточно устоялась, главными составными единицами мантии продолжают оставаться верхняя (30–670 км) и нижняя (670–2900 км) мантии.

В то же время, начиная с 1995 г., в ряде публикаций [7–10] разрабатывается значительно более подробная схема стратиграфии мантии, в основе которой лежат данные сейсмофотографии. Центральное место в ней занимает мощная средняя мантия, выделенная между глубинными уровнями 840 и

1700 км и отделенная от верхней и нижней обширными, сложными по строению зонами раздела. Сейчас уже очевидно, что расчленение мантии на более мелкие единицы (чем только на верхнюю и нижнюю) – совершенно назревший вопрос, поскольку лишь таким путем можно подойти к расшифровке глубинной тектоники и геодинамики. Основания для новой стратификации ныне стали более широкими, и ниже они будут рассмотрены.

В справедливости нового подхода дополнительно убеждает недавно появившаяся стратификация внешнего ядра Земли, заключающаяся в его разделении на нижнюю и верхнюю геосферы [24].

Совершенно новый тезис представляет идея, что “мантийные геосферы отнюдь не являются инертными монолитами...; им свойственно движение материала как в радиальном, так и в латеральном направлении, его тектоническое течение; вероятно также существование пологих срывов” [9, с. 67]. Более того, обращено внимание на “возможность порождения на самых разных уровнях мантии (а не только на границе с ее ядром) конвективных тепломассопотоков с типичным для них неупорядоченным режимом, локальным проявлением и многоярусным расположением” [8, с. 809].

Наконец, остановимся на понятии “геосфера”, введенном Мерреем. Оно, как и многие другие фундаментальные понятия в науках о Земле, многократно используется в трудах В.И. Вернадского [3]. Он писал, что геологические оболочки и геосферы обладают резко различным материально-энергетическим состоянием вещества, но не уединены, так как между ними идет материальный обмен, и подчеркивал, что не все они сплошные.

Если говорить о твердой Земле, то в настоящее время в ее составе вполне рационально выделять макрооболочки, характеризующиеся физико-химической и геологической спецификой, и называть их геосферами. Смысл выделения геосфер, как только что отмечалось, заключается в том, что создаются предпосылки для существенно более дифференцированного рассмотрения глубинного строения земного шара и происходящих в нем процессов.

СОСТАВ ГЕОСФЕР ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Проблема состава, структуры и минеральных ассоциаций глубинных земных оболочек, или геосфер, конечно, далека от решения, однако новые экспериментальные результаты и идеи существенно расширяют и детализируют соответствующие представления [14].

Согласно современным взглядам, в составе мантии преобладает сравнительно небольшая группа химических элементов: Si, Mg, Fe, Al, Ca и O. Предлагаемые модели состава геосфер в первую очередь основываются на различии соотношений указанных элементов (вариации $Mg/(Mg + Fe) = 0.8–0.9$; $(Mg + Fe)/Si = 1.2–1.9$), а также на различиях в содержании Al и некоторых других более редких для глубинных пород элементов. В соответствии с химическим и минералогическим составом эти модели по-

Таблица 1. Минеральный состав пиrolита [24].

Минерал	Химическая формула	Объемное содержание, %
Оливин (Fo ₈₉)	(Mg, Fe) ₂ SiO ₄	57
Ромбический пироксен	(Mg, Fe)SiO ₃	17
Моноклинный пироксен (омфацит)	(Ca, Mg, Fe) ₂ Si ₂ O ₆ –NaAlSi ₂ O ₆	12
Гранат (пироп)	(Mg, Fe, Ca) ₃ (Al, Cr) ₂ Si ₃ O ₁₂	14

лучили свои названия: пиrolитовая (главные минералы – оливин, пироксены и гранат в отношении 4 : 2 : 1), пиклогитовая (главные минералы – пироксен и гранат, а на долю оливина приходится лишь 40%) и эклогитовая, в которой наряду с характерной для эклогитов пироксен-гранатовой ассоциацией присутствуют и некоторые более редкие минералы, в частности, Al-содержащий кианит Al₂SiO₅ (до 10 вес. %). Однако все эти петрологические модели относятся прежде всего к породам верхней мантии, простирающейся до глубин ~670 км. В отношении валового состава более глубоких геосфер лишь допускается, что отношение оксидов двухвалентных элементов (MO) к кремнезему (MO/SiO₂) ~ 2, оказываясь ближе к оливину (Mg, Fe)₂SiO₄, чем к пироксену (Mg, Fe)SiO₃, а среди минералов преобладают перовскитовые фазы (Mg, Fe)SiO₃ с различными структурными искажениями, магнезиовюстит (Mg, Fe)O со структурой типа NaCl и некоторые другие фазы в значительно меньших количествах, о которых будет сказано ниже.

Все предложенные модели весьма обобщенные и гипотетичные. Пиrolитовая модель верхней мантии с преобладанием оливина предполагает ее значительно большую близость по химическому составу со всей более глубокой мантией. Наоборот, пиклогитовая модель предполагает существование определенного химического контраста между верхней и остальной мантией. Более частная эклогитовая модель допускает присутствие в верхней мантии отдельных эклогитовых линз и блоков.

Большой интерес представляет попытка согласовать структурно-минералогические и геофизические данные, относящиеся к верхней мантии [32]. Уже около 20 лет допускается, что увеличение скоростей сейсмических волн на глубине ~410 км преимущественно связано со структурной перестройкой оливина α-(Mg, Fe)₂SiO₄ в вадслеит β-(Mg, Fe)₂SiO₄, сопровождающейся образованием более плотной фазы с большими значениями коэффициентов упругости. Согласно геофизическим данным, на таких глубинах в недрах Земли скорости сейсмических волн возрастают на 3–5%, тогда как структурная перестройка оливина в вадслеит (в соответствии со значениями их модулей упругости) должна сопровождаться увеличением скоростей сейсмических волн примерно на 13%. Вместе с тем результаты экспериментальных исследований оливина и смеси оливин–пироксен при высоких температурах и давлениях выявили полное совпадение рассчитанного и экспериментального увеличения скоростей сейсмических волн в интервале глубин

200–400 км. Поскольку оливин обладает примерно такой же упругостью, как и высокоплотные моноклинные пироксены, эти данные должны были бы указывать на отсутствие в составе нижележащей зоны граната, обладающего высокой упругостью, присутствие которого в мантии неизбежно вызвало бы более значительное увеличение скоростей сейсмических волн. Однако эти представления о “безгранатовой” мантии вступали в противоречие с петрологическими моделями ее состава.

Так появилась идея о том, что скачок в скоростях сейсмических волн на глубине 410 км связан в основном со структурной перестройкой пироксен–гранат внутри обогащенных Na частей верхней мантии. Такая модель предполагает почти полное отсутствие конвекции в верхней мантии, что противоречит современным геодинамическим представлениям. Преодоление этих противоречий можно связать с недавно предложенной более полной моделью верхней мантии [32], допускающей вхождение атомов железа и водорода в структуру вадслеита.

В то время как полиморфный переход оливина в вадслеит не сопровождается изменением химического состава, в присутствии граната возникает реакция, приводящая к образованию вадслеита, обогащенного Fe по сравнению с исходным оливином. Более того, вадслеит может содержать значительно больше по сравнению с оливином атомов водорода. Участие атомов Fe и H в структуре вадслеита приводит к уменьшению ее жесткости и соответственно к уменьшению скоростей распространения сейсмических волн, проходящих сквозь этот минерал [32]. Кроме того, образование обогащенного Fe вадслеита предполагает вовлечение в соответствующую реакцию большого количества оливина, что должно сопровождаться изменением химического состава пород вблизи раздела “410”. Идеи об этих трансформациях подтверждаются современными глобально-сейсмическими данными.

В целом минералогический состав этой части верхней мантии представляется более или менее ясным. Если говорить о пиrolитовой минеральной ассоциации (табл. 1), то ее преобразование вплоть до глубин ~800 км исследовано достаточно детально и в обобщенном виде представлено на рис. 1 [21]. При этом квазиглобальной сейсмической границе на глубине 520 км соответствует перестройка вадслеита β-(Mg, Fe)₂SiO₄ в рингвудит – γ-модификацию (Mg, Fe)₂SiO₄ со структурой шпинели. Трансформация пироксен (Mg, Fe)SiO₃ → гранат Mg₃(Fe, Al, Si)₂Si₃O₁₂ осуществляется в верхней

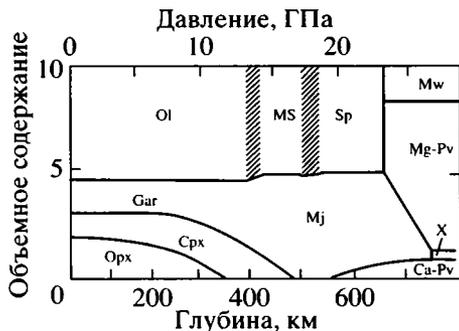


Рис. 1. Изменение объемных пропорций минералов пиролита при возрастании давлений (глубины), по [21].

Условные обозначения минералов: Ol — оливин, Gar — гранат, Crx — моноклинные пироксены, Opx — ромбические пироксены, MS — “модифицированная шпинель” или вадслент (β -(Mg, Fe) $_2$ SiO $_4$), Sp — шпинель, Mj — меджорит Mg $_3$ (Fe, Al, Si) $_2$ (SiO $_4$) $_3$, Mw — магнезиовюстит (Mg, Fe)O, Mg-Pv — Mg-перовскит, Ca-Pv — Ca-перовскит, X — предполагаемые Al-содержащие фазы со структурами типа ильменита, Ca-феррита и/или голландита.

мантии в более широком интервале глубин. Таким образом, оболочка в интервале 400–600 км верхней мантии в основном содержит фазы со структурными типами граната и шпинели.

Все предложенные в настоящее время модели состава мантийных пород допускают содержание в них Al $_2$ O $_3$ в количестве ~4 вес. %, которое также влияет на специфику структурных превращений. При этом отмечается, что в отдельных областях неоднородной по составу верхней мантии Al может быть сосредоточен в таких минералах, как корунд Al $_2$ O $_3$ или кианит Al $_2$ SiO $_5$, который при давлениях и температурах, соответствующих глубинам ~450 км, трансформируется в корунд и стишовит — модификацию SiO $_2$, структура которой содержит каркас из SiO $_6$ октаэдров. Оба эти минерала сохраняются не только в низах верхней мантии, но и глубже.

Важнейший компонент химического состава зоны 400–670 км — вода, содержание которой по ряду оценок составляет ~0.1 вес. % и присутствие которой, в первую очередь, связывают с Mg-силикатами [18]. Количество запасенной в этой оболочке воды столь значительно, что на поверхности Земли оно составило бы слой мощностью 800 м [37].

СОСТАВ МАНТИИ НИЖЕ ГРАНИЦЫ 670 КМ

Проведенные в последние два–три десятилетия исследования структурных переходов минералов с использованием камер с алмазными наковальнями [5] позволили смоделировать некоторые особенности состава и структуры геосфер глубже границы 670 км. Тем не менее, в отношении этой части мантии, на долю которой приходится более половины всех недр Земли, по-прежнему остается много вопросов. В настоящее время большинство исследователей согласно с идеей о том, что вся эта глубинная (нижняя в традиционном

понимании) мантия в основном состоит из перовскитоподобной фазы (Mg, Fe)SiO $_3$, на долю которой приходится около 70% ее объема (40% объема всей Земли), и магнезиовюstitа (Mg, Fe)O (~20%) [25]. Оставшиеся 10% составляют стишовит и оксидные фазы, содержащие Ca, Na, K, Al и Fe, кристаллизация которых допускается в структурных типах ильменита–корунда (твердый раствор (Mg, Fe)SiO $_3$ –Al $_2$ O $_3$), кубического перовскита (CaSiO $_3$), и Ca-феррита (NaAlSiO $_4$). Образование этих соединений связано с различными структурными трансформациями минералов верхней мантии. При этом одна из основных минеральных фаз относительно гомогенной оболочки, лежащей в интервале глубин 410–670 км, — шпинелеподобный рингвудит трансформируется в ассоциацию (Mg, Fe)-перовскита и Mg-вюstitа на рубеже 670 км, где давление составляет ~24 ГПа. Другой важнейший компонент переходной зоны — представитель семейства граната пироп Mg $_3$ Al $_2$ Si $_3$ O $_12$ испытывает превращение с образованием ромбического перовскита (Mg, Fe)SiO $_3$ и твердого раствора корунда–ильменита (Mg, Fe)SiO $_3$ –Al $_2$ O $_3$ при несколько больших давлениях. С этим переходом связывают изменение скоростей сейсмических волн на рубеже 850–900 км, соответствующем одной из промежуточных (см. ниже) сейсмических границ. Трансформация Ca-граната андрадита Ca $_3$ Fe $_2^{3+}$ Si $_3$ O $_12$ при меньших давлениях ~21 ГПа приводит к образованию еще одного упомянутого выше важного компонента нижней мантии — кубического Ca-перовскита CaSiO $_3$. Молярное отношение между основными минералами этой зоны — (Mg, Fe)-перовскитом (Mg, Fe)SiO $_3$ и Mg-вюstitом (Mg, Fe)O варьирует в достаточно широких пределах и на глубине ~1170 км при давлении ~29 ГПа и температурах 2000–2800°K меняется от 2 : 1 до 3 : 1. Следует отметить, что объемная доля Mg-вюstitа не превышает 19% и уменьшается с увеличением относительного содержания Fe, при котором Fe/(Mg + Fe) составляет 0.11–0.14 [38].

Исключительная стабильность MgSiO $_3$ со структурой типа ромбического перовскита в широком диапазоне давлений, соответствующих глубинам низов мантии, позволяет считать его одним из первичных компонентов этой геосферы. При этом образцы Mg-перовскита MgSiO $_3$ были подвергнуты давлению, в 1.3 млн. раз превышающему атмосферное, и одновременно на образец, помещенный между алмазными наковальнями, воздействовали лазерным лучом с температурой около 2000°K, т.е. смоделировали условия, существующие на глубинах ~2800 км, вблизи нижней границы нижней мантии. Оказалось, что ни во время, ни после эксперимента минерал не изменил свою структуру и состав. Таким образом, Л. Лиу [26], а также Е. Ниттл и Р. Жанлоз [23] пришли к выводу, согласно которому стабильность Mg-перовскита позволяет рассматривать его как наиболее

распространенный минерал на Земле, составляющий, по-видимому, почти половину ее массы.

Не меньшей устойчивостью отличается и вюстит Fe_xO , состав которого в условиях нижней мантии характеризуется значением $x < 0.98$, что означает одновременное присутствие в его составе Fe^{2+} и Fe^{3+} . При этом, согласно экспериментальным данным, температура плавления вюстита на границе нижней мантии и слоя D", по данным Р. Болера (1996 г.), оценивается в $\sim 5000^\circ\text{K}$, что намного выше 3800°K , предполагаемой для этого уровня (при средних температурах мантии $\sim 2500^\circ\text{K}$ в основании нижней мантии допускается повышение температуры \sim на 1300°K). Таким образом, вюстит должен сохраниться на этом рубеже в твердом состоянии, а признание фазового контраста между твердой нижней мантией и жидким внешним ядром требует более гибкого подхода и уж во всяком случае не означает четко очерченной границы между ними.

Следует отметить, что в преобладающих на больших глубинах перовскитоподобных фазах может содержаться весьма ограниченное количество Fe, а повышенные концентрации Fe среди минералов глубинной ассоциации характерны лишь для магнезиевюстита. При этом для магнезиевюстита доказана возможность перехода под воздействием высоких давлений части содержащегося в нем двухвалентного железа в трехвалентное, остающееся в структуре минерала, с одновременным выделением соответствующего количества нейтрального железа. На основе этих данных сотрудники Геофизической лаборатории Института Карнеги Х. Мао, П. Белл и Т. Яги выдвинули идеи о дифференциации вещества в глубинах Земли [28]. На первом этапе благодаря гравитационной неустойчивости магнезиевюстит погружается на глубину, где под воздействием давления из него выделяется некоторая часть железа в нейтральной форме. Остаточный магнезиевюстит, характеризующийся более низкой плотностью, поднимается в верхние слои, где вновь смешивается с перовскитоподобными фазами. Контакт с ними сопровождается восстановлением стехиометрии (т.е. целочисленного отношения элементов в химической формуле) магнезиевюстита и приводит к возможности повторения описанного процесса.

Новые данные позволяют несколько расширить набор вероятных для глубокой мантии химических элементов. Например, обоснованная Н. Росс устойчивость магнезита при давлениях, соответствующих глубинам ~ 900 км, указывает на возможное присутствие углерода в ее составе [33].

Выделение отдельных промежуточных сейсмических границ, расположенных ниже рубежа "670", коррелируется с данными о структурных трансформациях мантийных минералов, формы которых могут быть весьма разнообразными, включая изменение типа химической связи и электронной структуры атомов переходных металлов (переход из высокоспинового в низкоспино-

вое состояние). Иллюстрацией изменения многих свойств различных кристаллов при высоких значениях физико-химических параметров, соответствующих глубинной мантии, может служить, согласно Е. Ниттл и Р. Жанлозу, зафиксированная в ходе экспериментов при давлениях 70 гигапаскалей (ГПа) (~ 1700 км) перестройка ионно-ковалентных связей вюстита в связи с металлическим типом межатомных взаимодействий [22]. Рубеж "1200" может соответствовать предсказанной на основе теоретических квантово-механических расчетов и впоследствии смоделированной при давлении ~ 45 ГПа и температуре $\sim 2000^\circ\text{K}$ перестройке SiO_2 со структурой стишовита в структурный тип CaCl_2 (ромбический аналог рутила TiO_2), а 2000 км – его последующему преобразованию в фазу со структурой, промежуточной между $\alpha\text{-PbO}_2$ и ZrO_2 , характеризующуюся более плотной упаковкой кремний-кислородных октаэдров [17]. Также, начиная с этих глубин (~ 2000 км), при давлениях 80–90 ГПа допускается распад перовскитоподобного MgSiO_3 , сопровождающийся возрастанием периклаза MgO и свободного кремнезема. Помимо этого, с использованием метода мессбауэровской спектроскопии при давлении ~ 90 ГПа установлено начало перехода из высокоспинового (HS) в низкоспиновое (LS) состояние атомов Fe в структуре магнезиевюстита [30]. При несколько большем давлении (~ 96 ГПа) и температуре 800° установлено проявление политипии у FeO, связанное с образованием структурных фрагментов типа никелина $\text{NiAs}(B8)$, чередующихся с антиникелиновыми доменами, в которых атомы Fe расположены в позициях атомов As, а атомы O – в позициях атомов Ni [29]. В связи с этим следует подчеркнуть, что структура вюстита FeO при высоком давлении характеризуется нестехиометрией состава, дефектами атомной упаковки, политипией, а также изменением магнитного упорядочения, связанного с изменением электронной структуры (HS \rightarrow LS-переход) атомов Fe. Отмеченные особенности позволяют рассматривать вюстит как один из наиболее сложных минералов с необычными свойствами, определяющими специфику обогащенных им глубинных зон Земли вблизи границы D". Здесь же возможна трансформация Al_2O_3 со структурой корунда в фазу с ромбической структурой Rh_2O_3 (II), экспериментально смоделированная при давлении ~ 100 ГПа и температуре $\sim 1000^\circ\text{K}$, т.е. на глубине 2200–2300 км [19].

Сейсмологические измерения указывают на то, что и внутреннее (твердое), и внешнее (жидкое) ядра Земли характеризуются меньшей плотностью по сравнению со значением, получаемым на основе модели ядра, состоящим только из металлического железа при тех же физико-химических параметрах. Это уменьшение плотности большинство исследователей связывает с присутствием в ядре таких элементов, как Si, O, S и даже H, образующих сплавы с железом. Среди фаз, вероятных для таких физико-химических условий (давления ~ 250 ГПа и температуры $4000\text{--}6500^\circ\text{K}$), называ-

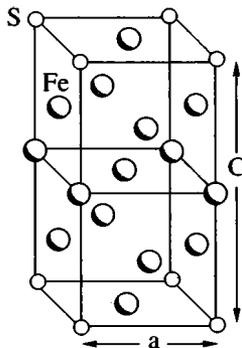


Рис. 2. Тетрагональная структура Fe_7S – возможного компонента внутреннего (твердого) ядра, по Д.М. Шерману (1997 г.).

ются Fe_3S с хорошо известным структурным типом Cu_3Au и Fe_7S [34], структура которого изображена на рис. 2. Другой предполагаемой в ядре фазой является $\beta\text{-Fe}$, структура которой характеризуется четырехслойной плотнейшей упаковкой. Температура плавления этой фазы оценивается в 5000°K при давлении 360 ГПа.

Присутствие водорода в ядре долгое время вызывало дискуссию из-за его низкой растворимости в железе при атмосферном давлении. Однако недавние эксперименты [15] позволили установить, что гидрид железа FeH может сформироваться при высоких температурах и давлениях и, погружаясь вглубь, оказывается устойчив при давлениях, превышающих 62 ГПа, что соответствует глубинам ~1600 км. В этой связи присутствие значительных количеств (до 40 мол. %) водорода в ядре вполне допустимо и снижает его плотность до значений, согласующихся с данными сейсмологии.

Можно прогнозировать, что новые данные о структурных изменениях минеральных фаз на больших глубинах позволят найти адекватную интерпретацию и другим важнейшим геофизическим границам, фиксируемым в недрах Земли. Общее заключение таково, что на таких глобальных сейсмических рубежах, как “410” и “670”, происходят значительные изменения в минеральном составе мантийных пород. Минеральные преобразования отмечаются также и на глубинах ~850, 1200, 1700, 2000 и 2200–2300 км, т.е. в пределах нижней мантии. Это – весьма важное обстоятельство, позволяющее отказаться от представления об ее однородном строении.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗДЕЛЫ

Геофизические данные, в первую очередь сейсмические, представляют второй важнейший источник информации о строении Земли.

Выявление сейсмологами градиентов в изменении скоростей продольных и поперечных волн по радиусу планеты дало основание для выделения разных по глубине сейсмических разделов. Они подразделяются на две группы: глобальные

и региональные. По мере расширения исследований число сейсмических разделов увеличивается.

В настоящее время общепринятыми глобальными разделами считаются: поверхность Моховичича, разделы: “410”, “670”, “2900” и “5146”¹. Как уже отмечалось, раздел “670” является нижней границей верхней мантии, тогда как “410” разграничивает нижнюю и верхнюю ее части. Вероятно, было бы правильно придать ему более широкое значение, что следует как из его повсеместного распространения, так и из факта связанных с ним существенных вещественных преобразований. Определенная тенденция в этом смысле уже наметилась (см. выше).

Некоторое время назад сейсмологи склонялись к тому, что рубеж “520” также является глобальным. Однако в публикации [20] утверждается, что он прослеживается под океанами, но отсутствует под щитами континентов. Тем не менее, поскольку общая площадь щитов несравненно меньше площади океанского дна, рубеж “520”, хотя и с оговоркой, все же можно отнести к категории глобальных.

На основе изучения геоэлектрического строения мантии под дном Тихого океана с помощью подводного кабеля, проложенного между Гавайями и Калифорнией, и соответствующих пространственных сопоставлений выявленный проводящий слой на глубинах 900–1000 км [12] также рассматривается как глобальный, притом указывается, что такая трактовка подтверждает вывод, основанный на данных спутника МАГСАТ. Следует добавить, что она соответствует и сейсмическому рубежу, указываемому К. Булленом.

Далее, в одной из фундаментальных сейсмографических работ [35] подчеркивается значение рубежа “1700”. Глобальные рубежи “2900” и “5146” отвечают соответственно разделам ядромантии и внешнее и внутреннее ядро.

Между глобальными рубежами прослеживаются региональные, иногда называемые промежуточными [31]. Ареалы их распространения из-за недостаточности данных практически во всех случаях неизвестны. В их перечень входят рубежи “60”, “80”, “220”, “330”, “710”, “800”, “1200–1300”, “1900–2000”. Н.И. Павленковой выделен рубеж на глубине 100 км. Он понимается как нижний уровень блоковой делимости верхней мантии [4]. В соответствии с такой трактовкой данная граница вряд ли может быть распространена на океаны, и поэтому ее не следует воспринимать как глобальную.

Если глобальные рубежи отвечают глобальным изменениям геологической и (или) геофизической среды по радиусу Земли, то региональные (промежуточные) границы, имеющие разное пространственное распространение и различную степень выраженности, отражают ее латеральную изменчи-

¹ Километры от поверхности Земли. Цифры у разных авторов немного разнятся, но очень близкие.

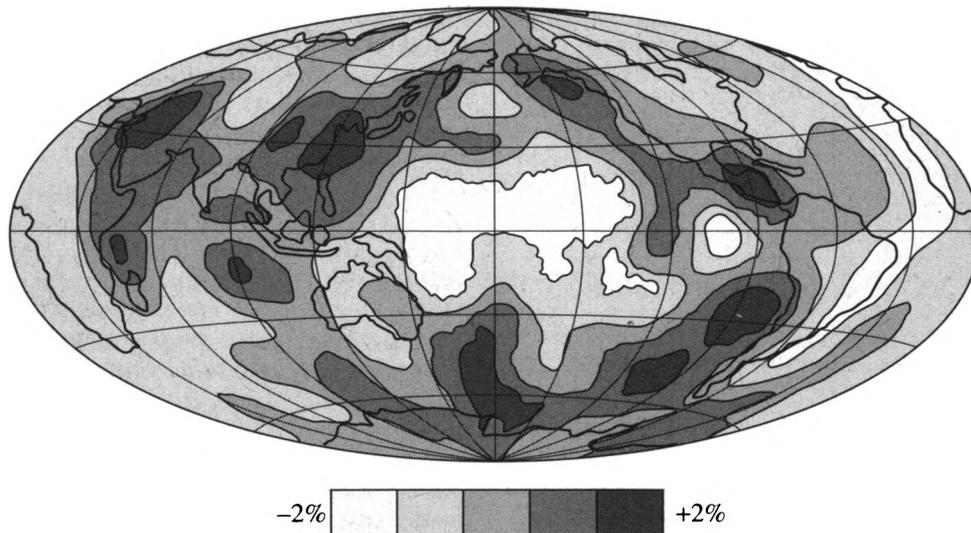


Рис. 3. Сейсмотомографическая модель для глубины 2850 км, по [35].

Отчетливо видна сквозьмантийная тихоокеанская неоднородность. Шкала отражает отклонения скоростей сейсмических волн от средних значений, выраженные в %.

вость. Это последнее, как будет показано ниже, имеет первостепенное значение для расшифровки глубинных тектонических процессов.

НОВАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ МАНТИИ

В последние 15 лет сейсмология решила сложную задачу перехода от обособления глубинных сейсмических рубежей к построению глобальных сейсмотомографических карт для разных уровней земного шара. Они графически выражают глубинные сейсмические неоднородности, что позволяет, с учетом данных о вещественном составе и сейсмических рубежах, перейти на значительно более высокий уровень обобщений и моделирования в области глубинного строения Земли и происходящих в ней процессов.

Для мантии в целом сейсмические неоднородности выражены на картах, опубликованных японскими и американскими сейсмологами [35, 36]. В японской серии приведено 14 карт для уровней (км): 78–147.7; 147.7–237.5; 237.5–347.7; 347.7–478.1; 478.1–628.9; 628.9–800.0; 800.0–991.4; 991.4–1203.1; 1203.1–1435.2; 1435.2–1687.5; 1687.5–1960.2; 1960.2–2253.1; 2253.1–2566.4; 2566.4–2900.

В американской работе содержится 12 карт для уровней (км): 50; 200; 400; 650; 900; 1150; 1450; 1750; 2050; 2350; 2600; 2850.

На картах отчетливо видно, что сейсмическая картина на разных глубинных уровнях как по вертикали, так и по латерали каждый раз особая, что свидетельствует об объемной изменчивости свойств глубинных геосфер. Лишь тихоокеанская неоднородность, отраженная распространением на больших площадях низкоскорост-

ных сейсмоаномалий, прослеживается на всех уровнях, вплоть до ядра (рис. 3).

Но, несмотря на изменчивость ситуаций, между смежными картами можно найти известное подобие. Оно проявляется в относительном сходстве контуров и площадей аномальных ареалов, характере и степени контрастности переходов между ними, в общем облике сейсмической картины.

В обеих сериях карт четко обособляется верхняя мантия. Глубже, основываясь на картах японских сейсмологов, выделяется геосфера, отличающаяся более пестрым расположением аномальных ареалов и более контрастной волновой картиной. На глубине около 800–900 и до 1700 км ситуация несколько упрощается, становится более однородной. Это видно на обеих сериях карт, но особенно отчетливо в серии американских авторов. Глубже степень пестроты, контрастности и т.п. вновь увеличивается (данные японских авторов) и тем самым обозначается новая геосфера. Примерно через 500 км ситуация вновь в определенной степени выравнивается. Однако по мере приближения к ядру сейсмоструктура осложняется.

Суммируя сказанное, мы приходим к тому, что в разрезе мантии Земли, ныне разделяемой лишь на верхнюю и нижнюю, с учетом приведенных выше данных о вещественном составе и сейсмических рубежах, можно обособить шесть геосфер: верхнюю часть верхней мантии – до глубины 410 км, ее нижнюю часть – до рубежа 670 км, среднюю мантию с ограничениями 840–1700 км, нижнюю мантию – 220–2900 км, зону раздела I, расположенную между верхней и средней мантией (глубины 670–840 км) и зону раздела II, отделяющую среднюю и нижнюю мантию (глубины 1700–2200 км) (рис. 4Б). Здесь необходимо еще раз обратить внимание, что указанные цифры

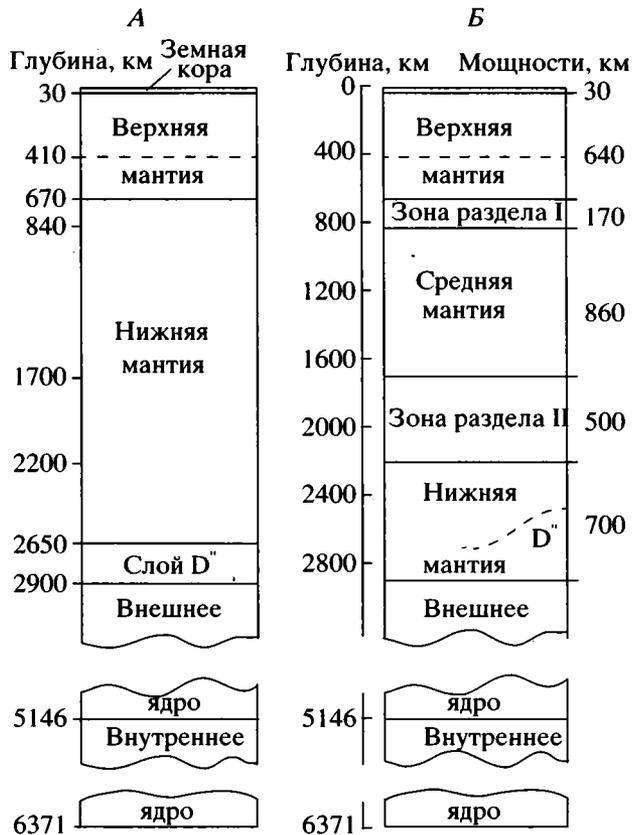


Рис. 4. Модели строения Земли: А – традиционная модель, распространенная в настоящее время, Б – новая модель, основанная на анализе сейсмографических карт и данных о составе мантии и сейсмических границах. Мощности могут варьировать в пределах до 10%.

должны рассматриваться как ориентиры. В некоторых случаях возможны отклонения до 10%.

Слой D'' из-за неравномерного и разноинтенсивного потока энергии из ядра и тем самым неопределенности верхней границы [16, 27] нами рассматривается как нижняя часть нижней мантии. Возможно, что местами он может соответствовать нижней мантии в целом.

Адекватность сейсмической ситуации на картах обеих серий снижает уровень субъективизма при обособлении мантийных геосфер. В особенности важно подчеркнуть адекватность средней мантии, являющейся ключевым звеном в новой интерпретации строения мантии.

Далее следует специально остановиться на вопросе соответствия предлагаемой схемы “мантийной стратиграфии” сейсмическим рубежам и минералогии мантии. Что касается сейсмических рубежей, то речь может идти о группе глобальных. Соответствие наблюдается между рубежами “410”, “670”, “900”, “1700”, “2900”, т.е. практически между всеми, за исключением “520”, который, однако, к группе глобальных относится условно.

Что касается минералогических данных, то они также укладываются в предлагаемую схему,

более того, можно сказать, что подкрепляют ее. Особенно это относится к минералогическим преобразованиям на уровнях “410”, “520”, “670”, “800–900”, “1700”, “2200–2300” (табл. 2). Некоторые преобразования относятся к региональным рубежам (“1300” и др.).

В аспекте данной работы представляет интерес идея стратификации внешнего ядра Земли, высказанная в 1998 г. [24]. На основании термодинамического моделирования, с использованием механики жидких сред, во внешнем ядре авторы выделяют две геосферы: нижнюю, характеризующуюся интенсивной конвекцией (*vigorously convecting lower layer*), и верхнюю – стратифицированную (*stably stratified upper layer*). Факт весьма симптоматичный...

С учетом приведенной публикации появляется возможность предложить новую схему строения Земли в целом, которая и показана на рис. 5.

ТЕКТОНИКА ГЕОСФЕР

Итак, выявляемые сейсмические неоднородности позволяют выделять в мантии слои и геосферы с разными физическими и вещественными свойствами, меняющимися как по вертикали, так и по латерали. Масштабы изменений при этом очень различны. Самая крупная тихоокеанская неоднородность, уже отмечавшаяся выше, в своих размерах достигает тысяч километров. Менее крупная неоднородность, но тоже весьма значительная, фиксируется в Африкано-Атлантической области: Ее рассматривают как идущий с границы ядро–мантия мощный плюм. Могут быть обособлены и другие плюмы, распространяющиеся с того же уровня, но значительно меньшие, ограниченные нижней или средней мантией [11]. Соответствующие тепломассопотоки более или менее существенно изменяют геодинамические обстановки в глубинных геосферах, неся и индуцируя энергетические импульсы, которые могут порождать хаотичные по распределению тектонические подвижки. В этом заключается общее принципиальное положение, лежащее в основе наших дальнейших кинематических построений.

Рассуждения о тектонике мантии обычно ограничиваются областью так называемой тектоносферы. Но у разных авторов это понятие имеет неодинаковое содержание. Иногда в него включают всю верхнюю мантию, а иной раз лишь какую-либо ее часть, например, литосферу.

С нашей точки зрения, тектонические процессы охватывают всю мантию. Что касается верхней мантии, то это доказывается задокументированными надвиговыми структурами, пронизывающими одновременно земную кору и верхнюю мантию. Для некоторых разломных структур Атлантики можно говорить о проникновении их на глубины 100–200 км [6]. Движения континентальных блоков могут охватывать верхнемантийные

Таблица 2¹. Корреляция минеральных преобразований в мантии, уровней глобальных сейсмических разделов (подчеркнуты) и предложенных границ глубинных геосфер, основанных на данных сейсмической томографии

Глубина, км	Минеральные преобразования	Границы геосфер (сейсмо-томография)	
		Верхняя мантия	Верхняя часть
<u>410</u>	Структурная перестройка оливина $\alpha\text{-(Mg, Fe)}_2\text{SiO}_4$ в вадслеит $\beta\text{-(Mg, Fe)}_2\text{SiO}_4$	Верхняя мантия	Верхняя часть
<u>520</u>	Структурная перестройка вадслеита в рингвудит- γ -модификацию $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ со структурой шпинели		Нижняя часть
400–600	Трансформация пироксена $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ в гранат-меджорит $\text{Mg}_3(\text{Fe, Al, Si})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Раздел I	
<u>670</u>	Шпинелеподобный рингвудит трансформируется в ассоциацию (Mg, Fe) перовскита и Mg-вюстита		
<u>850–900</u>	Пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ \rightarrow в ромбический перовскит $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ \downarrow \rightarrow в твердый раствор корунда-“ильменита” $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(Mg, Fe)SiO}_3$	Средняя мантия	
1200	Перестройка SiO_2 со структурой стишовита в структурный тип CaCl_2 (ромбический аналог рутила TiO_2)		
<u>1700</u>	Изменение характера межатомных связей (металлизация) вюстита FeO	Раздел II	
<u>2000</u>	SiO_2 со структурой CaCl_2 переходит в фазу со структурой, промежуточной между $\alpha\text{-PbO}_2$ и ZrO_2 ; происходит распад перовскитоподобного MgSiO_3 ; изменение электронной структуры атомов Fe(HS \rightarrow LS) в структуре вюстита FeO; образование FeO со структурой типа никелина NiAs		
<u>2200–2300</u>	Трансформация Al_2O_3 со структурой корунда в фазу с ромбической структурой Rh_2O_3 (II)	Нижняя мантия	
<u>2900</u>	-----	Внешнее ядро	

¹ В связи с неомогенностью мантии таблицу следует рассматривать в известной мере как модельную.

массы до глубин 400–500 км [7, 13]. Но относительно мантии, лежащей глубже рубежа “670” и вплоть до уровня “2900”, ни о каких тектонических движениях здесь ранее речи не велось. Выдвинутая японскими геофизиками для данного интервала идея “плюмтектоники” [36], по существу, тектонической не является [9].

Наши построения привели к заключению, что тектонические процессы и деформации существ-

вуют во всех мантийных геосферах. Опорным моментом при этом является выраженная в разной форме и различная по интенсивности смена низкоскоростных и высокоскоростных ареалов в латеральном направлении. Принимая за основу механизм конвекции со значительной горизонтальной составляющей, мы полагаем, что в мантии локально возникают зоны скупивания материала, имеющие тектоническую природу. При этом ведущими должны быть два фактора: текто-

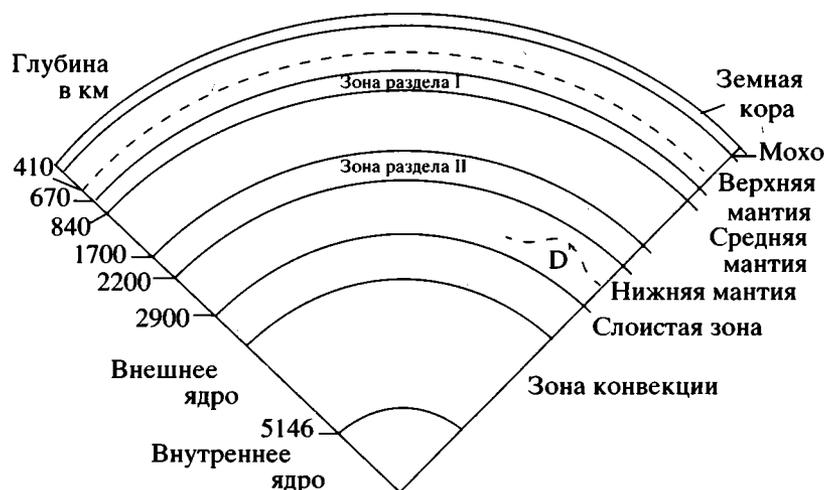


Рис. 5. Глубинные геосферы Земли. Геосферы внешнего ядра, по [24].

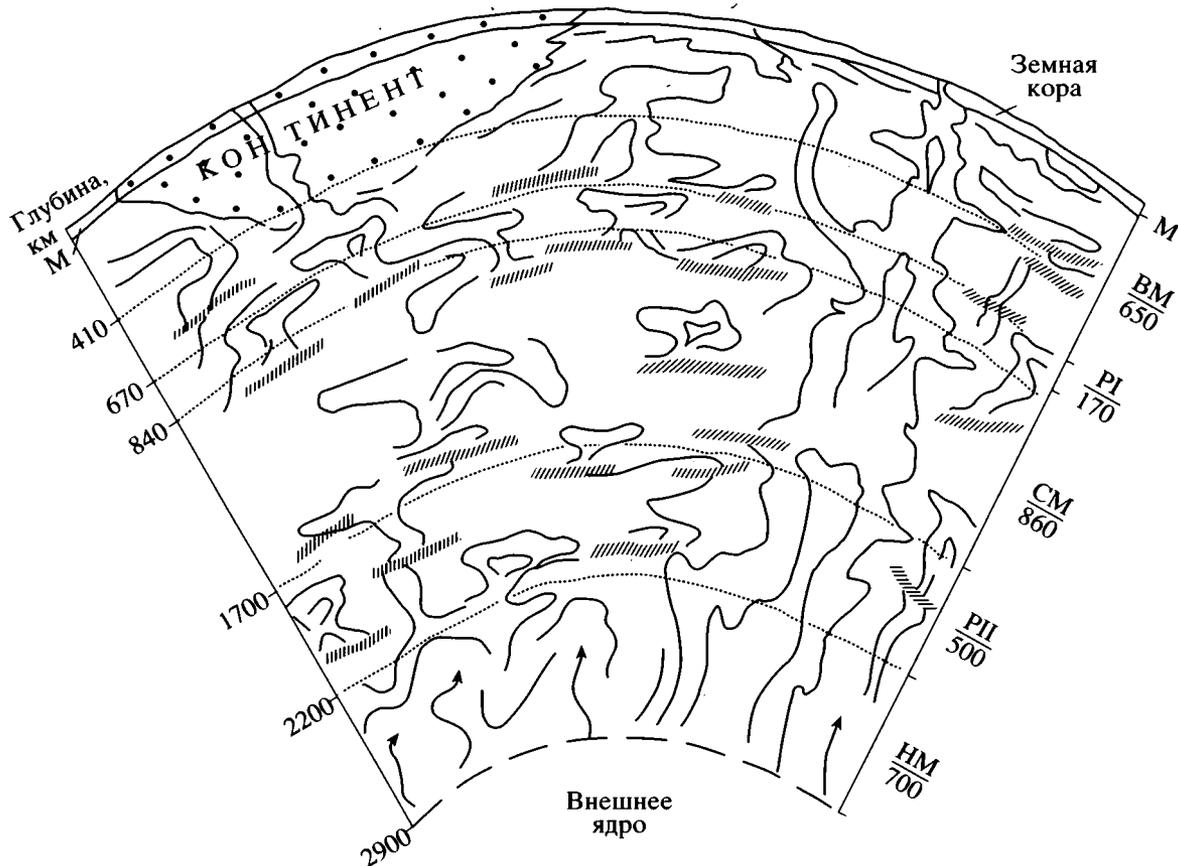


Рис. 6. Принципиальная схема конвективного и адвективного движения мантийных масс.

В правой части показан сквозьмантийный плюм. Субгоризонтальные линии со штрихами – зоны тектонического течения или срыва; по ним может происходить скучивание масс, сопровождаемое выделением энергии, местами достаточной для образования внутригеосферных локальных конвективных и адвективных потоков.

М – поверхность Мохоровичича; ВМ – верхняя мантия; PI – зона раздела I; СМ – средняя мантия; PII – зона раздела 2; НМ – нижняя мантия. Цифры в знаменателе – мощность геосфер в км ($\pm 10\%$). Стрелки отражают зону влияния ядра в нижней мантии (слой D'').

нические срывы и тектоническое течение глубинных масс. Дополнительное воздействие на кинематику мантии могут оказывать вращение Земли и различные астрофизические факторы. Все вместе взятое определяет Землю как сложную неустойчивую геодинамическую систему, в которой происходят постоянные структурные преобразования. В мантии на всех уровнях существуют зоны сжатия и растяжения, отражающие дифференцированное по скорости латеральное перемещение глубинных масс. Тем самым явление тектонической расслоенности, фиксируемое для земной коры и верхней мантии, должно быть распространено на всю мантию.

Процесс образования в мантии зон тектонического скучивания влечет за собой генерирование энергии, которой по достижении критического порога будет достаточно, чтобы вызвать образование локальной внутримантийной конвективной системы. Экстремальные термодинамические условия окружающей среды такому процессу толь-

ко способствуют. Соответствующая модель приводится на рис. 6.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Расчленение мантии Земли, имеющей огромную мощность (~2870 км), лишь на верхнюю и нижнюю в настоящее время недостаточно. Такое деление чрезвычайно ограничивает возможности ее дифференцированного тектонического и геодинамического анализа. В то же время сейсмотомографические серии карт, построенные для разных глубинных уровней, вплоть до земного ядра, раскрывающие глубинные неоднородности как по вертикали, так и по латерали, дают основание для обособления в структуре мантии по крайней мере шести геосфер. Центральным моментом в новой схеме является выделение мощной средней мантии, отделенной от верхней и нижней обширными зонами раздела, отличающимися более сложным и контрастным распределением неод-

народностей. Реальность такого строения мантии поддерживается непротиворечивыми данными относительно глубинных сейсмических рубежей и минеральных преобразований.

2. Сейсмоаномалии несут информацию о физических свойствах среды. Наличие низко- и высокоскоростных ареалов позволяет тем самым судить об изменчивости внутригеосферных термодинамических условий, а отсюда и геодинамических обстановок. В целом создаются системы, главной особенностью которых является неустойчивость. В экстремальных ситуациях в таких системах (мантийных геосферах) может происходить разрядка накопившихся напряжений, вызывающая тектонические подвижки. В случае высокой интенсивности процесса неизбежно образование тектонических срывов и соответственно ансамблей тектонического скупивания. Этот последний процесс, в порядке обратной связи, может генерировать энергетический поток, достаточный для возникновения локально проявленной конвекции или адвекции. Если судить по отсутствию регулярностей в распределении сейсмоаномалий, то все эти внутригеосферные процессы носят хаотичный и нелинейный характер.

Общий вывод таков, что мантийные геосферы являются не только поглотителями и трансформаторами энергии, поступающей извне, но и сами способны продуцировать энергетические импульсы в связи с происходящими в них тектоническими процессами.

3. В настоящее время общепризнано, что Земля в целом представляет собой открытую систему. Но это относится и к отдельным геосферам. Между последними происходит обмен веществом и энергией. Полной автономности геосфер не существует, однако области их раздела могут иметь разный характер. Если говорить о внутригеосферных конвективных процессах, то отдельные из них могут проникать в сопредельную геосферу или даже в еще более высокорасположенную.

4. Десять лет назад была опубликована первая работа о каскадной (многоярусной) конвекции [11]. В ней рассматривался случай зарождения конвективных тепломассопотоков на границе ядро-мантия. Частично сверхглубинные тепломассопотоки могут ограничиваться нижней мантией, в других случаях они проникают в среднюю мантию, а иногда оказываются сквозьмантийными, продвинутыми до земной поверхности.

Таким образом, поддерживается представление, что существуют две категории мантийных тепломассопотоков: идущих от границы ядро-мантия и продуцируемых в геосферах. В реальных условиях они могут совмещаться, весьма осложняя общую геодинамическую ситуацию в глубинах планеты.

Благодарности. Авторы благодарны профессорам Г. Прунту, С.К. Саксене и Т. Яги за помощь в ознакомлении с новейшими данными по минеральным преобразованиям в глубинах Земли.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 97-05-64647).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир, 1966. 460 с.
2. Буллен К.Е. Плотность Земли. М.: Мир, 1978. 442 с.
3. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
4. Павленкова Н.И. Сейсмические модели земной коры и верхней мантии и их геологическая интерпретация // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. II. М.: ГЕОС, 1998. С. 72–75.
5. Пуцаровский Д.Ю. Глубинные минералы Земли // Природа. 1980. № 11. С. 119–120.
6. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // Докл. АН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
7. Пуцаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
8. Пуцаровский Ю.М. Сейсмотомография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. АН. 1996. Т. 351. № 6. С. 805–809.
9. Пуцаровский Ю.М. Новые веяния в тектонике // Геотектоника. 1997. № 4. С. 62–68.
10. Пуцаровский Ю.М. Сейсмотомография, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 518–522.
11. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
12. Семенов В.Ю. Оценка электропроводности мантии Земли в северо-восточной части Тихого океана // Физика Земли. 1998. № 1. С. 46–48.
13. Трубицин В.П. Роль плавающих континентов в глобальной тектонике Земли // Физика Земли. 1998. № 1. С. 3–10.
14. Akaogi M. Mineral physics pertinent to the constitution of the mantle and core // J. Phys. Earth. 1995. Vol. 43. P. 457–478.
15. Badding J.V., Mao H.K., Hemley R.J. High-Pressure crystal structure and equation of state of iron hydride: implications for the Earth's core // High-Pressure Research: Application to Earth and Planetary Sciences / Ed. Syono Y., Manghnani M.H. TERRAPUB, Tokyo – Am. Geophys. Union. Washington D.C. 1992. P. 363–371.
16. Ban-Yuan Kuo, Kuan-Yi Wu. Global shear velocity heterogeneities in the D" layer: inversion from Sd-SKS differential travel times // Journ. of Geophys. Res. 1997. Vol. 102. № B6. P. 11775–11788.
17. Dubrovinsky L.S., Saxena S.K., Lazor P., Ahuja R., Eviksson O., Wills J.M., Johansson B. Experimental and theoretical identification of a new high-pressure phase of silica // Nature. 1997. Vol. 388. P. 362–365.
18. Finger L.W., Ko J., Hazen R.M., Gasparik T., Hemley R.J., Prewitt C.T., Weidner D.J. Crystal chemistry of phase B and an anhydrous analogue: implications for

- water storage in the upper mantle // *Nature*. 1989. Vol. 341. № 6238. P. 140–142.
19. *Funamori N., Jeanloz R.* High-Pressure transformation of Al_2O_3 // *Science*. 1997. Vol. 278. P. 1109–1111.
 20. *Gu Yu., Dzierwonsi A.M., Agee C.B.* Global de-correlation of the topography of transition zone discontinuities // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 1998. Vol. 157. № 1–2. P. 57–67.
 21. *Irifune T., Ringwood A.E.* Phase transformations in primitive MORB and pyrolite compositions to 25 GPa and some geophysical implications // *High-Pressure Research in Mineral Physics* / Ed. Manghnani M.H., Syono Y. TERRAPUB, Tokyo – Am. Geophys. Union. Washington D.C. 1987. P. 231–242.
 22. *Knittle E., Jeanloz R.* High-pressure metallization of FeO and implications for the earth's core // *Geophys. Res. Lett.* 1986. Vol. 13. P. 1541–1544.
 23. *Knittle E., Jeanloz R.* Synthesis and equation of state of (Mg, Fe) SiO_3 perovskite to over 100 gisapascals // *Science*. 1987. Vol. 235. № 4789. P. 668–670.
 24. *Lister J.R., Buffett B.A.* Stratification of the outer core at the core–mantle boundary // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1998. Vol. 105. № 1–2. P. 5–19.
 25. *Lui L.-G.* Phase transformations and the constitution of the deep mantle // *The Earth: its origin, structure and evolution* / Ed. McElhinny M.W. London: Academic Press, 1979. P. 117–202.
 26. *Liu L.-G.* Chemical inhomogeneity of the mantle: geochemical considerations // *Geophys. Res. Lett.* 1982. Vol. 9. № 2. P. 124–126.
 27. *Loper D.E., Lay T.* The core–mantle boundary region // *Journ. of Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № B4. P. 6397–6420.
 28. *Mao H.K., Bell P.M., Yagi I.* Iron-magnesium fractionation model for the Earth // *Carnegie Inst. of Wash. Year book*. 1979. Vol. 78. P. 621–625.
 29. *Mazin I.I., Fey Y., Downs R., Cohen R.* Possible polytypism in FeO at high pressures // *Amer. Mineral.* 1998. Vol. 83. P. 451–457.
 30. *Pasternak M.P., Taylor R.D., Jeanloz R., Li X., Nguyen J.H., Mc Cammon C.A.* High pressure collapse of magnetism in $\text{Fe}_{0.94}\text{O}$: Mössbauer spectroscopy beyond 100 GPa // *Physical Review Letters*. 1997. Vol. 79. P. 5046–5049.
 31. *Ringwood A.E.* Role of the transition zone and 660 km discontinuity in mantle dynamics // *Physics of the Earth and Planet. Interiors*. 1994. Vol. 86. № 1–3. P. 5–24.
 32. *Ross A.* The earth's mantle remodelled // *Nature*. 1977. Vol. 385. № 6616. 490 p.
 33. *Ross N.L.* The equation of state and high-pressure behavior of magnesite // *Amer. Mineral.* 1997. Vol. 82. № 7–8. P. 682–688.
 34. *Sherman D.M.* The composition of the Earth's core: Constraints on S and Si VS. Temperature // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 153. P. 149–155.
 35. *Su W., Woodward R.L., Dzierwonski A.M.* Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // *Journ. of Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B4. P. 6945–6980.
 36. *The Journal of the Geological Society of Japan*. 1994. Vol. 100. № 1. P. VI–VII.
 37. *Thompson A.B.* Water in the earth's upper mantle // *Nature*. 1992. Vol. 358. № 6384. P. 295–302.
 38. *Yagi T., Funamori N.* Chemical composition of the lower mantle inferred from the equation of state of MgSiO_3 perovskite // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 1996. Vol. 354. P. 1371–1384.

Geospheres of the Earth's Mantle

Yu. M. Pushcharovsky* and D. Yu. Pushcharovsky**

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

***Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119899, Russia*

The structure of the Earth's interior is most the among topical geological problems. Until recently, the Earth's mantle was believed to consist of two shells—lower and upper—separated by a boundary at a depth of 670 km. However, such a subdivision seems to be oversimplified in relation to any comprehensive study of the deep geodynamics of the Earth, which is a complex open system. According to seismic tomography maps for various depth levels and the available data on geophysical discontinuities mineral composition and phase transformations in the mantle, it is proposed that the latter be subdivided into six geospheres. The cornerstone of the new concept lies in the recognition of middle mantle between 840 and 1700 km, which is separated from the upper and lower mantle by boundary zones, 170 and 500-km-thick, respectively. The upper mantle is subdivided into upper and lower parts with a boundary at a depth of 410 km. Despite the complicated transition from one geosphere to another, each geosphere bears individual geological and geodynamic features. All geospheres are characterized by a lateral variability of thermodynamic conditions and respective geodynamic environments. They are classified unstable systems. In extreme supercritical situations, the accumulated stresses are released, giving rise to tectonic displacements. If the intensity of the process is sufficiently high the feedback of mechanical forces generates energy sufficient to produce local convective or advective systems. These processes are chaotic and nonlinear. It is evident that tectonic processes and deformations are typical of all mantle geospheres.

УДК 551.242.3(571.51)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

© 1999 г. Т. Н. Хераскова

Геологический институт РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 11.02.98 г.

Новые данные о строении Енисейского кряжа позволяют предложить для обсуждения оригинальную модель его покровно-складчатого строения. Показано, что современная структура кряжа формировалась в несколько этапов. Намечено два цикла покровообразования во время гренвильского орогенеза и в конце рифея. Каждый сопровождался обдукцией офиолитов на край Палеосибири, последующим внедрением коллизионных гранитов и метаморфизмом. Показано, что орогенические движения конца рифея–начала венда привели к частичному разрушению рифейских структур, превращению конседиментационных сбросов во взбросы. Описаны разрез и особенности состава ниже(?)–среднерифейского рыбинского комплекса, показаны его отличия от исаковского офиолитового комплекса.

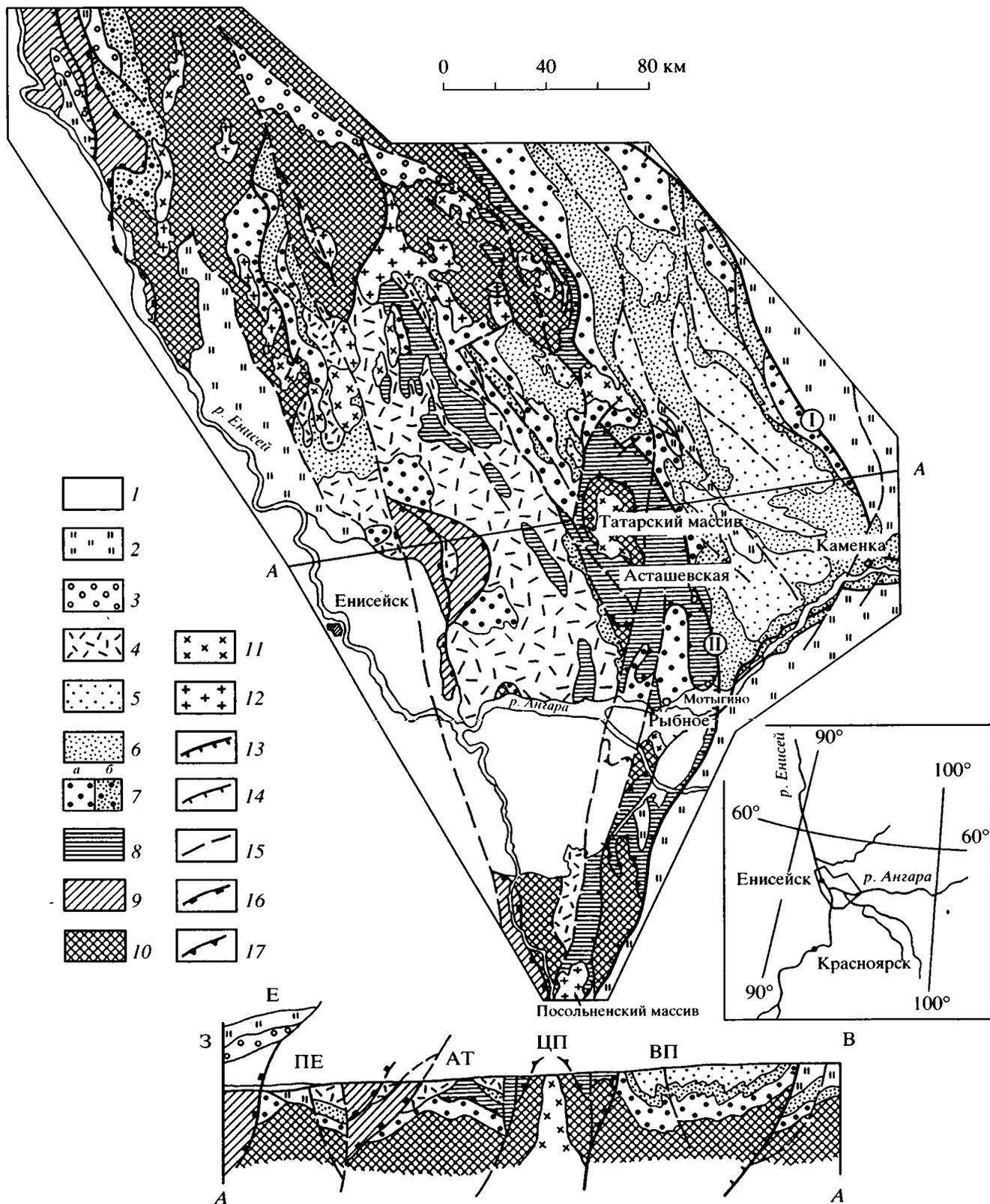
Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирской платформы и обычно рассматривается как рифейская окраина Сибирского континента (рис. 1). Внутреннее строение Енисейского кряжа различными исследователями понимается по-разному. Существует две основные модели.

Первая модель в основных чертах сложилась в эпоху господства геосинклинальной теории. В настоящее время она практически в неизменном виде, но с применением актуалистической терминологии, поддерживается подавляющим большинством исследователей центральных и восточных зон Енисейского кряжа [15, 16, 20, 23]. Согласно этим представителям в структуре [20] Енисейского кряжа обособляются Центральное и Приенисейское поднятия, а также Восточный, Ангаро-Тисский и Енисейский прогибы. Прогибы отделены от поднятий крупными долгоживущими, по крайней мере с рифея, разломами. В современной структуре они представляют собой взбросы и крутые надвиги, имеющие падение на запад. На поднятиях вскрывается архейский кристаллический фундамент, перекрытый нижнепротерозойским протоплатформенным чехлом (тейская серия, пенчугинская свита метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений, вмещающих щелочно-ультрабазитовый индыглинский комплекс), а также комплексом отложений нижне-го–среднего рифея (сухопитская серия, кординская, горбилкокская, удерейская, погорюйская свиты и свита карточки). Последний представлен терригенно-глинистыми, часто углеродистыми, породами, среди которых имеются вулканы основного, иногда ультраосновного составов [13, 14, 18]. В прогибах архейские и нижнепротерозойские образования перекрыты чехлом не только нижнего и среднего рифея, но и верхнего (выделяется тунгусикская серия, подразделяемая на свиты

красногорскую, джурскую, шунтарскую, Серого ключа и киргитейскую, широкоинская серия и исаковский аккреционный комплекс). Восточный прогиб и восточный склон Енисейского прогиба отличаются преобладанием терригенно-карбонатных осадков (тунгусикская серия), в то время как в Ангаро-Тисском прогибе господствуют более глубоководные терригенные, реже карбонатные флишоидные толщи с подчиненными вулканитами основного и кислого составов (широкинская серия). В наиболее западном Енисейском прогибе развит осадочно-вулканогенный тип разреза рифея, вмещающий офиолиты и дифференцированную вулканогенную серию (исаковский аккреционный комплекс) [14, 16, 19, 20]. Вулканы по этой модели трактуются как континентальные или рифтогенные образования. Лишь в Енисейском прогибе выделяются океанические и островодужные ассоциации в составе исаковского комплекса.

Отложения нижнего протерозоя и большей части рифея в пределах Енисейского кряжа резко несогласно перекрыты молассами верхов рифея и венда (вороговская и чингасанская серии), а также карбонатными отложениями кембрия, залегающими с угловым несогласием на более древних образованиях [20]. Имеющиеся схемы стратиграфии докембрийских отложений опираются именно на эти представления о строении Енисейского кряжа.

Вторая модель строения Енисейского кряжа появилась относительно недавно [2, 6, 7, 11]. Согласно ей, Енисейский кряж, подобно рифеидам Таймыра и Забайкалья, имеет покровно-складчатое строение, по крайней мере в своей западной части, где офиолиты исаковского комплекса находятся в аллохтонном залегании. Впервые это было показано работами Е.С. Постельникова [20] и геологами Красноярского геологического



управления – Л.К. Качевским, А.А. Стороженко, А.Ф. Целыковским и др. (1995). Крайним выражением этой позиции может служить профиль, приведенный в работе М.И. Волобуева [6], где останцы офиолитовых покровов прослеживаются на восток Енисейского кряжа до Центрального поднятия (устья р. Тасеева). Движение тектонических покровов происходило, по мнению М.И. Волобуева, в позднем рифее и продолжалось до конца венда. Кроме того, А.Е. Конторовичем с соавторами [2] в последние годы высказана точка зрения о том, что весь Енисейский кряж представляет собой систему покровов, надвинутых на край Сибирской платформы из сутурной зоны, расположенной на востоке Енисейского кряжа.

Мобилистическая модель разработана пока схематично. Детальные работы проведены лишь на северо-западе, в области развития исаковского офиолитового комплекса. Между тем, появление данных о участии офиолитовых аллохтонов в строении Енисейского кряжа ставит изложенные в первой модели представления о строении Енисейского кряжа и истории его развития под сомнение. Ясно, что если имеются покровы офиолитов, то могут быть и покровы, сложенные осадочными породами. Выявить их крайне сложно из-за отсутствия фауны, тем более что обнаже-

ния на Енисейском кряже имеются в основном по рекам и проследивание границ по простиранию крайне затруднено. В этих условиях покровные соотношения легко принять за стратиграфические. Принятая без учета наличия покровов схема стратиграфии рифейских отложений требует пересмотра и ревизии. Подобная работа была проделана на Таймыре и привела к значительному сокращению количества свит [4]. Кроме того, если имеется система покровов, движение которых происходило до конца венда, то меридиональные разломы, согласно первой модели определявшие структурно-формационную зональность Енисейского кряжа, возникли позднее и в этом случае лишь нарушают и осложняют его покровно-складчатую структуру.

Для решения поставленных проблем были приняты в 1996 г. полевые работы в бассейне р. Ангары.

При проведении работ ставились следующие основные задачи: I. Изучение генетической природы и тектонической позиции основных и ультраосновных вулканитов, распространенных в пределах Центрального поднятия Енисейского кряжа. II. Поиски признаков существования тектонического совмещения различных осадочных комплексов. III. Оценка возраста меридиональных разломов и их роли в распределении фаций рифейских отложений.

С этой же целью проанализированы материалы, полученные другими исследователями, в первую очередь результаты крупномасштабных геологических съемок, проведенных в конце 80-х–начале 90-х годов Красноярским геологическим управлением, и обобщающая 1 : 500 000 карта Енисейского кряжа 1995 г. под редакцией А.К. Мкртычяна, Л.К. Качевского и Ю.С. Глухова.

I. Для решения первой задачи был составлен геологический разрез по правому берегу р. Ангары западнее пос. Рыбное, а также осмотрены обнажения севернее пос. Мотыгино (район зим. Асташевская). В этих районах Центрального поднятия Енисейского кряжа ранее были известны разрозненные выходы и секущие тела пород базит-ультрабазитового состава, объединяемые в попутнинский, реже исаковский комплексы [14, 19, 21]. На участке западнее пос. Рыбное (рис. 1, 2) удалось восстановить относительно полный разрез базит-ультрабазитового комплекса [22], названного нами рыбинским (попутнинский является его частью). Здесь структурно выше углеродистых филлитов, аркозовых и существенно кварцевых blastopсаммитовых и blastogravelитовых сланцев предположительно раннего–среднего рифея (кординская свита), в тектоническом покрове залегает принципиально иная ассоциация пород. В одних случаях к контакту подходят зеленые кварц-полевошпат-актинолитовые сланцы по туфогенным породам среднего состава, в других – дифференцированный силл пироксенит-габбрового состава. От

Рис. 1. Геологическая карта Енисейского кряжа.

1 – кайнозойские отложения; 2 – венд-кембрий, платформенный чехол, терригенно-карбонатные отложения; 3–5 – верхний рифей: 3 – комплекс неоавтохтона, молассы (вороговская и чингасанская серии), 4 – комплекс параавтохтона, терригенные, карбонатные и пирокласто-осадочные породы преимущественно флишодного строения (широкнинская серия), 5 – комплекс автохтона, карбонатные породы, глинистые сланцы, редкие прослои туфов различного состава (тунгусикская серия); 6 – средний–верхний рифей, комплекс автохтона, мелководные терригенно-карбонатные отложения (верхняя часть сухопитской серии, свиты погорюйская, карточки, аладьинская); 7 – нижний–средний рифей, комплекс автохтона, мелководные терригенно-сланцевые отложения, нижняя часть сухопитской серии, кординская, удерейская, горбилокская свиты (а), нижний–верхний рифей нерасчлененные, комплекс автохтона, мелководные терригенно-карбонатные отложения (б); 8 – нижний(?)–средний рифей, комплекс аллохтона, рыбинский ультрабазит-базитовый комплекс; 9 – верхний рифей, комплекс аллохтона, исаковский аккреционный комплекс; 10 – архей–нижний протерозой, комплекс автохтона; 11–12 – граниты: 11 – тейско-посольненский комплекс (1000 млн. лет), 12 – татарско-аяхтинский комплекс (850 млн. лет); 13 – взбросы и надвиги, преобразованные из конседиментационных рифейских сбросов; 14 – прочие взбросы и надвиги; 15 – прочие разломы; 16 – подошва исаковского аллохтонного комплекса; 17 – подошва рыбинского аллохтонного комплекса.

Римскими цифрами обозначены разломы: I – Восточный, II – Ишимбинский; буквами показаны основные структуры: Е – Енисейский прогиб, ПЕ – Приенисейское поднятие, ЦП – Центральное поднятие, ВП – Восточный прогиб.

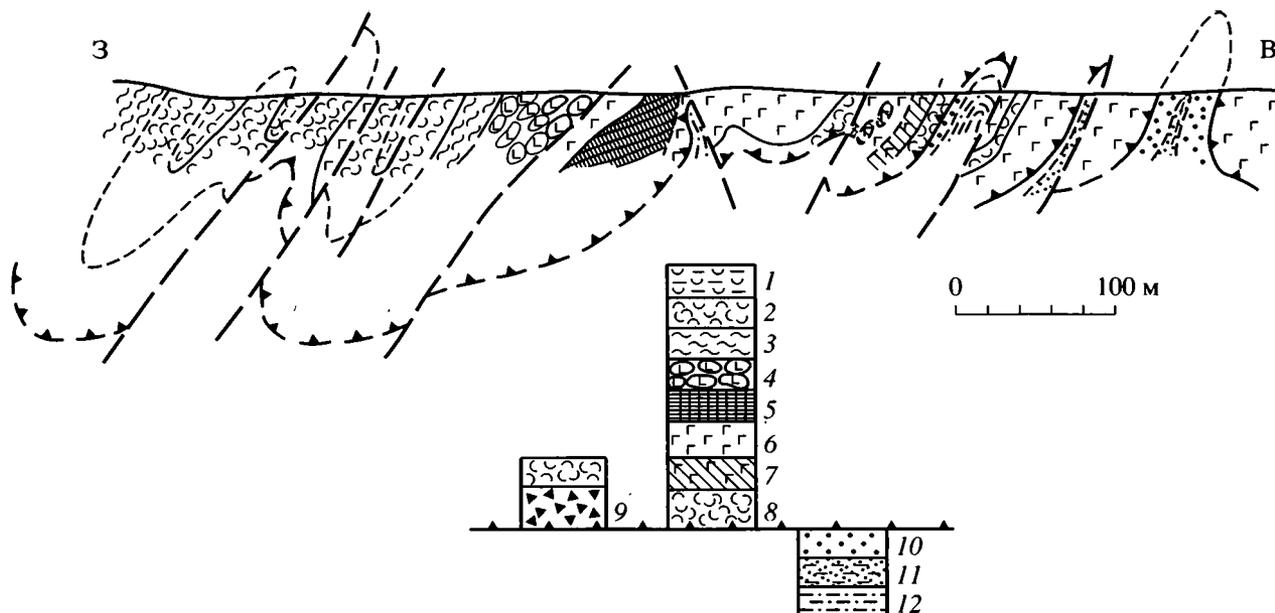


Рис. 2. Геологический разрез правого берега р. Ангары западнее поселка Рыбное, ниже устья р. Ергулейки.

1–9 – рыбинский комплекс: 1 – мелкозернистые (углеродисто)-полевошпат-кварц-актинолитовые сланцы с реликтами тонкой слоистости и редкими маломощными пропластками черных кремней, 2 – мелко-среднезернистые полевошпат-актинолитовые сланцы по туфогенным породам средне-кислого состава с реликтами градационной слоистости, 3 – зеленые сланцы по гиалокластитам с редкими подушками базальтов, 4 – зеленокаменноизмененные подушечные базальты, 5 – комплекс параллельных даек, 6 – габбро-диабазы, 7 – пироксениты, 8 – кварц-полевошпат-актинолитовые сланцы по туфогенным породам среднего состава, 9 – серпентинитовые конгломераты и гравелиты; 10–12 – нижний(?)–средний рифей (сухопитская серия, кординская свита): 10 – аркозовые, кварцевые blastogравелитовые и blastосаммитовые сланцы, 11 – мелкозернистые существенно кварцевые blastосаммитовые сланцы, 12 – углеродистые филлиты.

Остальные условные знаки см. на рис. 6.

него отходит комплекс параллельных даек, обнаруженный нами совместно с Е.С. Постельниковым впервые. На одном участке видны лишь отдельные корни даек, срезанные разломом, на другом – пакет дайка в дайке мощностью около 30 м при средней мощности полудаек от 10 до 25 см (рис. 3). Параллельные дайки срезаются новым силлом габбро-диабазов. Затем следуют зеленокаменноизмененные пиллоу-базальты и зеленые сланцы по гиалокластитам, содержащие отдельные подушки базальтов. Завершают разрез зеленые сланцы по туфогенным породам кисло-среднего состава, близкие к развитым в основании описываемого разреза. Суммарная мощность разреза составляет около 800 м.

На другом участке, расположенном северо-западнее в окрестностях зим. Асташевская и, к сожалению, слабо обнаженном, структурно ниже зеленых сланцев по туфогенным породам, аналогичных описанным в основании первого разреза и содержащих также обломки кремнистых пород и пикритов, впервые обнаружены рассланцованные офиолитокластовые конгломераты и гравелиты. Эти породы состоят из обломков серпентинитов, некоторые из которых содержат ксеноморфные кристаллы красновато-коричневого хромшпинели-

да. Первичная природа серпентинитов, слагающих обломки, неопределима из-за интенсивной перекристаллизации. Некоторые обломки, а также глыбы (?) с зеркалами скольжения представлены пикритами. Последние состоят из идиоморфных кристаллов оливина, содержащих идиоморфные включения красновато-коричневого хромшпинелида, частично псевдоморфно замещенного тонкозернистым агрегатом тремолита, серпентина и хлорита. Раскристаллизованное стекло (50–60% объема породы) представлено мелкозернистым сильно измененным клинопироксеном. Крупный размер кристаллов оливина и хорошая степень раскристаллизации стекла свидетельствуют о гипабиссальной природе пикритов. По всей вероятности, офиолитокластовые породы слагают основание разреза рыбинского комплекса. Их фрагментарное развитие можно объяснить как первичной линзовидной формой их залегания, так и частичным тектоническим срезанием по неровной поверхности в основании покрова, сложенного рыбинским комплексом.

Таким образом, выявлен специфический разрез ультрабазит-базитового комплекса Центрального поднятия Енисейского кряжа. По ряду параметров он отличается от офиолитов исаков-

3

B

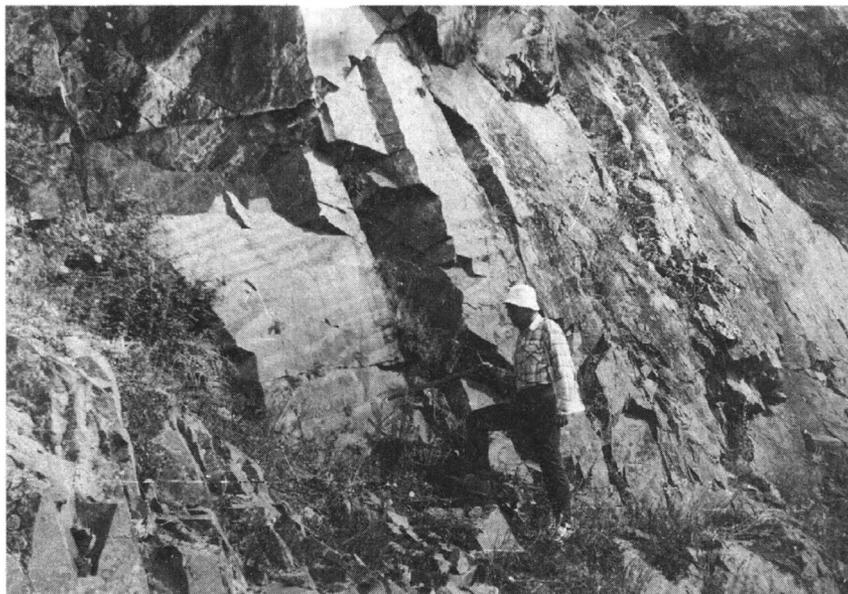


Рис. 3. обнажение параллельных даек рыбинского комплекса на правом берегу р. Ангары в 1 км к западу от устья р. Ергулейки.

ского комплекса северо-западной части Енисейского кряжа [5]. Прежде всего, очень сокращена собственно ультрабазитовая часть разреза. С другой стороны, в исаковском комплексе не установлены офиолитокластовые породы. По содержаниям петрогенных окислов и ряда микроэлементов породы рыбинского комплекса близки толеитовым базальтам островных дуг и окраинных морей (таблица, рис. 4), а не срединно-океанических хребтов как породы исаковского комплекса [5]. Спектр содержания редких элементов в рыбинском комплексе (рис. 5) близок деплетированным разновидностям срединно-океанических хребтов, отличаясь от последних некоторой обогащенностью Zr и Nb. Последнее также сближает породы рыбинского комплекса с базитами активных континентальных окраин. Спектры содержания редких элементов в однотипных породах рыбинского и исаковского комплексов близки.

Можно заключить, что по особенностям строения рыбинский комплекс ближе всего к офиолитам с сокращенным типом разреза. Впервые подобные базит-ультрабазитовые комплексы описаны в зоне Неотетис [12], затем в герцинидах Тянь-Шаня и Монголии [1, 17]. Предполагается, что формирование таких разрезов могло происходить при образовании океанической коры в обстановке тектонической расслоенности литосферы и смещения по горизонтали континентальной коры со своего субстрата. При этом обнажение меланократового основания могло быть не повсеместным. Соответственно локально развиты и ультрабазитокластовые породы.

Можно говорить о том, что рыбинский комплекс и по составу и по структурному положению

нельзя сопоставлять с автохтонными континентальными образованиями, к которым нередко при прежних построениях относили отдельные фрагменты рыбинского комплекса – попутнинский комплекс коматиитов или пикритов и силлов габбро-диабазов [19, 22]. Для окончательного решения вопроса о генезисе рыбинского комплекса необходимо обнаружить среди обломков ультрабазитокластовых пород мантийные метаморфиты. По-видимому, отличается он и от исаковского офиолитового комплекса, к сопоставлению с которым появилась тенденция в последнее время [6].

На данном этапе исследований можно предполагать, что базит-ультрабазитовый рыбинский комплекс слагает останец крупного тектонического покрова, смятый в складки и осложненный взбросами и надвигами. Автохтоном, по-видимому, служат образования архея–раннего протерозоя, прорванные континентальным индиглинским щелочно-ультрабазитовым комплексом с карбонатитами, имеющими возраст 1750 млн. лет (U–Pb метод [8, 19]). Аллохтонное налегание рыбинского комплекса на образования архея–раннего протерозоя можно предполагать в окрестностях Татарского гранитного массива (см. рис. 1). На других участках автохтоном служит нижняя часть сухопитской серии нижнего–среднего рифея, представленная мелководными осадочными кварцево-аркозовыми черносланцевыми фациями и залегающая с размывом в виде осадочного чехла на архея–раннем протерозое. Базальные конгломераты автохтонного типа разрезов описаны в верховьях р. Верхняя Сурниха, в среднем течении р. Вороговки на Приенисейском и ряде районов Центрально-

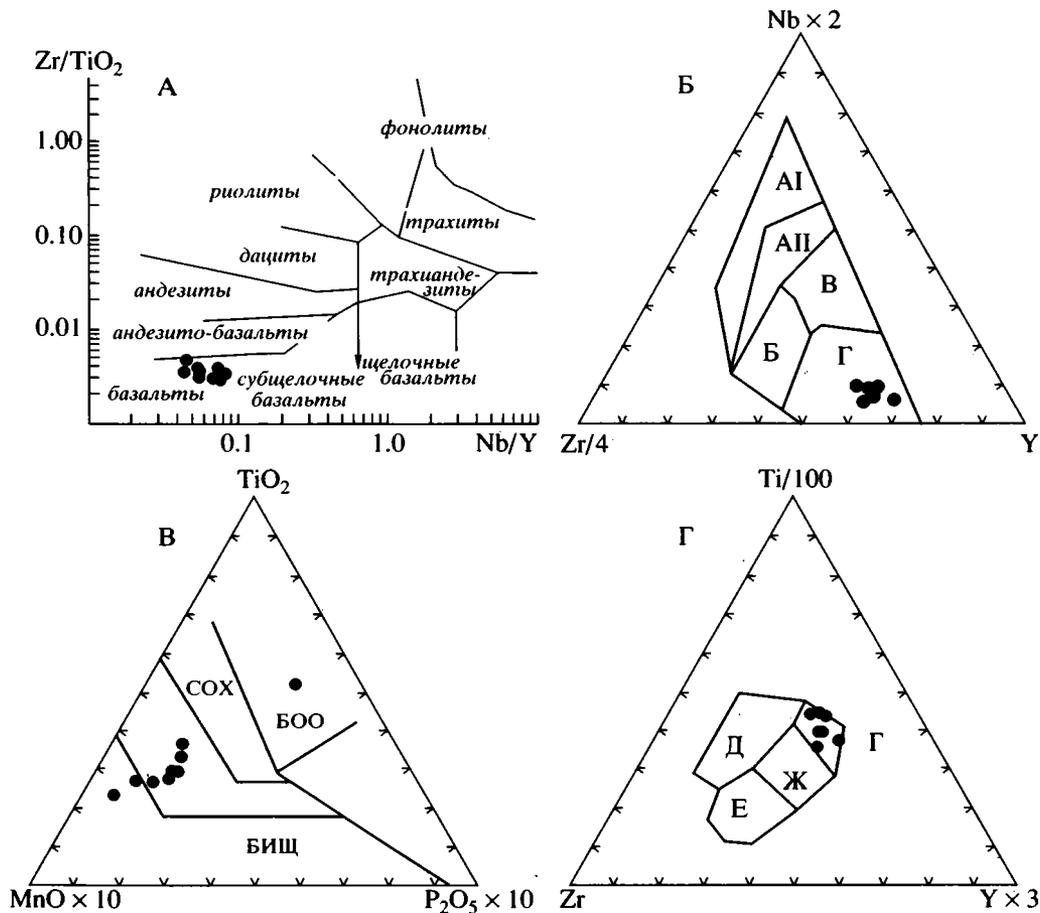


Рис. 4. Диаграммы химического состава рыбинского ультрабазит-базитового комплекса. А – соотношение $Zr/TiO_2-Nb/Y$ [31], Б – соотношение $Zr-Nb-Y$ [27], В – соотношение $Mn-TiO_2-P_2O_5$ [28], Г – соотношение $Zr-Ti-Y$ [29]. Буквами и римскими цифрами обозначены поля базальтов: AI–AII – континентальных щелочных, Б – AII – внутриплитных толеитовых, Г – срединноокеанических хребтов, Б–Г – островодужных толеитовых, Б, А, В, Б, Г – известково-щелочной серии, БОО – внутриокеанических островов, Е, Ж – внутриплитных, Г, Ж – низкокальциевых толеитовых, СОХ – срединно-океанических хребтов, ОДТ – островодужные толеиты, БИЩ – базальты известково-щелочных серий.

го поднятий [20]. Аллохтонное налегание рыбинского комплекса на мелководных породах рифея описано нами в окрестностях пос. Рыбное (см. рис. 2). Стратиграфически выше рыбинского комплекса и также в аллохтонном залегании находятся черносланцевые отложения низов сухопитской серии нижнего–среднего рифея, представленные более глубоководными, чем в автохтоне, фациями континентального склона и подножия. Среди них преобладают накопления турбидных потоков различной плотности. Неоавтохтоном являются образования верхней части сухопитской серии (начиная с погоруйской свиты) и тунгусикская серия (см. рис. 1).

Можно предполагать ранне-среднерифейский возраст рыбинского комплекса. Верхним возрастным пределом образования рыбинского комплекса являются автохтонные граниты тейскопосольненского комплекса с возрастом 1000 млн. лет, метаморфизирующие эти ультрамафиты и ма-

фиты (в метаморфизованном виде, как например, в окрестностях Посольненского массива, ультрамафиты рыбинского комплекса ошибочно относят к архею [13]).

II. Решение проблемы распространения на Енисейском крыже тектонических покровов тесно переплетается с решением первой задачи. Рыбинский комплекс вероятней всего находится в аллохтонном залегании. В пользу этого свидетельствует резкая смена на нижнем контакте породных ассоциаций, примыкание к контакту различных частей разреза базит-ультрабазитового комплекса. Следует добавить, что вулканогенные фации ниже-среднерифейских образований, ассоциирующиеся с турбидитами, распространены на площади Центрального и Ангаро-Тисского прогибов, а на Приенисейском поднятии и в Восточном прогибе в современной структуре развит исключительно осадочный тип разреза нижнего–среднего рифея,

Состав вулканитов рыбинского комплекса

	Силлы габбро-диабазов					Параллельные дайки			Базальты
SiO ₂	46.39	49.20	50.30	50.97	48.50	48.07	49.68	48.98	49.17
TiO ₂	0.94	1.06	1.42	1.46	1.00	1.36	1.62	1.09	1.05
Al ₂ O ₃	14.35	13.51	12.42	12.50	14.35	13.91	12.05	13.44	14.80
Fe ₂ O ₃	5.11	3.97	2.28	2.89	3.37	4.04	4.36	5.48	3.75
FeO	5.67	8.82	11.29	11.12	8.60	8.37	9.77	7.36	8.05
MnO	0.21	0.25	0.04	0.26	0.30	0.20	0.21	0.22	0.19
CaO	17.45	11.01	9.02	8.75	9.19	11.98	10.97	12.69	8.89
MgO	7.37	7.32	7.12	6.33	7.91	5.89	6.50	6.09	6.93
Na ₂ O	0.82	3.00	3.73	3.70	3.55	3.20	2.91	2.84	3.57
K ₂ O	0.05	0.11	0.26	0.25	0.05	0.11	0.09	0.09	0.12
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.09	0.09	0.03	0.07	0.07	0.07	0.06
ппп	2.04	1.59	1.50	1.25	2.96	2.20	1.32	1.09	3.38
Z	100.35	99.94	99.47	99.48	99.81	99.33	99.48	99.44	100.56
H ₂ O ⁻	0.10	0.11	0.07	0.02	0.14	0.11	0.09	0.08	0.16
H ₂ O ⁺	0.51	1.13	1.10	0.57	2.52	1.11	1.05	0.76	2.28
La	1.7	2.1	2.4	2.1	1.8	2.4	3.2	2.4	1.3
Ce	7.4	7.6	9.3	7.9	7.0	9.9	11	9.0	5.4
Nd	5.4	6.9	7.8	9.0	6.0	7.2	9.0	6.6	5.4
Sm	1.8	2.5	2.9	3.2	1.9	2.3	3.0	2.2	1.9
Eu	0.70	0.77	1.1	1.0	0.68	1.0	0.88	0.86	0.75
Tb	0.54	0.78	0.93	0.78	0.62	0.87	1.0	0.73	0.55
Yb	1.7	2.7	2.9	3.0	2.0	2.4	3.1	2.2	2.6
Lu	0.26	0.43	0.44	0.50	0.32	0.38	0.46	0.34	0.41
Nb	1.1	<1	1.9	1.4	1.0	1.1	1.9	1.1	<1
Zr	27	48	53	54	29	41	53	39	36
V	15	22	26	26	15	20	33	20	23
Rb	1.1	1.4	5.7	6.5	1.3	1.9	1.3	2.7	<1
Sr	71	84	27	27	58	37	30	45	940
Ba	<10	20	50	43	<10	20	<10	<10	140

представленный относительно мелководными платформенными фациями (см. рис. 4).

Таким образом, следует предполагать, что в составе нижнего-среднего рифея Енисейского кряжа тектонически совмещены два типа разрезов: осадочный, залегающий на коре континентального типа, и вулканогенно-осадочный, накопление которого происходило на коре океанического или переходного типа. Присутствие тектонически утолщенной коры и существование на кряже аллохтонных пластин доказывается также распространением на Енисейском кряже автохтонных гранитов тейско-посольненского комплекса с возрастом 950–1100 млн. лет [7, 10] и связанных с этим комплексом гранито-гнейсовых куполов [3, 19].

Эти граниты, видимо, относятся к коллизионному типу, так как исследования последних лет показали, что именно коллизионные и субдукционные процессы ведут к мощной повторной вещественной ремобилизации континентальной коры. Так по данным В.С. Федоровского и его соавторов [24], признаками коллизионных зон могут служить: совпадение ареалов обдуцированных на

континентальные окраины покровно-сдвиговых пакетов или систем с ореолами повторного метаморфизма и ремобилизации в автохтонах, а также гранито-гнейсовых куполов. Эти признаки

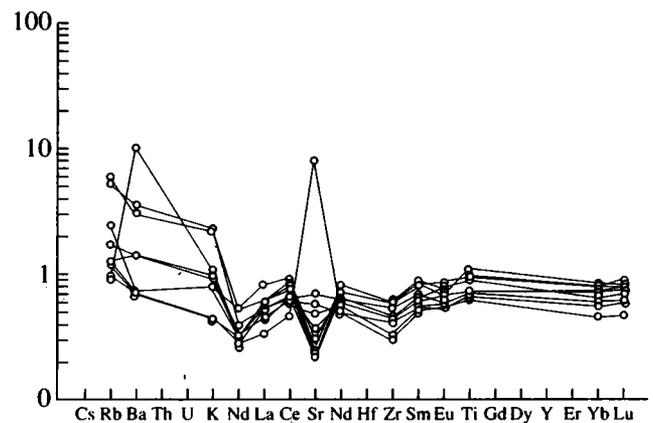


Рис. 5. Диаграмма распределения РЗЭ в породах рыбинского комплекса, нормированных по отношению к базальтам срединно-океанических хребтов.

свойственны Енисейскому кряжу, где в зоны метаморфизма, связанные с автохтонными гранитами тейско-посольненского комплекса вовлечены образования архея и нижнего протерозоя, черносланцевые комплексы нижней половины разреза сухопитской серии нижней–среднего рифея, а также породы рыбинского комплекса. Вышележащие отложения среднего–верхнего рифея (верхняя часть сухопитской и тунгусикская серия) не затронуты этим метаморфизмом и, очевидно, образуют комплекс неавтохтона (см. рис. 1).

Из сказанного можно предполагать покровно-складчатое строение Енисейского кряжа. При этом, рыбинский базит-ультрабазитовый аллохтонный комплекс, несмотря на некоторое сходство химических составов с исаковским офиолитовым аллохтонным комплексом, скорее всего, не сопоставим с ним по возрасту. Исаковский комплекс, видимо, моложе рыбинского, так как прорывается только гранитами татарско-аяхтинского комплекса с возрастом 850 млн. лет, а неавтохтоном для него служат молассы вороговской серии с возрастом 700–800 млн. лет [20].

Из этого можно заключить, что покровообразование на территории современного Енисейского кряжа происходило по крайней мере дважды. Первый этап связан с коллизионными процессами гренвильской орогении около 1 млрд. лет назад, во время формирования суперконтинента Родиния [30]. Видимо, на этом этапе произошла обдукция комплексов пассивной континентальной окраины или части комплексов окраинного бассейна на Палеосибирский континент. Коллизионные процессы привели к гранитизации, формированию гранито-гнейсовых куполов и увеличению площади Палеосибири. На втором этапе покровообразования на рубеже 850–900 млн. лет, по-видимому, произошла коллизия рифейской островной дуги и позднерифейской Палеосибири. В результате комплексы океанического бассейна и островной дуги (исаковский аккреционный комплекс) оказались обдукционными на край палеоконтинента. Этот процесс завершился внедрением гранитов татарско-аяхтинского комплекса с возрастом 850 ± 50 млн. лет [7]. Внедрением этих гранитов, по всей вероятности, в основном завершилось формирование покровно-складчатой структуры Енисейского кряжа, так как молассы конца рифея–венда на территории Енисейского кряжа залегают несогласно на всех более древних образованиях.

III. Для решения вопроса о возрасте меридиональных разломов и их роли в современной структуре Енисейского кряжа составлена серия геологических профилей по правому берегу р. Ангары на участке между деревней Каменка и поселком Мотыгино, вкрест простирания Восточного прогиба до его границы с Центрально-Енисейским поднятием.

На изученной территории не обнаружены признаки доскладчатых покровов, вероятно потому, что здесь развиты автохтонные комплексы рифейских отложений Енисейского кряжа, представленные относительно мелководными фациями континентального шельфа и верхов континентального склона. Структура участка нарушена многочисленными взбросами и надвигами. Большинство из них имеет вендско-фанерозойский возраст, так как часто рифейские отложения вдоль них надвинуты на вендско-кембрийские (см. рис. 1, 6). Однако некоторые крупные надвиги и взбросы разделяют рифейские отложения, представленные различными фациями.

Из этого можно заключить, что такие разломы представляют собой фрагменты конседиментационных уступов разломного происхождения, которые позднее при процессах сжатия и складчатости были превращены во взбросы и надвиги. Так, например, по Ишимбинскому надвику (см. рис. 1) пространственно совмещены разрезы верхнего рифея, представленные в восточном лежащем борту фациями шельфа, а в западном всищем борту – фациями континентального склона. Это позволяет предполагать, что в позднем рифее Ишимбинский надвиг представлял собой сброс или листрический сброс с опущенным западным крылом.

Наиболее интересное соотношение фаций верхнерифейских отложений наблюдается по взбросо-сдвигу, прослеживаемому вдоль р. Ангары (см. рис. 1, 7). Движения по этому взбросо-сдвигу происходили вплоть до мезозоя, возможно, продолжают и в настоящее время, что хорошо читается на мелкомасштабных картах. Можно с уверенностью говорить, что и в позднем рифее этот разлом разграничивал фации строматолитового рифа, сформированные, очевидно, на краю тектонического уступа (северное всищее крыло) и фации карбонатных брекчий подножья этого уступа (южное лежащее крыло). Интересно отметить также, что углеродистые сланцы, перекрывающие эти брекчии, содержат отдельные глыбы размером до 4×4 м и оползни строматолитовых известняков. Это свидетельствует, по крайней мере, о частичной разновозрастности углеродистых сланцев и строматолитовых известняков. Некоторые из этих оползней имеют довольно большую мощность и часто принимаются за самостоятельные свиты. Например, как видно из рис. 8, на некоторых участках одни и те же углеродистоглинистые отложения выделяются как красногорская и как шунтарская свиты, а разновозрастные карбонатные отложения, представленные смежными фациями, то как аладынская, то как джурская свиты.

Приведенные наблюдения позволяют говорить о первично конседиментационной природе

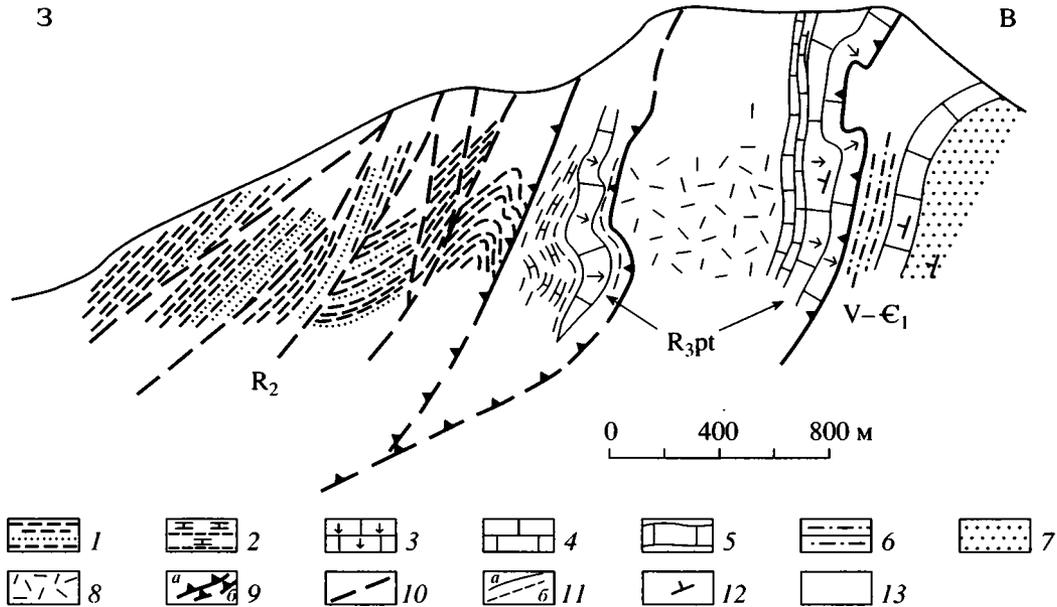


Рис. 6. Геологический разрез зоны Ишимбинского разлома и Ангарского надвига (правый берег р. Ангара в окрестностях мыса Гребень).

1 – нижний–средний рифей (погорюйская свита): тектонизированные углеродистые тонкослойчатые алевролиты с отдельными пачками песчаных турбидитов и калькаренитов; 2–3 – верхний рифей (потаскуйская свита): 2 – тонкослоистые углеродистые известняки и углеродисто-глинистые сланцы, 3 – строматолитовые известняки; 4 – плитчатые, ленточнослоистые голубовато-зеленые известняки; 5–7 – венд–нижний кембрий: 5 – известняки, 6 – черные катаклазированные аргиллиты, 7 – красноцветные терригенные породы; 8 – тектонизированные глинистые сланцы верхнего рифея (?); 9 – поверхности надвигов или тектонических покровов (на рис. 2) достоверные (а) и предполагаемые (б); 10 – взбросы и сбросы; 11 – геологические границы, достоверные (а) и предполагаемые (б); 12 – элементы залегания пород; 13 – не обнаженные участки.

разлома, прослеживающегося вдоль р. Ангары. По крайней мере, в позднем рифее он представлял собой сброс (быть может листрический) с опущенным южным крылом. Вероятней всего, в позднем рифее этот сброс служил северным ограничением Иркинеевского авлакогена [21]. Позднее, при процессах сжатия, Ангарский сброс превратился в надвиг со сдвиговой составляющей. По этому надвигу в современной структуре комплексы верхнерифейского шельфа тектонически перекрывают часть Иркинеевского авлакогена, выполненного, как показали исследования Е.С. Постельникова [21], средне-верхнерифейскими терригенными грабеновыми и турбидитными фадами.

Видимо, в среднем–позднем рифее Иркинеевский авлакоген продолжался гораздо дальше на запад или северо-запад, чем наблюдается в современной структуре. Возможным его продолжением и устьевой частью является Ангаро-Тисский прогиб, в котором также развиты турбидиты среднего–позднего рифея.

Пространственное разобщение в современной структуре Иркинеевского авлакогена и Ангаро-Тисского прогиба легко объяснимо более поздними смещениями по Ангарскому разлому. Иркинеевский авлакоген, таким образом, скорее всего

открывался в рифее в бассейн, комплексами-показателями которого являлись сначала базит-ультрабазитовый рыбинский, затем исаковский офиолитовый комплексы.

МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Приведенные данные о строении Енисейского кряжа позволяют предложить для обсуждения новую модель его строения, которая сочетает в себе черты как фиксистской, так и мобилистской моделей, дискутируемых в настоящее время в геологической литературе. Как представляется, эта модель, хотя несомненно и нуждается в проверке, лучше объясняет имеющиеся факты и позволяет вписать историю развития территории кряжа в общую картину развития как континентальных окраин Палеосибири, так и структур Земли в позднем докембрии. Судя по реконструкциям Дж. Роджерса [30], в раннем протерозое территория Енисейского кряжа входила в состав континента Арктика, включавшего в себя Канадский щит, часть Гренландии, Алданский и Ангаро-Анабарский щиты. Существование кратона Арктика доказывается развитием на всей его территории раннепротерозойского платформенного терригенно-карбонатного чехла (на Енисейском кряже

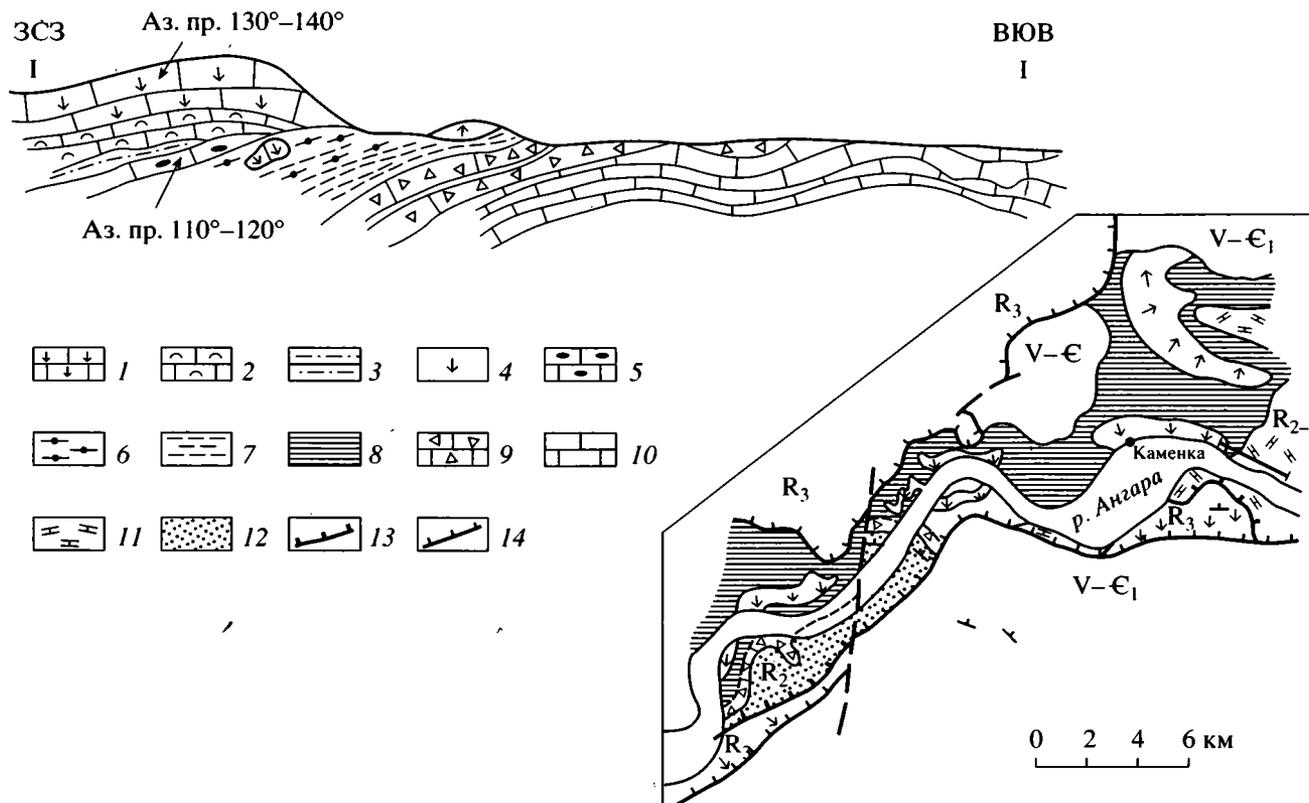


Рис. 7. Геологическая карта и разрез рифейских отложений в окрестностях пос. Каменка.

1-3 – джурская свита (R_3) (фашия приливно-отливной зоны): 1 – строматолитовые известняки, 2 – водорослевые известняки с прослоями красных глинистых известняков; 3 – красноцветные алевролиты и мергели, 4 – джурская свита не расчлененная; 5-7 – красногорская свита (R_3) (относительно глубоководная фашия подножья тектонического уступа): 5 – микрослоистые углеродистые известняки с желваками кремней, 6 – углеродистые кварциты, 7 – углеродисто-глинистые сланцы с прослоями калькаренитов; 8 – красногорская свита не расчлененная; 9-10 – аладьинская свита (R_{2-3}) (относительно глубоководная фашия подножья тектонического уступа): 9 – карбонатные брекчии, 10 – доломиты и доломитизированные известняки по калькаренитам и кальцилотитам; 11 – аладьинская свита не расчлененная; 12 – погорькойская свита и свита карточка (R_2); 13 – надвиг, преобразованный из рифейского конседиментационного сброса; 14 – фанерозойские надвиги. Остальные условные знаки см. на рис. 6.

фрагменты этого чехла выделяются как пенченгинская свита тейской серии). В раннем рифее, по мнению Дж. Роджерса, произошло увеличение континента Арктика за счет присоединения Балтии, наращивания коры в Северной Америке и присоединения Восточной Антарктиды. В результате, около 1.5 млрд. лет назад, возник континент Нена. Автохтонный осадочный тип разреза нижне-среднего рифея на кряже, видимо, характеризует эпиконтинентальный бассейн континента Нена. Этап роста континента Арктика и превращение его в континент Нена знаменовался на Енисейском кряже регрессией. В результате автохтонные комплексы раннего-среднего рифея сменяют образования раннепротерозойского эпиплатформенного чехла без углового несогласия, но с размывом, залегая с базальными конгломератами в основании на разных горизонтах пенченгинской свиты [20].

Эпиконтинентальный ранне-среднерифейский бассейн, представленный в современной структуре автохтонными комплексами сухопутской серии, очевидно занимал краевое положение на континенте, представлял собой подвижный шельф и примыкал к бассейну с корой океанического или переходного типа, комплексами-показателями которого являются аллохтонные типы разрезов нижне-среднего рифея, представленные рыбинским базит-ультрабазитовым комплексом и турбидитами нижней части сухопутской серии. Этот бассейн в раннем-среднем рифее, видимо, обрамлял сибирскую часть континента Нена с юго-востока (современные координаты) и прослеживался, судя по реконструкциям К.С. Конди и О.М. Розена [26], а также В.Е. Хаина с соавторами [25], до территории современного Байкало-Витимского региона.

В Енисейском кряже пока не удается выделить комплексы ранне-среднерифейских островных

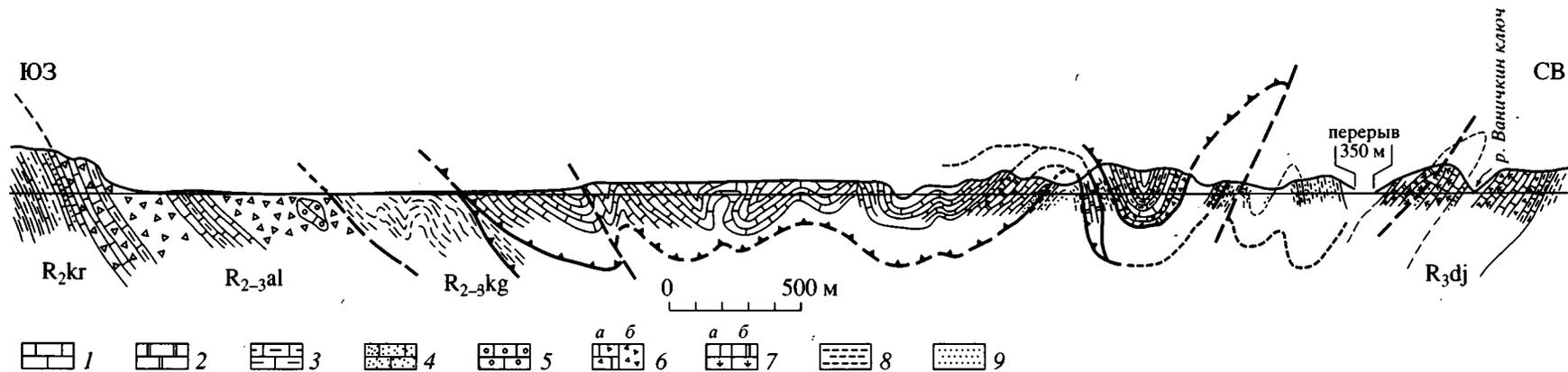


Рис. 8. Геологический разрез по правому берегу р. Ангары на участке между Шунтарским шивером и речкой Ваничкин ключ.

1 – серые, голубоватые доломитизированные известняки с реликтами структур калькаренитов и кальцилютитов; 2 – голубовато-серые доломиты; 3 – глинистые кальцилютиты; 4 – калькарениты; 5 – онколитовые известняки; 6 – карбонатные брекчии слоистые (а) и бесструктурные (б); 7 – строматолитовые известняки (а) и доломиты (б), 8 – алевро-глинистые сланцы, 9 – песчаники. Остальные условные знаки см. на рис. 6.

дуг, хотя тефроида рыбинского комплекса имеют кисло-средний состав. Ряд исследователей отмечает в некоторых разрезах присутствие андезитов, упоминаются также глаукофан-пирохлоровые сланцы с возрастом 1300–1500 млн. лет [8]. На рубеже 1000–1100 млн. лет в этом регионе проявились коллизионные процессы. Результатом их явилась обдукция комплексов бассейна с океанической корой на континентальный шельф, внедрение коллизионных гранитов и рост гранито-гнейсовых куполов. Орогенические процессы с возрастом 1000 млн. лет (грэнвильская эпоха складчатости), по мнению многих современных ученых, имела глобальное распространение и привела к формированию суперконтинента Родиния. Данные о крайнем положении сибирской части Родинии позволяют уточнить ее контуры.

Позднерифейская история развития Енисейского кряжа, возможно, представляющего собой окраину Родинии [30], прослеживается при изучении осадочных комплексов верхней части сухопитской и тунгусикской серий, нарастающих чехольные автохтонные комплексы в Восточном прогибе, и, по-видимому, образующих комплекс неавтохтона в более западной части, а также, наряду с дифференцированными вулканитами островодужного типа и исаковским офиолитовым комплексом, участвующих в строении аллохтонных пластин в Енисейском прогибе.

Восточная зона Енисейского кряжа в позднем рифее представляла собой внешнюю часть шельфа, отделенного от остальной части кратона уступом. Эта внешняя часть шельфа прорезалась каньонами, служащими каналами транзита обломочного материала на континентальное подножие бассейна с корой океанического типа, комплексом, показателем которого является исаковский офиолитовый комплекс. Одним из таких каньонов был Иркинеевский краевой авлакоген, ограниченный в рифее конседиментационными разломами. Северный приподнятый по разлому борт этого авлакогена–каньона в позднем рифее маркировался строматолитовым рифом, а южный опущенный – накоплением оползней и брекчий. Более поздние движения по конседиментационным разломам привели к расчленению авлакогена на отдельные фрагменты и затем к пространственному разобщению этих фрагментов. В современной структуре отдельные части некогда единой палеоструктуры выделяются как Иркинеевский авлакоген и Ангаро-Тисский прогиб.

Предлагаемая новая модель строения Енисейского кряжа предполагает несколько этапов формирования его структуры. Покровная структура кряжа возникла, в основном, в результате грэнвильского орогенеза. В позднем рифее Енисейский кряж представлял собой пассивную окраину блокового строения. Второй этап покровообразования проявился в конце рифея и захватил лишь крайне западные районы кряжа, примыкав-

шие в позднем рифее к палеоокеану. Этот этап завершился внедрением гранитов с возрастом 850 млн. лет. Наконец, орогенические движения конца рифея–начала венда, вызванные общим сжатием и сдвиговыми движениями по разломам, привели к частичному разрушению рифейских континентальных структур, превращению конседиментационных сбросов во взбросы, а также накоплению в венде и начале кембрия молассовых формаций.

Проблематичным остается структурное положение и генетическая принадлежность кремнекислых и дифференцированных вулканитов, пространственно ассоциирующихся с образованиями верхнерифейской тунгусикской серии. Это является задачей дальнейших исследований. Современная структура Енисейского кряжа представляет собой конечный результат тектонических движений не только докембрия, но и фанерозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 96-05-64537.

Автор выражает глубокую благодарность Е.С. Постельникову за большую помощь в этих исследованиях и предоставленные материалы.

Автор признателен В.Е. Хаину и Ч.Б. Борукаеву за ценные советы и замечания, способствовавшие улучшению данной работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батанова В.Г., Карякин Ю.В., Куренков С.А. и др. Дифференцированный силл Сартале (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1988. Т. 300. № 5. С. 1185–1188.
2. Башарин А.К., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. Тектоническая история Енисей-Байкитского региона // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 23–38.
3. Белянкина М.Н. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 25–32.
4. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 203 с.
5. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты исаковского пояса // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 169–180.
6. Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника. 1993. № 6. С. 82–87.
7. Волобуев М.И. Абсолютный возраст гранитоидных комплексов Енисейского кряжа // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1963. Вып. 33.
8. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Стрижов В.П., Мясникова В.Л. Возраст фундамента геосинклинальных формаций грэнвельд Енисейского кряжа // Определение абсолютного

- возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976. С. 39–47.
9. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
 10. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
 11. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А. Докембрийские офиолиты Северной Азии и их индикаторная роль в эволюции палеоокеанов // Докембрий Северной Евразии. С.-Петербург: Издание ИГГД РАН, 1997. С. 30–31.
 12. Казьмин В.Г. К проблеме образования Тирренского моря // Геотектоника. 1990. № 3. С. 88–97.
 13. Корнев Т.Я. Раннепротерозойские базиты Енисейского кряжа // Геохимия и петрология рудных районов Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1985. С. 83–87.
 14. Корнев Т.Я., Даценко В.М., Бозин А.В. Рифейский магматизм и колчеданополиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 131 с.
 15. Кристин В.Н. Структурно-фациальное районирование и стратиграфическое расчленение тунгуских отложений Енисейского кряжа // Геология и полезные ископаемые нижнего Приангарья. Красноярск: Книжное изд-во, 1975. С. 34–40.
 16. Кузьмичев А.Б. Тектоника Исаковского синклиория Енисейского кряжа // Автореф. канд. дис. М.: Издание ГИН АН СССР, 1987. 19 с.
 17. 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.
 18. Ножкин А.Д. Высокомагнезиальные базиты и пикритовиды докембрия Енисейского кряжа – аналоги мафитовых и ультрамафитовых коматитов // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм: Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума. Новосибирск: Издание ИГиГ СО АН СССР, 1980. С. 26–28.
 19. Ножкин А.Д. Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири // Диссерт. в виде научного докл. на соиск. уч. степ. док. геол.-мин. н. Новосибирск: Издание ОИГГМ СО РАН, 1997. 98 с.
 20. Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 70 с.
 21. Постельников Е.С. О структурах распада континентальной коры, особенностях седиментации и магматизма при формировании западной окраины Сибирского палеоконтинента в позднем протерозое // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: Изд-во “Полиграфист”, 1997. С. 230–236.
 22. Постельников Е.С., Хераскова Т.Н. Офиолиты на восточном склоне Енисейского кряжа // Докембрий Северной Евразии. ИГГД РАН. С.-Петербург, 1997. С. 87.
 23. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Труды ГИН АН СССР. Вып. 68. М.: Наука, 1962. 737 с.
 24. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибиер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
 25. Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестник Московского университета. Геология. 1993. № 4. С. 22–28.
 26. Condie K.C., Rosen O.M. Laurentia-Siberia connection revisited // Geology. 1984. V. 12. P. 550–554.
 27. Meschede M. A Method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // Chemical Geology. 1986. V. 56. № 4. P. 207–218.
 28. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 62. № 3. P. 53–62.
 29. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. № 2. P. 290–300.
 30. Rogers J.J.W. A history of continents in the past three billion years // The Journ. geol. 1996. V. 104. № 1. P. 91–107.
 31. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magna series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. № 4. P. 325–343.

Рецензенты: Ч.Б. Борукаев, В.Е. Хаин

New Data on the Structure of the Yenisei Range

T. N. Kheraskova

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

Based on new structural data, an original model of the fold-nappe structure of the Yenisei Range is proposed for discussion. It is shown that the modern structure of the range was formed in several stages. Two cycles of nappe formation occurred: one during the Grenville orogeny, the other, in the Late Riphean. Each cycle was accompanied by the obduction of the ophiolites onto the margin of Paleo-Siberia, the subsequent emplacement of collisional granites, and metamorphism. Orogenic motions in Late Riphean–Early Vendian resulted in the partial breakdown of the Riphean structures and the transformation of consedimentational normal faults into reverse faults. The rock sequence and compositions of the Lower(?)–Middle Riphean Rybinsk Complex are described. Its differences from the ophiolite Isakovo Complex are discussed.

УДК 551.24:551.73(470.4)

СТРОЕНИЕ КРЯЖА КАРПИНСКОГО

© 1999 г. Ю. А. Волож*, М. П. Антипов*, Ю. Г. Леонов*, А. Ф. Морозов**, Ю. А. Юров**

*Геологический институт РАН, Москва

**Министерство природных ресурсов РФ, Москва

Поступила в редакцию 03.12.97 г.

В статье рассматриваются вопросы геологического строения кряжа Карпинского. На основе анализа геофизических материалов с учетом данных глубокого бурения построены структурные карты поверхности фундамента, доюрских отложений и охарактеризовано строение консолидированной части земной коры. Дается новая геодинамическая модель эволюции палеозойских и нижнемезозойских структур кряжа, согласно которой это – континентальный рифт, заложившийся в девоне и прошедший несколько этапов развития. Каждый из выделенных этапов характеризуется своеобразием режима осадконакопления. Кряж Карпинского является составной частью крупной Сарматско-Туаркырской рифтовой системы.

ВВЕДЕНИЕ

Полоса линейных дислокаций осадочных пород, протягивающаяся от Сандомирских гор в Польше через Донбасс и далее до п-ова Мангышлак, впервые была выделена А.П. Карпинским, полагавшим, что здесь зарождается новый горный кряж, параллельный Карпатско-Копетдагской цепи гор [15].

Позднее работами А.Д. Архангельского [1] и Н.С. Шатского [16] было показано, что зона, ограниченная линиями Карпинского (термин Э. Зюса), включает морфологически разнородные структуры, объединенные общностью простирания. На западе это система прогибов рифтового типа: Припятский и Днепровско-Донецкий авлакогены, а на востоке – цепь складчатых структур палеозоя, выраженная в мезозойско-кайнозойском чехле в виде поднятий Донбасса, Северо-Бузачинского свода, Мангышлака. В современной литературе полоса поднятий Донбасса и п-ова Бузачи, отделяющая структуры Прикаспийской впадины и Скифской плиты, известна под названием кряжа Карпинского [9, 14].

За более чем полувековую историю изучения кряжа Карпинского было высказано множество различных гипотез о его природе, но наиболее популярными считаются две.

Согласно первой, отраженной на большинстве тектонических карт, кряж Карпинского – это палеозойское складчатое сооружение, которое маркирует положение шва (сутуры), возникшего в конце палеозоя при столкновении Восточно-Европейского континента с мелкими континентальными блоками-микроконтинентами (Устюртский, Северо-Предкавказский, Карабогазский) [6, 11–13]. Одни исследователи полагают, что этот шов протягивается через Южно-Эмбенское поднятие до Ура-

ла [1, 8, 9], другие, через Центрально-Устюртское поднятие ведут его до Тянь-Шаня [4, 5, 10].

В соответствии со второй группой гипотез кряж Карпинского представляет собой инверсированный рифт, который открывался на восток (восточнее Астрахано-Гурьевского разлома) в палеозойский океан [17], либо продолжался как внутриконтинентальная рифтовая система через Мангышлак и Центральный Устюрт до Туркестанского палеоокеана [3], по другим – через Южную Эмбу до Уральского палеоокеана [7].

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ КОРЫ И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В конце 80-х–начале 90-х годов в зоне сочленения Прикаспийской впадины и Скифско-Туранской плиты (кряж Карпинского, Южно-Эмбенское поднятие), а также на Мангышлаке и в акватории Каспия выполнены большие объемы сейсмических исследований МОГТ и пробурен ряд параметрических скважин. Особенно ценными оказались данные бурения в районе кряжа Карпинского (площади Смушковская, Арман, Култай, Северо-Бузачинская, Каражанбасская) и Южно-Эмбенского поднятия (площади Южное Сазтубе, Молодежная, Мансуалмас), где скважинами вскрыты отложения палеозоя мощностью более 1000 м.

Анализ новых данных в совокупности с результатами ранее выполненных работ КМПВ позволяет предложить принципиально новую точку зрения на строение юго-восточного угла Восточно-Европейской платформы и тектоническую позицию кряжа Карпинского, то есть зоны мезозойско-кайнозойских поднятий, протягивающихся вдоль северной границы Скифской плиты от Донбасса до Северо-Бузачинского свода.

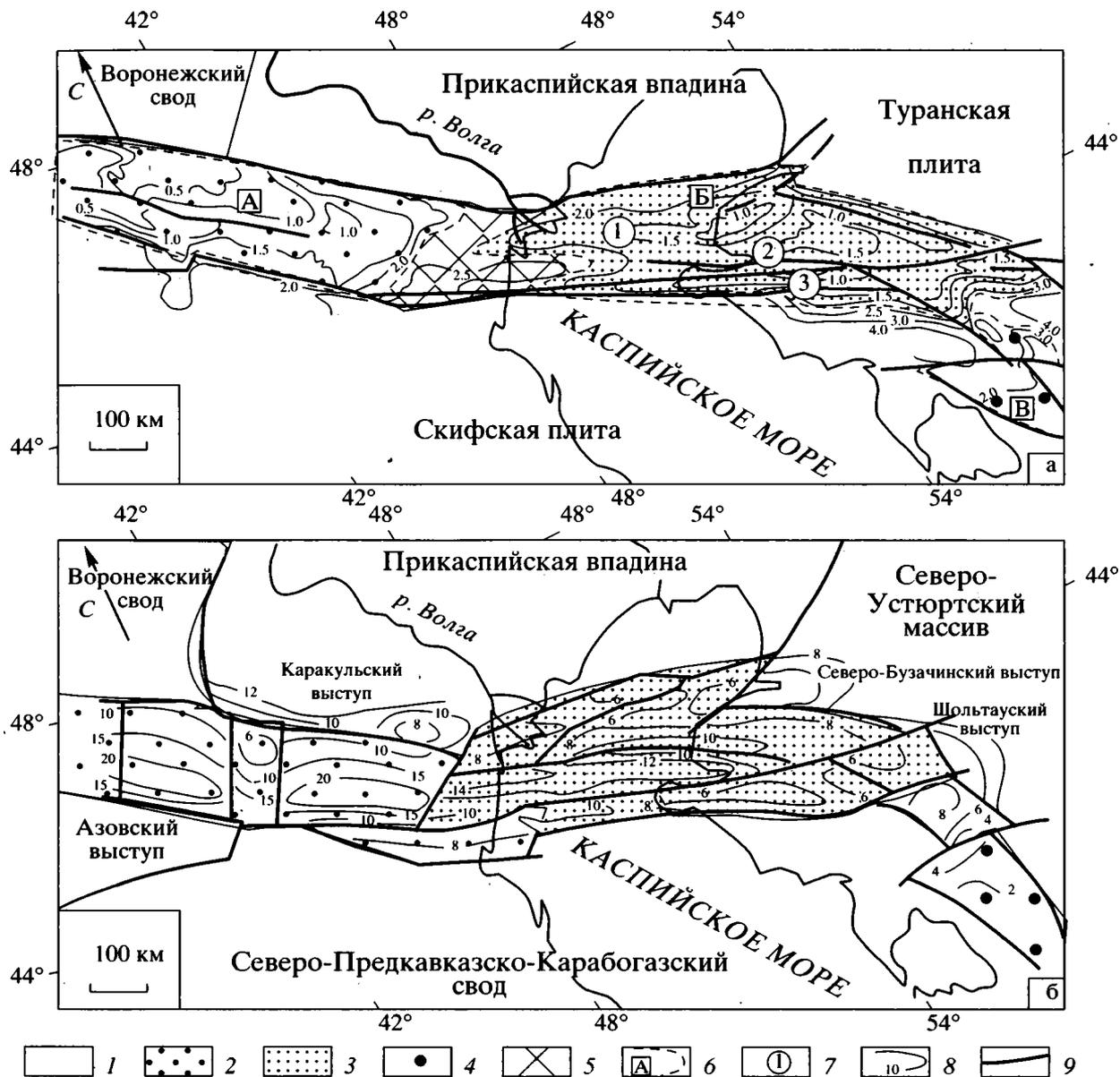


Рис. 1. Структурные карты кряжа Карпинского, построенные по кровле доюрского комплекса (а) и по кровле фундамента (б).

1 – области обрамления кряжа Карпинского; 2–5 – структурные сегменты кряжа Карпинского; 2 – Донбасс-Элистинский (А), 3 – Мангышлак-Бузачинский (Б), 4 – Туаркырский (В), 5 – область раздела структурных элементов кряжа; 6 – границы структурных элементов; 7 – структуры Мангышлак-Бузачинского сегмента (1 – Полдневско-Северобузачинское поднятие, 2 – Южно-Бузачинский прогиб, 3 – Центрально-Мангышлакское поднятие); 8 – изолинии поверхности доюрских отложений и поверхности фундамента в км; 9 – основные разломы.

На карте поверхности доюрского несогласия выделяются два мегавала: Донбасс-Элистинский и Мангышлак-Бузачинский, разделенные неглубокой седловиной, расположенной к востоку от г. Элиста. При этом восточный сегмент кряжа Карпинского имеет более сложное строение. Здесь контрастно обособливаются две параллельные полосы поднятий: Полдневско-Северобузачинская и Центрально-Мангышлакская, раз-

деленные Южно-Бузачинским линейным прогибом (рис. 1а).

На карте поверхности фундамента кряжу Карпинского отвечает узкий трогообразный прогиб, в наиболее глубокой части которого фундамент погружен на глубину до 20 км. С севера и юга он ограничен цепью выступов. На севере они представлены Воронежским сводом и продолжающимися его к востоку Каракульским, Северо-Бузачинским

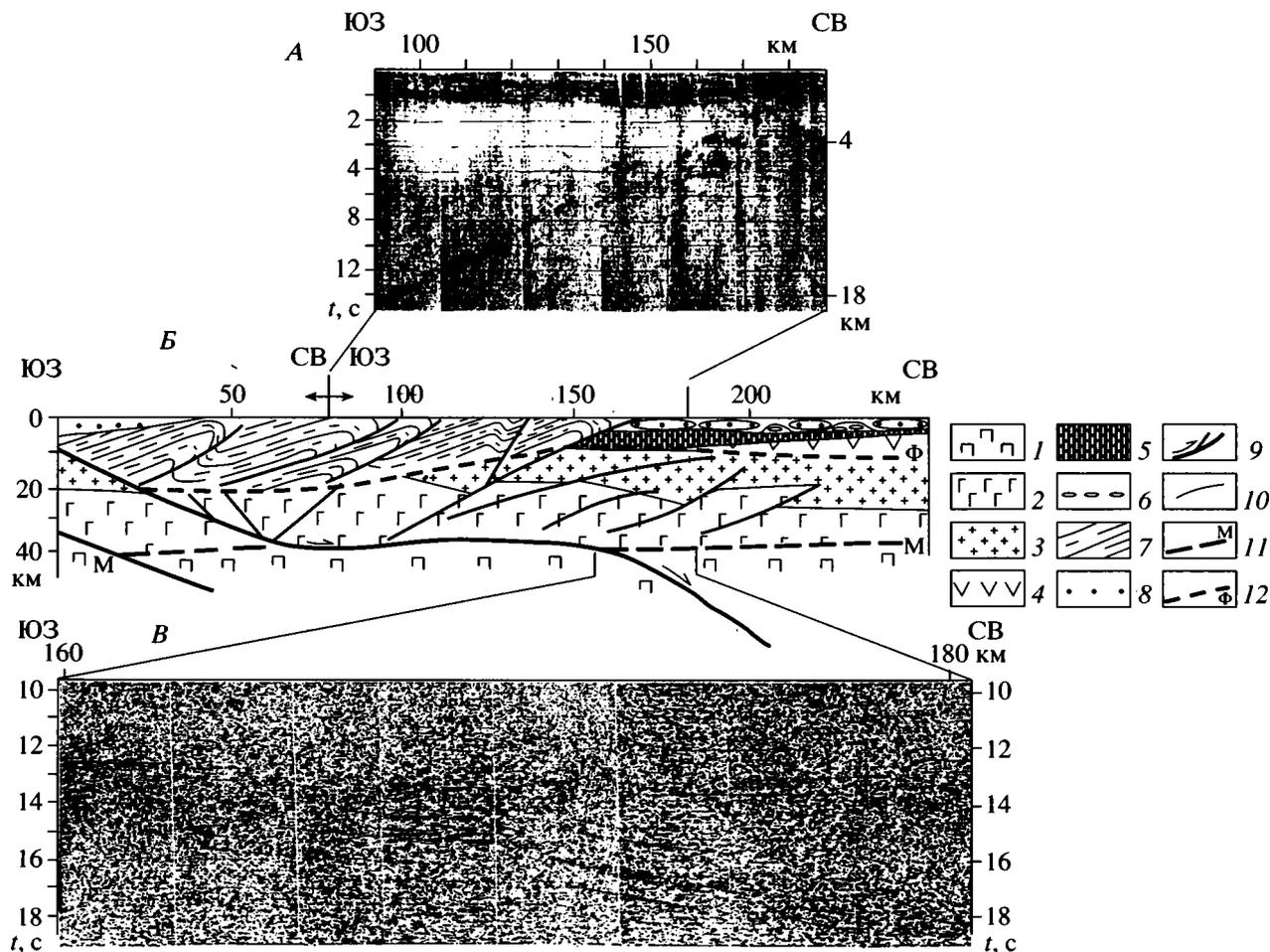


Рис. 2. Фрагменты записи временных сейсмических разрезов (А, В) и геолого-геофизический профиль (Б) земной коры через кряж Карпинского.

1 – верхняя мантия; 2 – нижняя часть коры (базальтовый слой); 3 – верхняя часть коры (гранитно-метаморфический слой); 4–8 – образования осадочного чехла: 4 – осадочно-вулканогенные, 5 – карбонатные, 6 – соленосные, 7 – терригенные, деформированные, 8 – терригенные, не деформированные; 9 – основные разломы и направление движений по ним; 10–12 – границы: 10 – комплексов, 11 – поверхность Мохо, 12 – поверхность консолидированной коры.

и Шольтаусским выступами, а на юге – Северо-Предкавказско-Карабогазским сводом (рис. 16). Структурная обособленность западного (Донбасс-Элистинского) и восточного (Мангышлак-Бузачинского) сегментов кряжа Карпинского, намеченная по особенностям строения юрско-мелового комплекса, еще более ярко проявлена в структуре поверхности фундамента. Так, в Донбасс-Элистинском сегменте фундамент залегает на глубинах до 20 км, а в Мангышлак-Бузачинском – 8–12 км. Отличается и степень структурной расчлененности фундамента в этих сегментах. На разрезе, пересекающем Донбасс-Элистинскую зону видно, как отражающий горизонт, связанный с поверхностью фундамента, без заметных структурных осложнений моноκлиально погружается в южном направлении от 8 до 20 км (рис. 2). Иная картина наблюдается на профиле, пересекающем Мангышлак-Бузачинскую зону – отражающий

горизонт, связанный с поверхностью фундамента, прослеживается фрагментарно благодаря участию фундамента в сложной складчато-надвиговой структуре (рис. 3).

Как показывает сейсмостратиграфический анализ, разрез осадочного чехла кряжа Карпинского однообразен. На профиле, пересекающем его в районе г. Астрахань видно, что разрез начинается отложениями девонского возраста, которые непосредственно налегают на фундамент. На это указывает схождение опорных сейсмических горизонтов П П (подошва нижнего девона) и Ф (кровля фундамента) непосредственно к югу от Астраханского свода (рис. 4).

По сейсмостратиграфическим данным в доюрской части разреза осадочного чехла кряжа Карпинского выделяются доверхнедевонский, верхнедевонско-нижнепермский, кунгурско-верхнеперм-

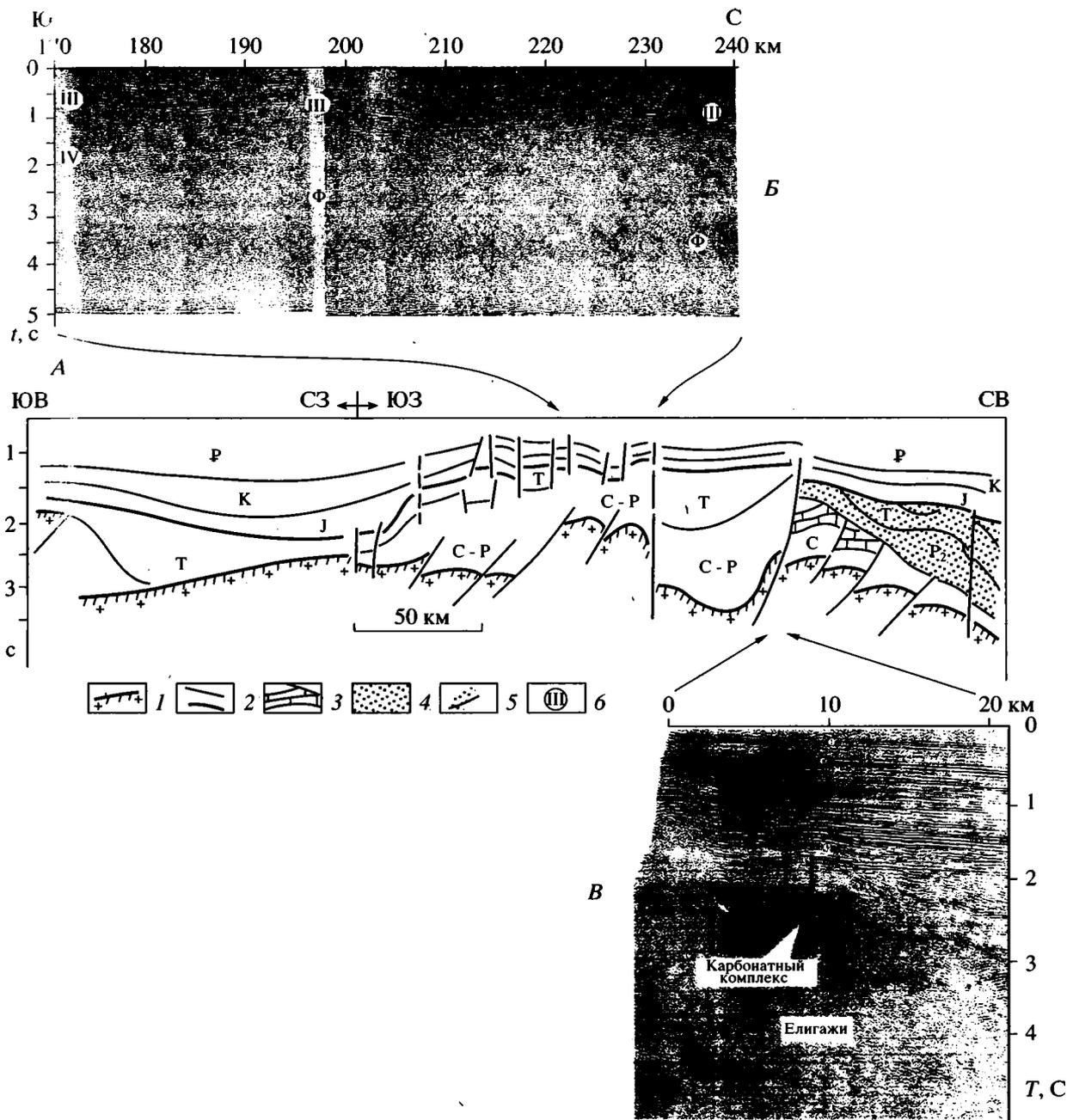


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез (А) через восточную часть кряжа Карпинского и фрагменты временных сейсмических разрезов, иллюстрирующие надвиги в центральной (Б) и северной (Б') зонах.

1 – поверхность фундамента; 2 – стратиграфические границы; 3 – карбонатные комплексы верхнего палеозоя; 4 – терригенные верхнепермско-триасовые толщи; 5 – разломы; 6 – индексы основных отражающих горизонтов на временных сейсмических разрезах.

ский и триасовый литолого-стратиграфические комплексы. В строении верхнедевонско-нижнепермского комплекса участвуют три подкомплекса. На рис. 5а показана сводная литолого-стратиграфическая колонка доюрского комплекса, составленная по материалам сейсморазведки МОГТ и бурения. Мощность комплексов в ней

указана по сейсмическим данным, а состав – по данным бурения (рис. 5б). Структурные несогласия, указанные в колонке, в различных сегментах кряжа Карпинского выражены неодинаково: в Донбасс-Элистинском сегменте главное несогласие проходит в подошве кунгурских отложений, в Мангышлак-Бузачинском – в подошве юрских, а

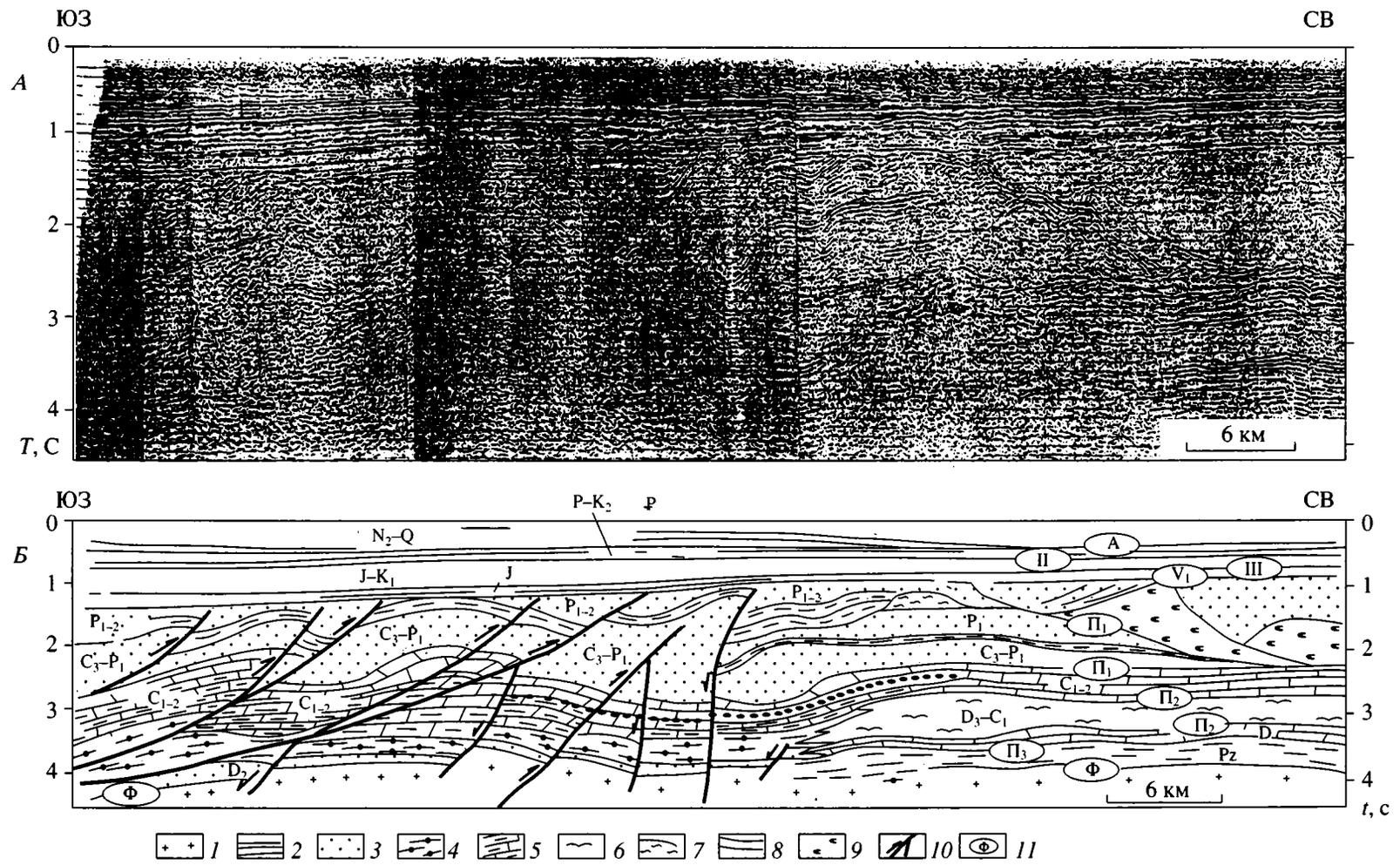


Рис. 4. Временной разрез через северный склон кряжа Карпинского в районе сочленения с Астраханским поднятием (А) и его геологическая интерпретация (Б). 1 – поверхность фундамента; 2 – отражающие площадки и горизонты; 3–4 – терригенные отложения: 3 – преимущественно песчаные, 4 – глубоководные, преимущественно глинистые; 5 – глинистые и карбонатно-глинистые отложения; 6 – отложения карбонатных платформ; 7 – рифовые постройки; 8 – карбонатные отложения; 9 – кунгурские соли и ангидриты; 10 – разломы; 11 – индексы опорных отражающих горизонтов.

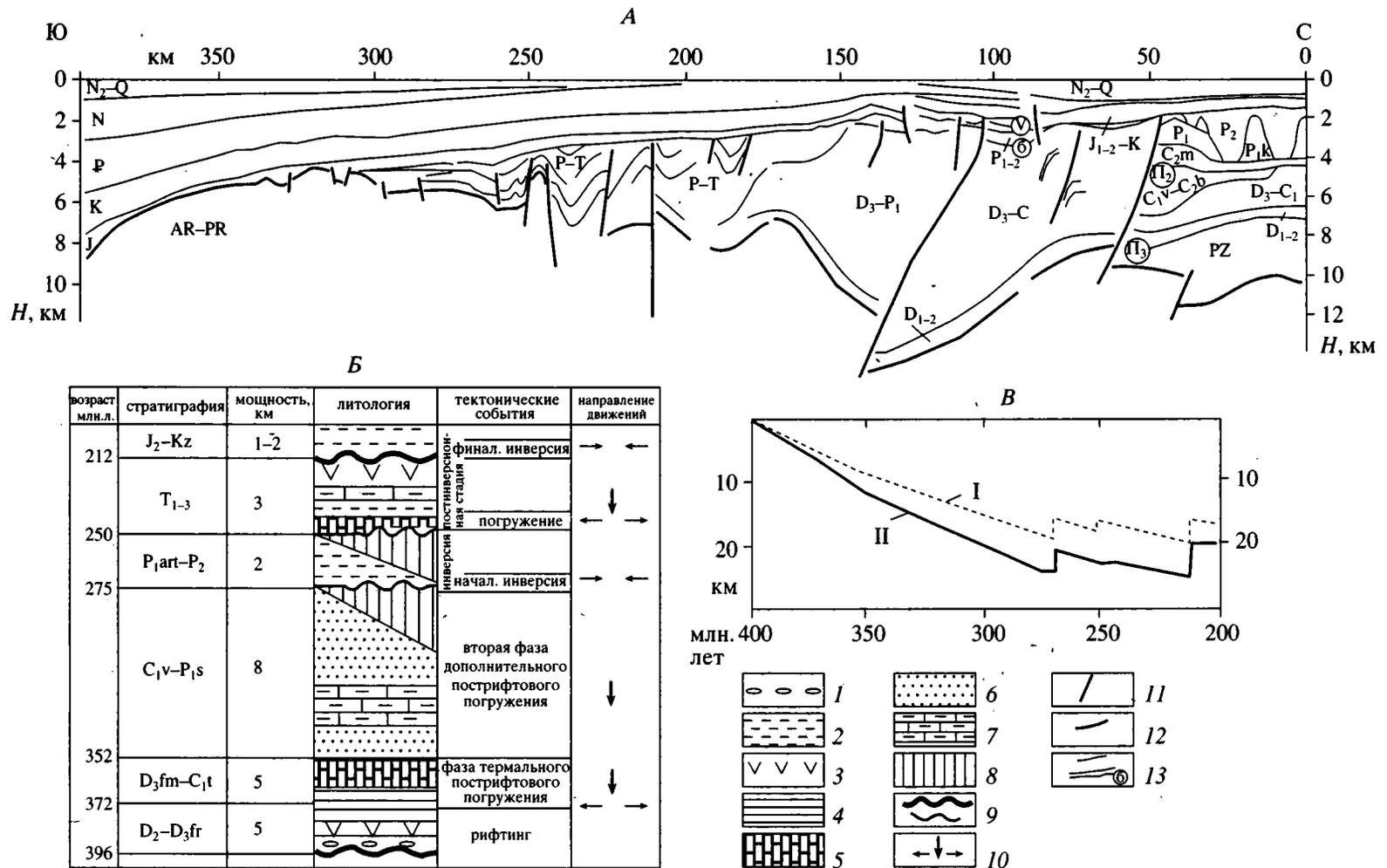


Рис. 5. Сводный геолого-геофизический разрез осадочного чехла кряжа Карпинского: А – геологический разрез; Б – сводная литолого-стратиграфическая колонка; В – кривая тектонического погружения (I – кривая общего погружения; II – то же с учётом уплотнения осадков).
 1–7 – осадочные породы: 1 – конгломераты, 2 – терригенные, 3 – вулканогенно-осадочные, 4 – глинистые, 5 – известняки, 6 – песчанистые, 7 – доломиты; 8 – перерывы осадконакопления; 9 – главные и второстепенные несогласия; 10 – направления движений блоков; 11 – разломы; 12 – стратиграфические границы; 13 – опорные отражающие горизонты и их индексы.

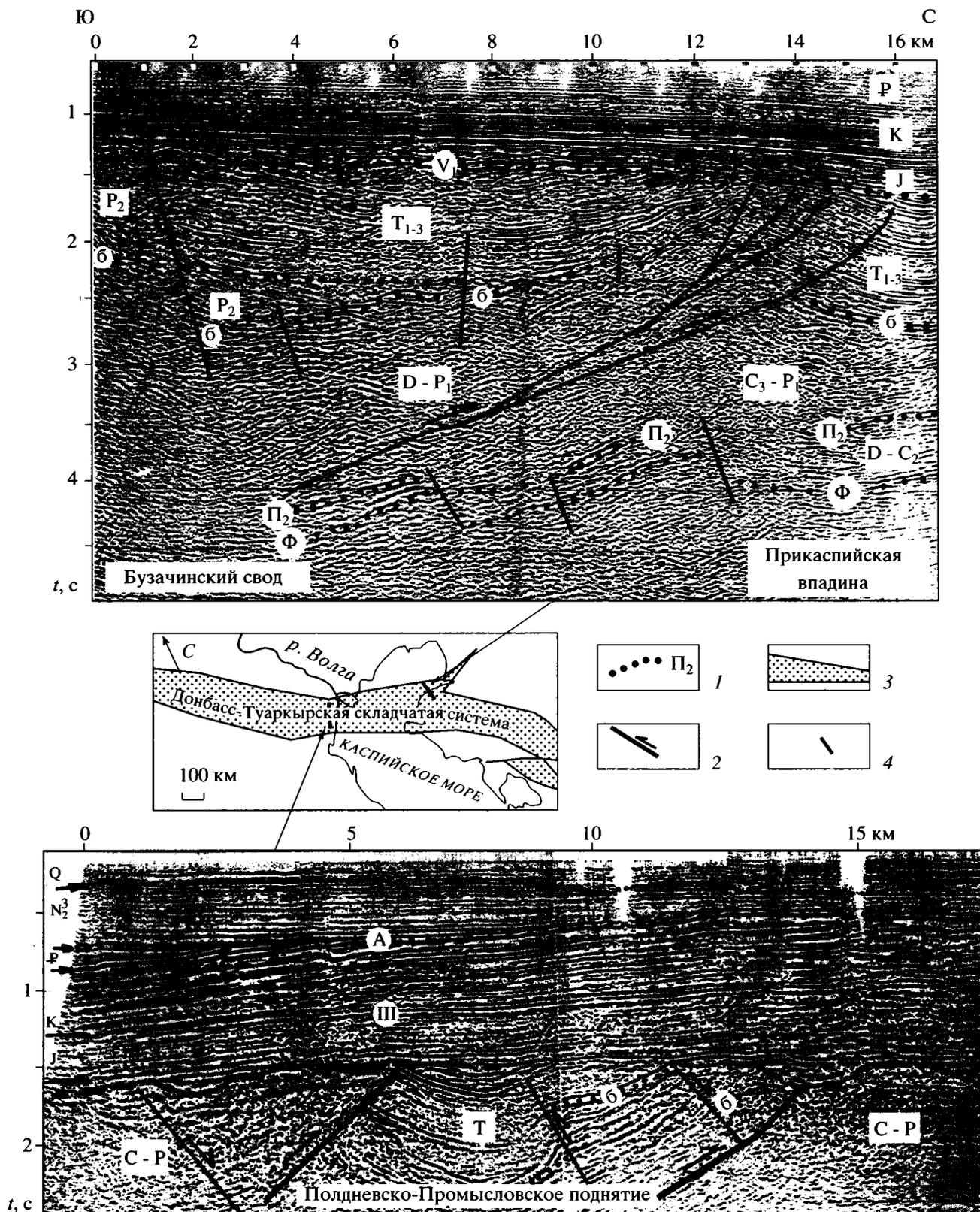


Рис. 6. Фрагменты временных разрезов, иллюстрирующие проявление предъюрского и предпермского складчатых несогласий в районе кряжа Карпинского. Схема в центре показывает местоположение разрезов.

1 – опорные сейсмические горизонты и их индексы; 2 – разломы (стрелки указывают направления перемещений); 3 – Донбасс-Туаркырская складчатая система; 4 – линии профилей на схеме.

на севере – в подошве и кунгурских и юрских отложений (рис. 6).

Для выявления природы кряжа Карпинского важное значение имеют данные о строении консолидированной части коры. Поверхность Мохоровичича (преломляющий горизонт с $v_r = 8.1$ км/с) в зоне кряжа уверенно определена на трех профилях, где удалось зарегистрировать преломленную волну от этой границы в первых вступлениях. Первый профиль проходит вблизи восточного края Большого Донбасса, второй – на меридиане Элисты, третий – в районе Восточно-Мангышлакских дислокаций. На всех профилях граница М залегает на глубинах порядка 40 км. На карте поверхности М, составленной с учетом сейсмологических и других геофизических данных, видно, что в рельефе этой границы кряж отчетливо отображения не находит. Хотя в целом в его зоне наблюдается небольшое погружение поверхности М (рис. 7).

Мощность консолидированной части земной коры, и ее параметры по простиранию кряжа изменяются. В Донбасс-Элистинском сегменте она составляет 20 км и характеризуется повышенными значениями скорости продольных сейсмических волн >6.5 км/с. В Мангышлак-Бузачинском мощность консолидированной коры – 30 км, а скорость сейсмических волн – 5.7 км/с.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИСТЕМЫ СТРУКТУР КРЯЖА КАРПИНСКОГО

Особенности строения земной коры и осадочно-чехла позволяют рассматривать кряж Карпинского в качестве континентального рифта, заложившегося в девоне. В его позднедевонско-триасовой истории развития выделяются этапы: франкий, фаменско-турнейский, визейско-ассельский, кунгурско-верхнепермский и триасовый. Франкий этап – это время заложения рифтового прогиба и накопление собственно рифтового комплекса. Фаменско-турнейское время – этап относительно спокойного погружения и образование некомпенсированной топодессии, заполненной комплексом глинистых относительно глубоководных отложений. Визейско-ассельское время – этап ускоренного погружения и активного осадконакопления. Сформировавшийся в это время комплекс терригенных отложений компенсировал ранее образовавшуюся депрессию. На границе ранней перми отмечаются первые инверсионные движения. Кунгурско-позднепермское время – этап формирования инверсионного комплекса, который накапливался в тылу складчатого сооружения, существовавшего вдоль северного края рифта. В триасе, отложения которого широко развиты на окружающих пространствах Скифско-Туранской плиты и

Прикаспийской впадины, отмечается новая фаза прогибания, связанная, по-видимому, с региональным растяжением, охватившим большую часть Восточно-Европейского континента.

Завершается развитие рифтовой системы кряжа Карпинского в предъюрское время в связи с орогеническими процессами, активно проявившимися на юго-востоке Евразийского континента. Орогенические движения этого времени неодинаково проявились в зоне кряжа. В Мангышлак-Бузачинском сегменте они выразились в виде складчатых деформаций и последующей эрозии, а Донбасс-Элистинском – в виде активного орогенического поднятия, сопровождавшегося эрозией значительной части ранее накопившихся отложений. Принципиальная схема развития кряжа Карпинского показана на рис. 8. Заложение рифтовой системы кряжа Карпинского вероятнее всего проходило по модели Вернике, существенным элементом которой является наличие пологого глубинного срыва, рассекающего кору. Этот вывод подтверждается результатами интерпретации данных отраженных волн. Действительно, на профиле с глубиной регистрации сейсмических волн до 20 секунд, наблюдаются отчетливые отражения от поверхности пологого срыва, рассекающего всю кору и уходящего в верхнюю мантию (см. рис. 2б, в [2]). Аналогичная волновая картина зафиксирована и по профилю ГСЗ, пересекающему складчатое сооружение Большого Донбасса (рис. 9).

Таким образом, материалы бурения и сейсморазведки позволяют рассматривать кряж Карпинского как внутриконтинентальную рифтовую структуру. Она является составной частью более крупной рифтовой системы, включающей на западе Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, а на юго-востоке – Туаркырскую группу мезозойско-кайнозойских инверсионных поднятий, расположенных над прогибом фундамента. На генетическое и структурное единство кряжа Карпинского и Туаркырских инверсионных поднятий указывают непрерывное продолжение в их основании прогиба фундамента и ограничивающих его разломов, а также общий стиль деформации осадочных пород, выполняющих этот прогиб (рис. 10).

Для этой системы характерно: а) односторонняя, с юга на север вергентность складчатых структур, за исключением некоторых участков с обратной вергентностью; б) асимметричность прогиба фундамента (южный борт более крутой); в) усиливающаяся с запада на восток интенсивность пострифтовой инверсионной складчатости, связанной со сжатием этой системы в раннепермское время в результате коллизионных процессов в ходе закрытия Урало-Туркестанского палеоокеана. Сжатие практически не затронуло При-

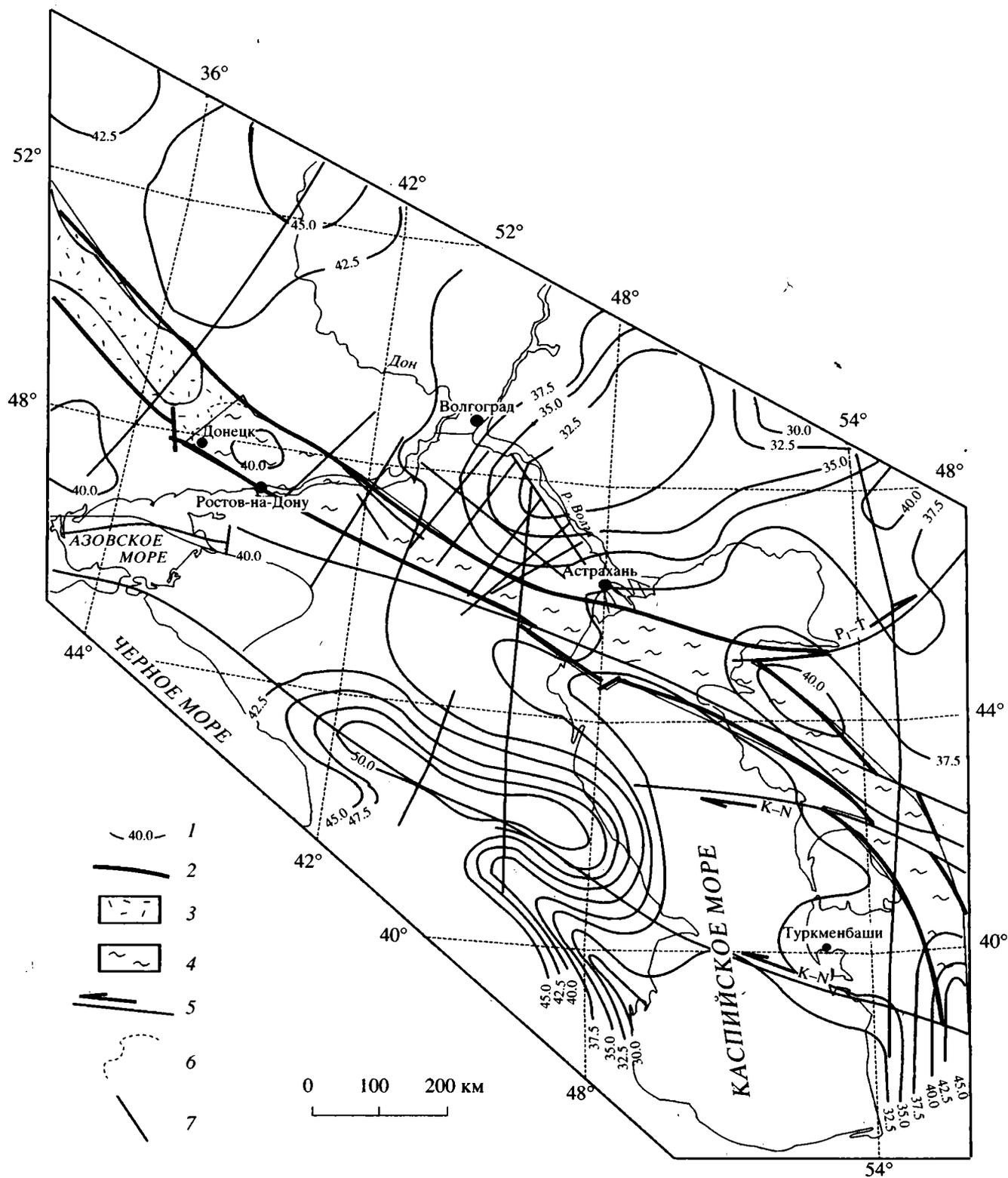


Рис. 7. Структурная карта по поверхности Мохоровичича.

1 – изогипсы поверхности М, км; 2 – граничные разломы Сарматско-Туаркырской рифтовой системы; 3 – Припятско-Донецкий авлакоген; 4 – Донбасс-Туаркырская складчатая система; 5 – сдвиги (стрелками указаны направления перемещения; индексом – возраст); 6 – граница Донбасского сегмента; 7 – линии профилей МОГТ и ГСЗ.

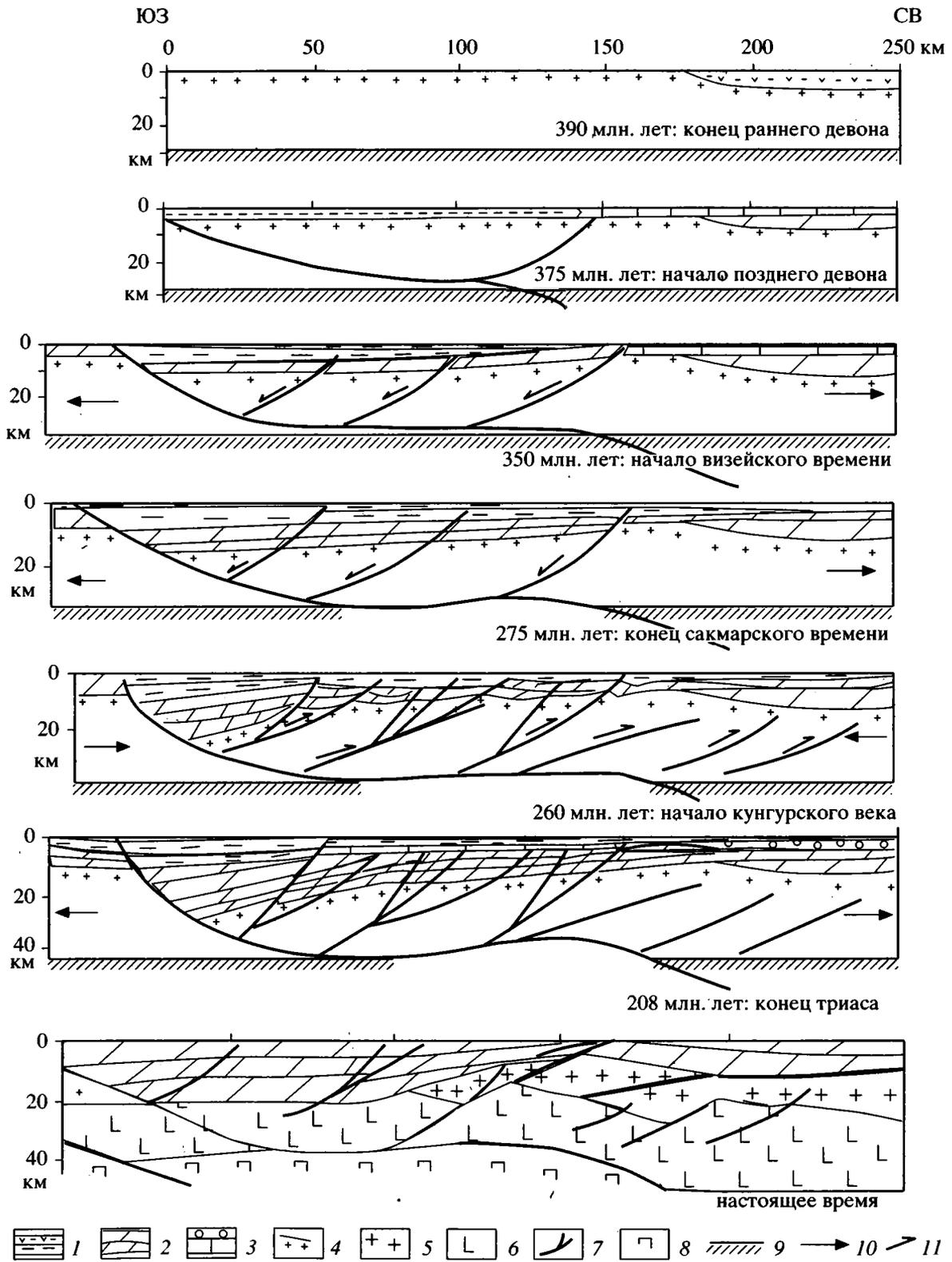


Рис. 8. Принципиальная схема развития кряжа Карпинского.

1-4 – образования осадочного чехла: 1 – терригенные и вулканогенно-осадочные, 2 – осадочные комплексы, не расчлененные, накопившиеся в предшествующие показанному на каждом профиле интервалы времени. 3 – карбонатные и галогенные, 4 – поверхность фундамента; 5-6 – консолидированная кора: 5 – верхняя, 6 – нижняя; 7 – разломы; 8 – мантия; 9 – положение границы М; 10 – направления горизонтальных напряжений; 11 – направления движений по разломам.

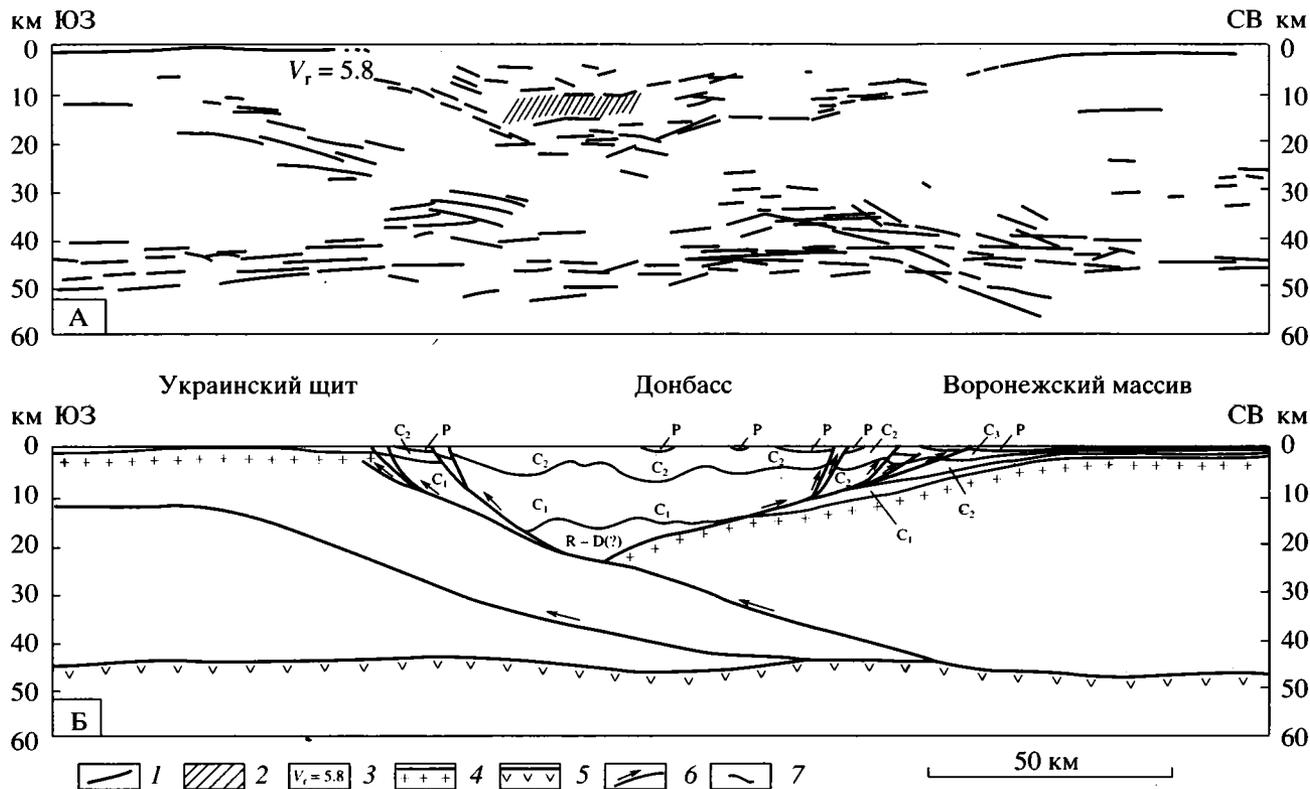


Рис. 9. Сейсмический профиль ГСЗ-КМПВ через Большой Донбасс (А) и его геологическая интерпретация (Б) [2].
 1 – отражающие площадки; 2 – волновод; 3 – граничная скорость км/с; 4 – кровля фундамента; 5 – поверхность Мохо; 6 – поверхности тектонических срывов; 7 – стратиграфические границы.

пятско-Днепровско-Донецкую систему рифтовых прогибов. В Донбасс-Элистинском поднятии оно было, несмотря на внешнюю эффективность, минимальным, так как складчатыми деформациями затронут лишь осадочный чехол. В Северо-Бузачинско-Мангышлакской зоне поднятий фундамент участвует в деформациях совместно с осадочным чехлом. В Туаркырской зоне поднятий сжатие было максимальным. Здесь осадочный чехол совместно с породами фундамента формирует единую систему чешуйчатых покровных складок.

Вывод о продолжении структуры кряжа Карпинского в район Туаркыра и об их общем происхождении не является тривиальным. Многие исследователи считают, что восточное продолжение кряжа Карпинского следует искать в пределах либо Южно-Эмбенского, либо Центрально-Устюртского поднятий, с чем нельзя согласиться. Сейчас есть все основания считать доказанным, что Южно-Эмбенское поднятие представляет собой не рифтогенную, а наложенную приразломную структуру, генетически связанную с крупным раннепермским сдвигом. К такому выводу однозначно приво-

дит интерпретация временного сейсмического разреза (рис. 11).

Присдвиговую природу имеет, по-видимому, и Центрально-Устюртское мезозойско-кайнозойское поднятие, которое представляет собой поднятый блок фундамента, в зоне крупного трансконтинентального сдвига, заложившегося в начале юры. Из области Южного Тянь-Шаня он протягивается через всю Скифско-Туранскую плиту до Азовского моря, пересекая Донбасс-Туаркырскую зону. Движения по этому сдвигу продолжают до настоящего времени.

Таким образом, из сказанного следует вывод о существовании единой Сарматско-Туаркырской рифтовой системы, протянувшейся от линии Торнквиста до Копетдагского сдвига. Она начала формироваться в девоне на тетической окраине палеозойского Восточно-Европейского континента.

Контуры этого континента определились в результате позднебайкальской орогении, в ходе закрытия Доуральского океана и коллизии дорифейской континентальной литосферной плиты с более мелкими континентальными блоками (Восточно-Прикаспийским, Северо-Устюртским, Предкавказ-

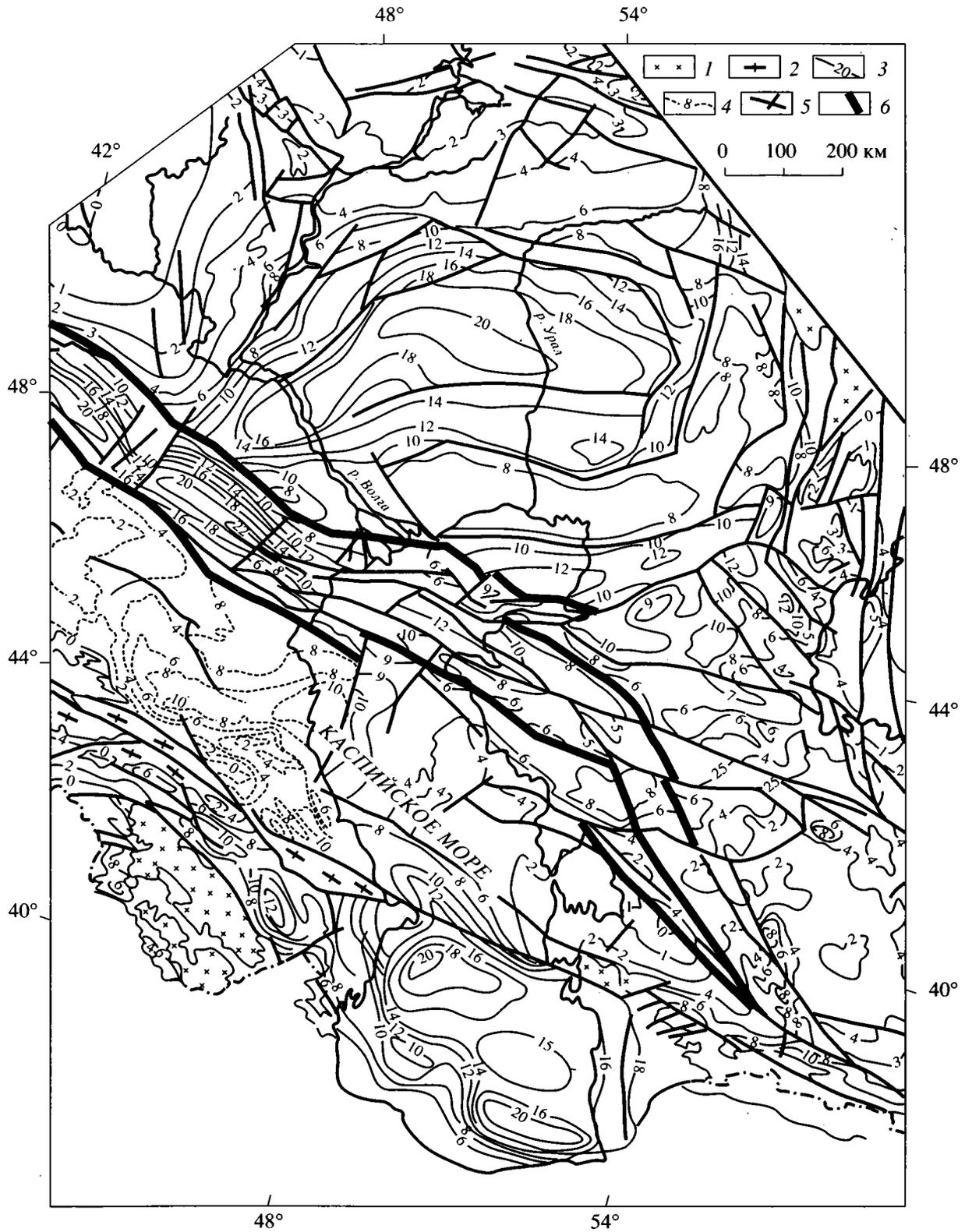
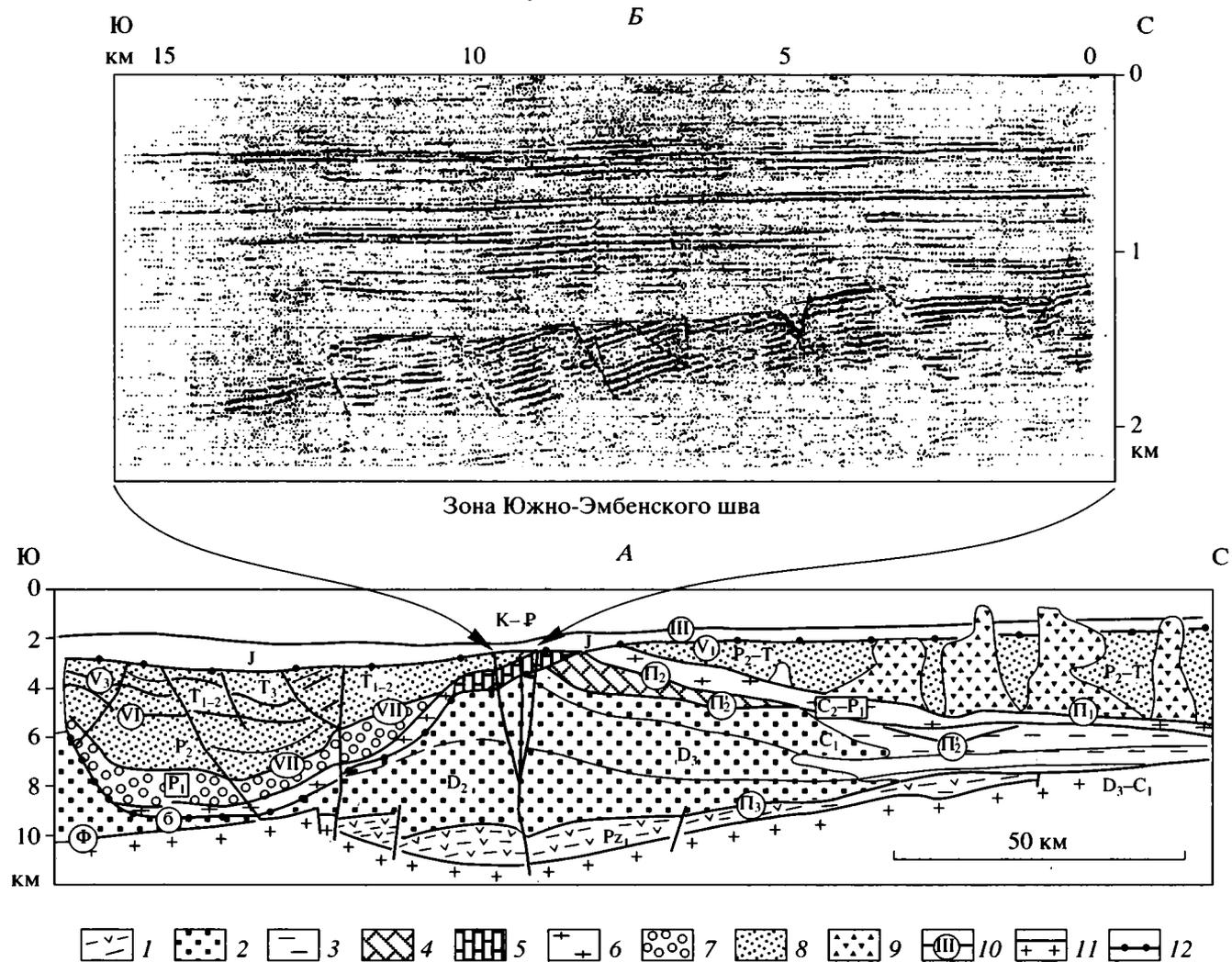


Рис. 10. Структурная карта поверхности консолидированной коры (кровля фундамента) Каспийского сектора Перитетиса.

1 – выходы пород фундамента на поверхность; 2 – выходы складчатых пород альпийского пояса; 3 – изогипсы поверхности дорифейского фундамента; 4 – изогипсы поверхности палеозойского фундамента в Терско-Каспийском прогибе; 5 – разломы; 6 – разломы, ограничивающие кряж Карпинского.



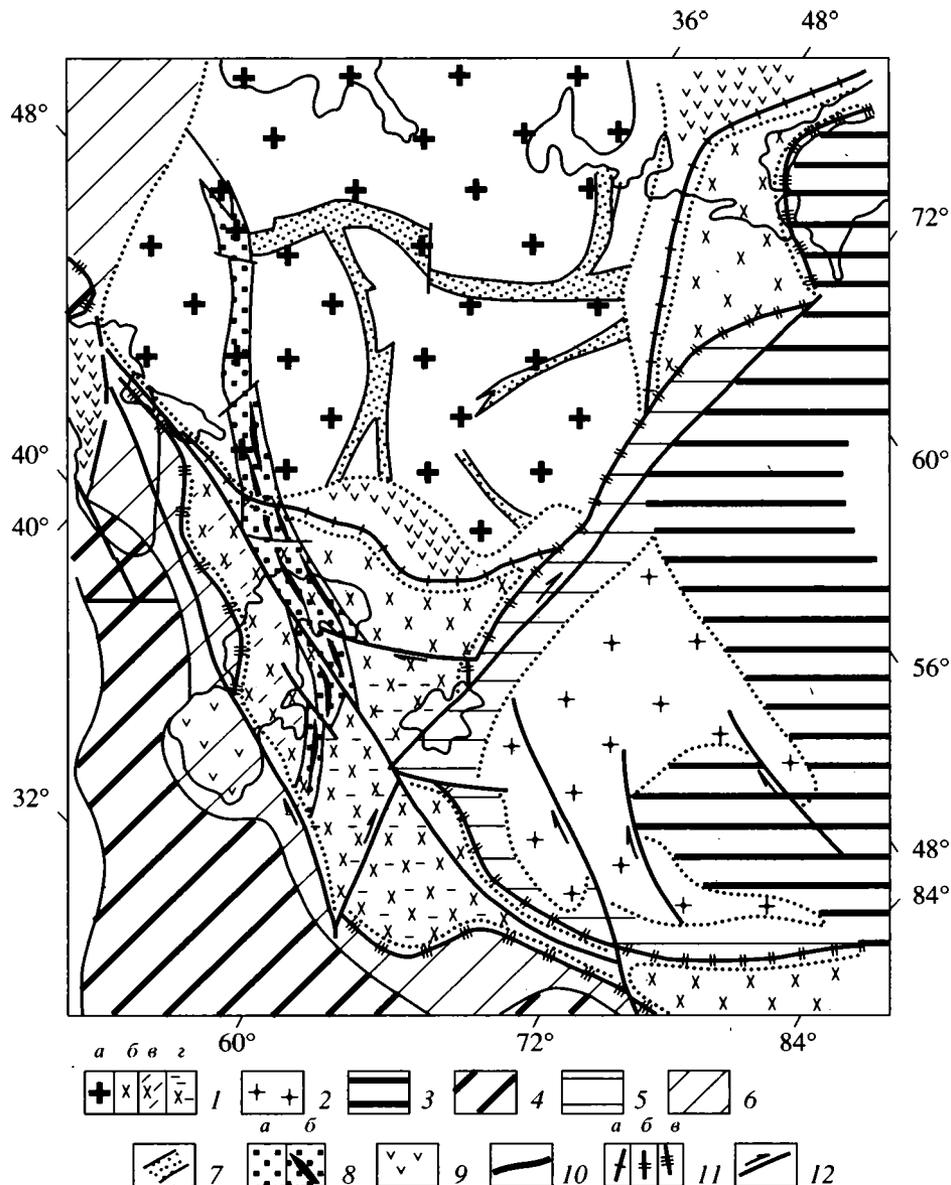


Рис. 12. Тектоническая схема Восточно-Европейской платформы и Скифско-Туранской ситы.

1 – Восточно-Европейский континент: *a* – дорифейской консолидации, *б-г* – рифейской консолидации (*б*), активизированный в раннепермское (*в*), в раннетриасовое время (*г*); 2 – Казахстанский континент; 3–4 – складчатые пояса: 3 – рифейско-палеозойский Центрально-Азиатский, 4 – палеозойско-кайнозойский Альпийско-Гималайский; 5–6 – складчатые системы: 5 – позднепалеозойская Урало-Тяньшаньская, 6 – киммерийская Кавказско-Гиссарская; 7 – рифейские авлакогены; 8 – Туранско-Сарматский палеозойский линеймент: Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген (*a*) и Донбасс-Туаркырская складчатая зона (*б*); 9 – области с утоненной высокоскоростной корой; 10 – границы континентальных блоков; 11 – сутурные зоны: поздне-рифейско-вендские (*a*), палеозойские (*б*) и кайнозойские (*в*); 12 – пермские и мезозойско-кайнозойские сдвиги.

ровал в глубь континента в виде трансформного разлома (палеоаналог современного разлома Сан-Андреас), вдоль которого последовательно закладывались Мангышлак-Бузачинский, Донбасс-Элистинский, Днепровско-Донецкий и Припятский рифтовые прогибы.

В ранней перми восточные прогибы Сарматско-Туаркырской рифтовой системы частично инверсировали, сформировав Донбасс-Туаркырскую складчатую систему, а западные (Припятско-Донецкая система авлакогенов) прекратили свое активное развитие.

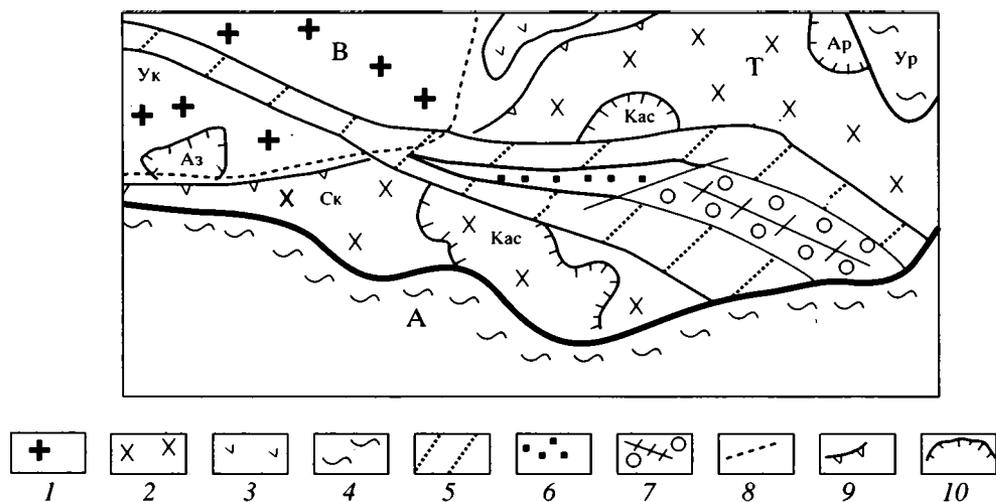


Рис. 13. Палинпастические реконструкции Сарматско-Туаркырской складчатой системы.

1 – Русская плита (Ук – Украинский щит, В – Воронежский массив); 2 – Рифейские блоки (Ск – Скифский, Т – Туранский); 3 – субокеаническая кора; 4 – складчатые пояса (А – Альпийский, Ур – Уральский); 5 – Донбасс-Туаркырская рифтовая система; 6 – утоненная кора; 7 – океаническая кора рифта; 8 – граница дорифейского континента; 9 – рифейская сutura; 10 – границы современных морей (Ар – Аральского, Аз – Азовского, Кас – Каспийского).

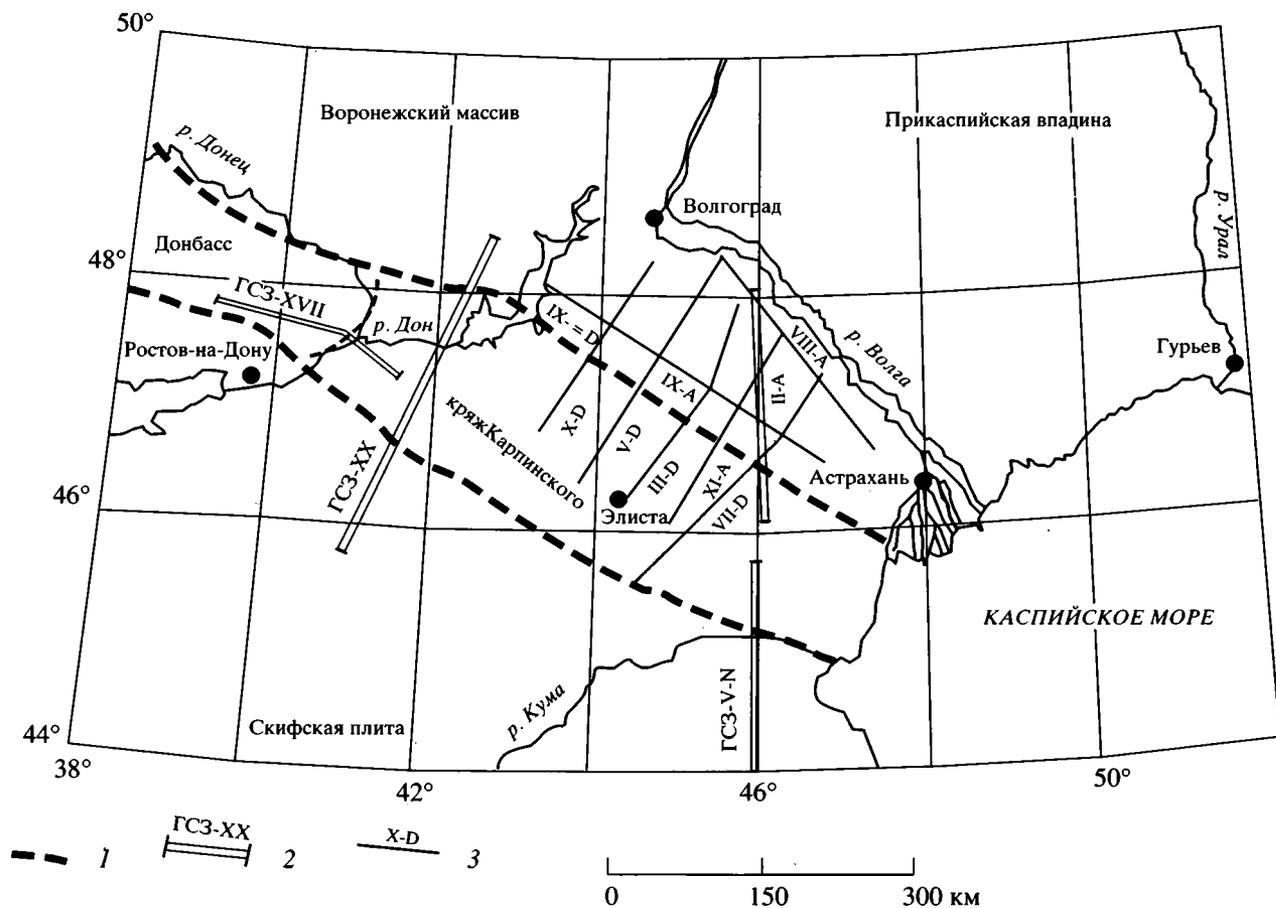


Рис. 14. Схема изученности кряжа Карпинского методом ГСЗ и КМПВ.

1 – граница кряжа Карпинского; 2 – профили ГСЗ, вдоль которых граница М получена в первых вступлениях (двойные линии); 2 – профили КМПВ, вдоль которых в первых вступлениях получена волна от поверхности фундамента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основании анализа геолого-геофизических данных, выделенная как единая тектоническая единица, Сарматско-Туаркырская рифтовая система может рассматриваться в качестве тектонотипа внутриконтинентальных рифтов, прошедших цикл полного своего развития и служить прекрасным объектом для создания геодинамической модели развития рифтовых систем этого типа. Слагающие ее структуры имеют существенные морфологические отличия: на западе это неинверсированный Припятско-Донецкий авлакоген, а на востоке – Донбасс-Туаркырская складчатая система.

2. Различия в пострифтовой истории развития отдельных частей этой системы объясняются, очевидно тем, что они оказывались в разном положении по отношению к действию внешних сил, вызвавших интенсивную деформацию и инверсию прогибов на востоке и почти не затронувших западные части рифтовой системы.

В настоящее время западная Припятско-Донецкая часть Сарматско-Туаркырская рифтовая система является объектом детального изучения в рамках программы “ЕВРОПРОБА”. Очевидно, что эта часть программы, касающаяся изучения рифтовых систем будет неполной без столь же детального изучения восточного продолжения этой рифтовой системы, либо как минимум кряжа Карпинского. Надо учитывать, что в пределах последнего проведен большой уже сейчас глубинных исследований, позволяющий уже сейчас рассматривать его в качестве подготовленного объекта (рис. 14).

Работа выполнена при финансовой поддержке ИНТАС (94-1805), проекта 1.1.2 программы “Глобальные изменения среды и климата” и международной программы Перитетис (95-96/61).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельский А.Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.: Гостехиздат, 1947. 376 с.
2. *Бродский А.Я., Шайдаков В.А., Шлезингер А.Е., Штунь С.Ю.* Строение верхней мантии и консолидированной коры в зоне сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1993. Т. 333. № 3. С. 341–343.

3. *Волож Ю.А., Сапожников Р.Б.* Строение фундамента Западного Казахстана // Советская геология. 1974. № 2. С. 78–93.
4. *Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с.
5. *Гарецкий Р.Г.* Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16–28.
6. Геодинамическая карта СССР. М-6 1 : 2 500 000 / Под ред. Л.П. Зоненшайна, Л.М. Натанова, Н.В. Межеловского. М.: Изд-во ГУГК, 1990.
7. *Кунин Н.Я., Сапожников Р.Б.* К вопросу о тектонике, перспективах нефтегазоносности и природе магнитных и гравитационных аномалий Южно-Эмбенского района // К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1969. С. 180–204.
8. *Летавин А.И.* Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980. 151 с.
9. *Мирчинк М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П.* Тектоника Предкавказья. М.: Гостехиздат, 1963. 237 с.
10. *Муратов М.В.* Взаимоотношение складчатого основания и чехла молодых платформ // Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972. С. 116–120.
11. Тектоническая карта Европы и смежных областей. М-6 10 000 000 / Под ред. В.Е. Хаина, Ю.Г. Леонова. М.: Изд-во ГУГК, 1979.
12. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000) / Под ред. А.В. Пейве и А.Л. Яншина. М.: Наука, 1980. 100 с.
13. Тектоническая карта Евразии. М-6 5 000 000 / Под ред. А.Л. Яншина. М.: Изд-во ГУГК, 1985.
14. *Успенская Н.Ю.* Проблемы нефтеносности Калмыcko-Сальских и Нижневолжских степей. М.: Издание ОНТИ, 1935. 74 с.
15. *Шатский Н.С.* О работах А.П. Карпинского по тектонике Восточно-Европейской (Русской платформы) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1947. № 1. С. 33–50.
16. *Шатский Н.С.* О прогибах донецкого типа. М.: Наука, 1964. Т. II. С. 544–553.
17. *Sobornov K.O.* Geodynamic evolution of the Karpinsky swell // Extended abstract book. 58th EAGE Conference and Technical Exhibition. Amsterdam, 1996. P. 73–75.

Рецензенты: В.Е. Хаин, Н.В. Короновский

Structure of the Karpinsky Ridge

Yu. A. Volozh*, M. P. Antipov*, Yu. G. Leonov*, A. F. Morozov**, and Yu. A. Yurov**

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

**Russian Ministry of Natural Resources, B.Gruzinskaya ul. 4/6, Moscow, 123242 Russia

The geologic structure of the Karpinsky Ridge is discussed based on the analysis of geophysical and deep drilling data. Structural maps of the basement surface are presented, and the structure of the consolidated crust is described. A new geodynamic evolution model is proposed for the Paleozoic and Early Mesozoic structures of the ridge. According to this model, the ridge is a continental rift that originated in the Devonian and experienced several stages of evolution. Each stage was characterized by its own sedimentation style. The Karpinsky Ridge is a segment of the major Sarmat–Tuarkyr rift system.

УДК 551.242.2(267)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОЖА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

© 1999 г. Е. Е. Милановский, **В. Е. Милановский***Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Поступила в редакцию 20.05.97 г.

Характеризуется существовавшая в конце палеозоя–триасе палеотектоническая ситуация, “исходная” для формирования Индоокеанской впадины, когда обрамляющие ее ныне блоки Гондванского мегаконтинента почти вплотную примыкали один к другому, его северный край (включая Индостанско-Тибетский участок) был после герцинской и раннекиммерийской орогении тесно сближен с Лавразийским метаконтинентом и они составляли смежные части суперконтинента Пангеи, а восточная половина Гондваны подверглась раздроблению густой сетью континентальных рифтовых зон. Последовательно рассматриваются шесть главных этапов формирования ложа Индийского океана внутри восточной части Гондваны в ходе ее постепенного распада на ряд относительно удаленных друг от друга континентальных блоков, разобщенных разновозрастными, различно ориентированными зонами спрединга: 1) юрский этап – заложение между Лавразией и Гондваной и неравномерное расширение Средиземноморского подвижного пояса (Неотетис); распад Гондваны на Западно- и Восточно-Гондванский мегаконтиненты и смещение последнего к югу относительно восточной части Лавразийского (в процессе раскрытия Цангпо-Индской и Центрально-Тибетской рифтовых зон) и Западно-Гондванского мегаконтинента (в ходе развития субмеридиональной Западно-Индостанской праводвиго-раздвиговой системы); 2) раннемеловой этап – распад Восточно-Гондванского мегаконтинента на Индо-Мадагаскарский и Австрало-Антарктический, разделенные Центрально-Индостанской зоной спрединга юго-западного простирания; 3) среднемеловой этап (поздний апт–сантон) – расширение Центрально-Индостанской и зарождение субширотной Австрало-Антарктической зон спрединга; 4) позднемеловой этап – распад Индо-Мадагаскарского континента на Мадагаскарский, Сейшельский и Индостанский блоки, разделенные зонами спрединга северо-западного простирания, и начало возвратного перемещения Индостанского блока к северу; 5) палеоцен-эоценовый этап – завершение раскрытия океанской коры между Индостанским и Австралийским континентальными блоками, продолжение разрастания спрединговых зон между Индостаном и Мадагаскаром, Австралией и Антарктидой и их объединение в единую спрединговую систему северо-западного простирания; относительное перемещение к северу Индостанской литосферной плиты, сопровождаемое мощными извержениями базальтов в пределах Индостана и долготных линейных вулканических зон к югу и юго-востоку от него, и ее коллизия с Евразийской плитой в конце этапа; 6) олигоцен-антропогеновый этап – крупномасштабный спрединг в Австрало-Антарктической и Индо-Аравийской зонах, пропация последней в глубь Афро-Аравийского континента с возникновением Аденской и Красноморской эмбриональных спрединговых зон, продолжение медленного спрединга в Афро-Антарктической зоне, деформации сжатия в средней (океанической) части Индо-Австралийской литосферной плиты.

ВВЕДЕНИЕ

Сложность конфигурации впадины Индийского океана и рисунка разновозрастных линейных магнитных аномалий и осей спрединга в пределах его ложа, резко отличающая Индийский океан от Атлантического, свидетельствует о неоднократных перестройках тектонического плана мегаконтинента Гондваны в процессе его распада и формирования Индоокеанской впадины в течение мезозоя и кайнозоя и вызывает глубокие разногласия в понимании этого процесса. Правильность реконструкции истории Индийского океана в значительной мере зависит от восстановления достоверных “первоначальных” пространственных соотношений между мегаконтинентами Лавразия и Гондвана как основными элементами Пангеи и между главными континентальными блоками, входившими в состав Гондваны до нача-

ла ее распада, и последующего процесса относительных перемещений этих блоков, приведшего в итоге к возникновению между ними современных впадин Индийского и южной части Атлантического океана. Практически все современные исследователи признают, что общий тектонический план Гондваны и исходная “компоновка” главных блоков континентальной коры, которые превратились впоследствии в самостоятельные континенты, субконтиненты и микроконтиненты, оставались постоянными, по крайней мере, с конца протерозоя до середины мезозоя (если не считать возникновения в ее пределах на протяжении палеозоя и мезозоя многочисленных континентальных рифтовых зон – предвестников ее распада). Однако конкретные представления о пространственных соотношениях между этими блоками существенно различаются в палеотектонических моделях, предлагаемых разными учеными.

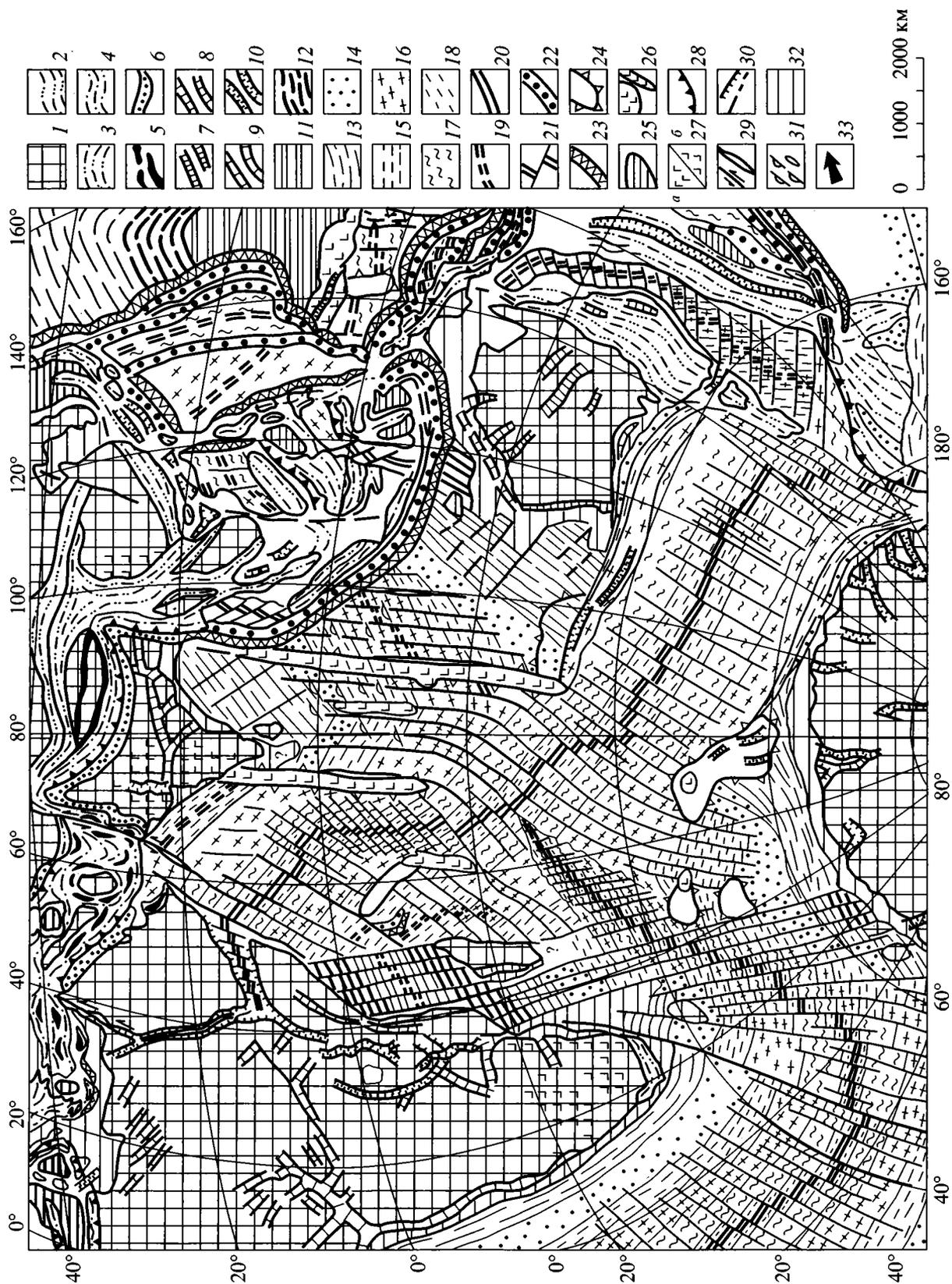
Исследователи, придерживающиеся плитотектонической концепции, начиная с Т. Вилсона [53], предполагают, что между восточными частями Лавразии и Гондваны, в отличие от их западных частей, существовал широчайший океанический бассейн ("океан Тетис"), который "закрылся" в палеогене в результате последовательного отрыва от северного края Гондваны ряда континентальных блоков – "террейнов" (в их числе – Индостанского и Австралийского), их перемещения на 5–10 тысяч километров к северу и приращения к южной активной окраине Азии, а между ними и Антарктидой при этом возникла огромная новообразованная впадина Индийского океана, фактически заместившая собой исчезнувший "океан Тетис". Ряд других ученых, многие из которых проводили детальные геологические исследования в Индии, Гималаях и Тибете, напротив, пришли к выводу о том, что не только западные, но и восточные части Лавразии и Гондваны были в конце палеозоя–начале мезозоя тесно сближены и разделялись лишь относительно узким полосовидным морским бассейном (который и получил в свое время от Э. Зюсса название Тетис), а временами даже непосредственно соприкасались между собой, образуя, как предположил А. Вегенер, главные части субизометричной в плане агломерации континентальных глыб, названной им Пангеей. Последующий распад Пангеи, в наибольшей степени затронувший восточную половину Гондваны, привел к квази-центробежному расползанию ее обособившихся блоков, между которыми возникла и постепенно расширилась до современных размеров впадина Индийского океана. Отметим, что принимаемая сторонниками этих представлений модель "исходных" соотношений Лавразии и Гондваны и последующего образования Индоокеанской впадины требует допущения о некотором расширении Земли в мезокайнозое.

В недавно опубликованной в "Геотектонике" статье [13] авторы проанализировали фактические материалы, положенные в основу отмеченных выше альтернативных гипотез происхождения Индийского океана, и пришли к выводу, что вторая из них хорошо согласуется с существующими многочисленными геологическими данными, тогда как первая находится с ними в резком противоречии и должна быть отвергнута.

В предлагаемой работе, основываясь на опыте личных многолетних геолого-геофизических исследований одного из авторов (В.Е. Милановского) в разных частях ложа Индийского океана [8–10] и критического рассмотрения огромной литературы о строении и возрасте дна этого океана, включая данные глубоководного бурения и результаты геофизических, в особенности, палеомагнитных исследований (в частности, данные о линейных магнитных аномалиях), а также обрамляющих континентальных областей, мы попытаемся наметить основные этапы процесса тектонического развития Индоокеанской впадины. Тектонической осно-

вой для нашего исследования, синтезирующей итоги геологического изучения дна Индийского океана, явилась недавно опубликованная обзорная работа Ю.М. Пушаровского [15]. Наши представления о возрасте и структурном рисунке ложа Индийского океана с учетом данных палеомагнитных исследований и результатов глубоководного бурения отражены на составленной авторами схематической историко-тектонической карте Индоокеанской области (рис. 1). Она послужила главным исходным материалом для построения серии из семи историко-тектонических схем, реконструирующих развитие этой области в мезозое и кайнозое (рис. 2, 3). Предлагаемый вариант "исходной" компоновки континентальных блоков восточной части Гондваны и ее соотношений с восточной частью Евразии в принципе наиболее близок к моделям А. Вегенера и сторонников умеренного расширения Земли (У. Кэри, Ф. Ахмада, Й. Штеклина и др.), но резко отличается от палеотектонических реконструкций Гондваны, предложенных адептами ортодоксальной плитотектонической концепции. В качестве картографической основы для этих схем, на которых показаны возраст и тектоническая природа различных зон океанского ложа и его обрамления, мы использовали карту Индийского океана в проекции Ламберта, сохраняющей равенство масштаба площадей изображаемых объектов в разных ее частях при сравнительно небольших искажениях их конфигурации близ краев карты.

Реконструкции были выполнены в предположении о последовательном расширении Земли во второй половине мезозоя и кайнозое в целом на 14–16% по ее радиусу или соответственно на 30–35% по площади, скорость которого постепенно возрастала в течение поздней юры и раннего мела, достигла максимума в позднем мелу и палеоцене, несколько уменьшилась на протяжении большей части кайнозоя и вновь несколько возросла в последние 10 млн. лет. Общая площадь поверхности Земли увеличивалась, главным образом, за счет новообразования впадин с корой океанского типа и расширения их площади, лишь отчасти компенсируемого некоторым сокращением площадей подвижных поясов Земли и океанов (главным образом, Тихого океана) в зонах коллизии литосферных плит, тогда как площади относительно стабильных областей с континентальной корой, к которым принадлежали, в частности, мегаконтинент Гондвана и возникшие при его распаде континенты и микроконтиненты (в основном представляющие собой древние платформы или их фрагменты), сохранили свои первоначальные размеры (если пренебречь незначительным увеличением их площади, связанным с возникновением континентальных рифтовых зон). Для удобства графических построений мы условно допустили, что часть Гондваны, обособившаяся в ходе ее распада в виде Африканского континента, не испытывала горизонтальных перемещений, и



изобразили ее в неизменном, соответствующем современному положению в левой верхней части всех палеотектонических карт, а другие континентальные блоки и впадины с корой океанского типа расположили соответственно позиции, которую они предположительно занимали по отношению к Африке на разных этапах истории формирования Индийского океана. Разумеется, мы не предполагаем полного сохранения положения Африки в системе географических координат на протяжении мезозоя и кайнозоя, однако такие показатели, как значительная длительность развития в пределах Африки некоторых мощных магматических центров, питавшихся из глубинных мантийных очагов, и активных рифтовых зон, положение которых со временем не изменялось, и свойственная кратонам Африканского, а также Евразийского континентов наибольшая, по сравнению с другими континентами, мощность литосферы, достигающая, по новейшим сейсмографическим данным, по крайней мере, 450 км [40], позволяют думать, что Африканский и Евразийский литосферные блоки действительно ис-

пытывали в мезозое и кайнозое наименьшие по сравнению с другими континентальными блоками горизонтальные перемещения, хотя их положение относительно географических полюсов и оси вращения Земли, несомненно, существенно изменялось. Для континентальных блоков с меньшей мощностью литосферы – Антарктического (где она достигает 300 км), Австралийского (до 250 км), Южно-Американского (более 200 км) и, особенно, для Индостанского (не более 100 км) [40] можно допустить более значительные относительные смещения.

1. Поздний палеозой – триас – *этап, непосредственно предшествовавший началу формирования Индийского океана.*

На рис. 2А представлено предполагаемое взаиморасположение континентальных блоков, входивших в состав восточной части Гондваны и юго-восточной части Лавразии до начала распада Пангеи. Структурный план и конфигурация Гондваны в главных чертах сохранялись, по крайней мере, с начала палеозоя, а в значительной мере – даже с позднего протерозоя. Внутренняя часть Гондваны, представлявшая собой огромную агломерацию докембрийских платформ, в основном испытывала устойчивую тенденцию к поднятию и была ареной денудации или накопления континентальных отложений. Интенсивное погружение и накопление мощных морских осадков в основном происходило на окраинах Гондваны, входивших в состав Циркум-Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов. Со стороны южного фланга последнего пояса, разделявшего в позднем палеозое мегаконтиненты Гондвану и Лавразию, в восточную часть Гондваны вдавался с севера обширный залив, откуда в пределы северо-западной части Австралии и эпизодически – юго-восточной части Индостана проникали морские трансгрессии [29]. В позднем триасе или ранней юре он превратился в пролив, отделивший территорию Австралии и Антарктиды от остальной части Гондваны.

В качестве предвестников распада Гондванского мегаконтинента можно рассматривать многочисленные континентальные рифтовые зоны и их системы, а также отдельные авлакогеосинклинальные зоны в пределах Австралии, Антарктиды, Индостана, Мадагаскара, Африки и Южной Америки [11]. В платформенной части Австралии рифтогенные структуры развивались в обстановке разнонаправленного горизонтального растяжения и раздробления дорифейской континентальной коры, начиная с позднего протерозоя. К их числу принадлежит обширная субширотная авлакогеосинклинальная зона Амадиес в центральной Австралии, длительное полициклическое погружение которой прерывалось байкальскими складчато-надвиговыми деформациями в позднем венде и завершилось аналогичными герцинскими деформациями в карбоне. Вдоль западного побережья Австралии простирались субмеридиональные авлакогены Карнарвон и Перт, развивавшиеся с ордовика (?) или силура до ран-

Рис. 1. Схематическая историко-тектоническая карта ложа Индийского океана и его континентального обрамления.

1–3 – области континентов (древние платформы и срединные массивы) и микроконтиненты с фундаментом: 1 – допалеозойским, 2 – палеозойским (каледонским и герцинским), 3 – раннекембрийским (индосинийским), включая Капскую авлакогеосинклинальную складчатую зону; 4 – позднекембрийские и альпийские складчатые системы и зоны; 5 – альпийские офиолитовые зоны – сутуры на месте позднекембрийских раздвиговых зон в подвижных поясах; 6 – позднекайнозойские (альпийские) краевые прогибы; 7–10 – континентальные рифтовые зоны: 7 – ранне-среднепалеозойские, 8 – позднепалеозойско-раннемезозойские, 9 – позднемезозойские, 10 – кайнозойские; 11–18 – глубоководное ложе океанов с базитовым фундаментом, имеющим возраст: 11 – предположительно среднеюрский, 12 – позднеюрский, с полосовидными магнитными аномалиями, 13 – раннемеловой (берриас-ранний апт), 14 – среднемеловой (поздний апт–сантон), без полосовидных аномалий, 15 – позднемеловой (кампамастрихт), с полосовидными магнитными аномалиями, 16 – палеоцен-эоценовый, 17 – олигоценый и ранне-среднемиоценовый, 18 – позднемиоценовый, плиоценовый и четвертичный; 19 – отмершие и 20 – современные оси спрединга; 21 – трансформные разломы и их “активные” участки; 22 – позднекайнозойские островные дуги; 23 – современные глубоководные желоба; 24 – кайнозойские абсолютные и/или относительные поднятия ложа океанов; 25 – позднекайнозойские глубоководные впадины внутренних и окраинных морей; 26 – кайнозойские подводные вулканические плато и хребты в океанах; 27 – области мощных наземных базитовых извержений: а – кайнозойские, б – мезозойские; 28 – крупнейшие позднекайнозойские надвиги и шарьяжи; 29, 30 – крупнейшие кайнозойские: 29 – сдвиги и сдвиго-раздвиговые зоны, 30 – сбросы и крутые разломы без расчленения; 31 – неогеновые складчатые и взбросо-надвиговые структуры в осадочной толще океанского дна; 32 – подводные окраины континентов; 33 – направления относительного горизонтального перемещения континентальных блоков.

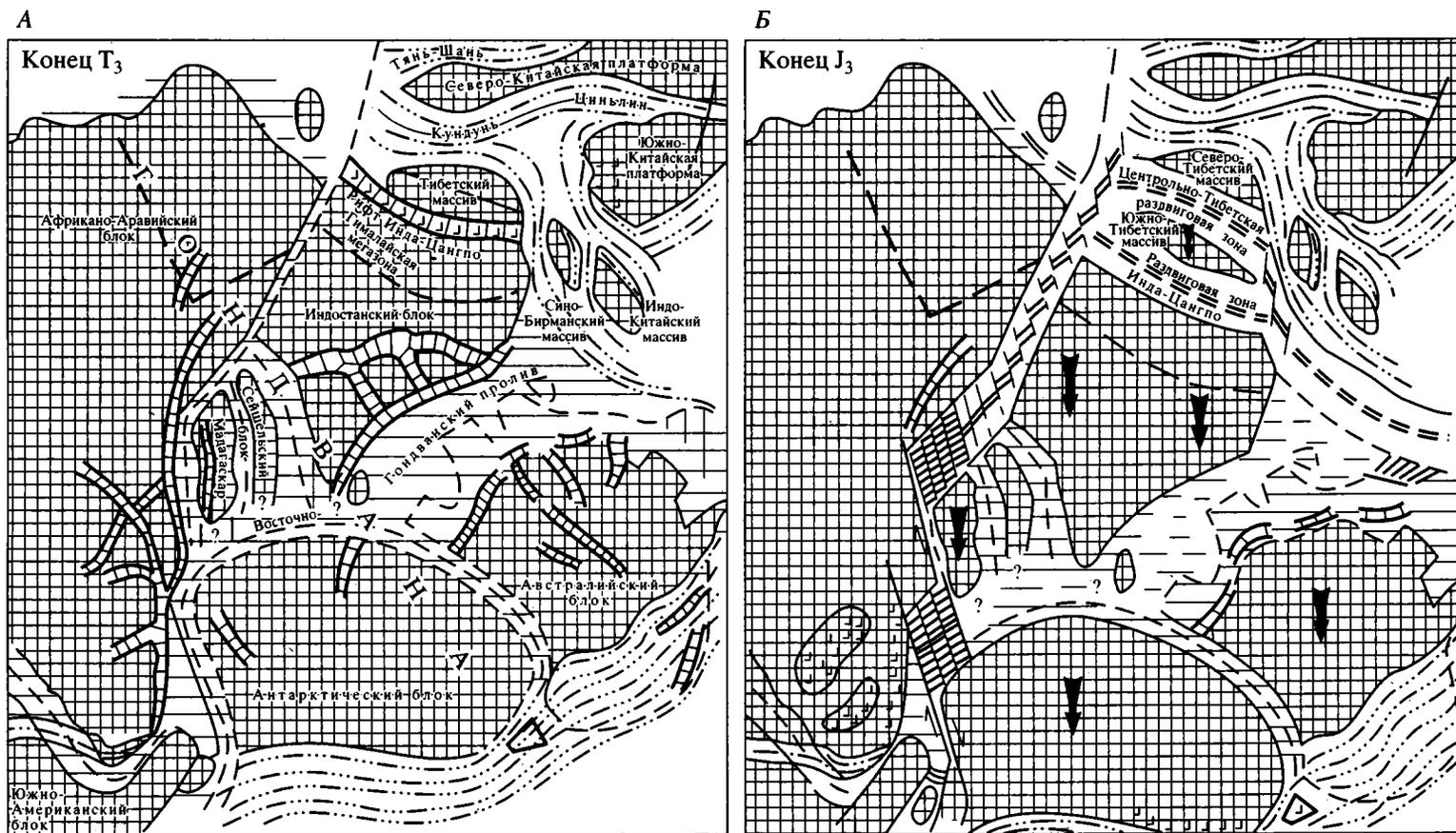
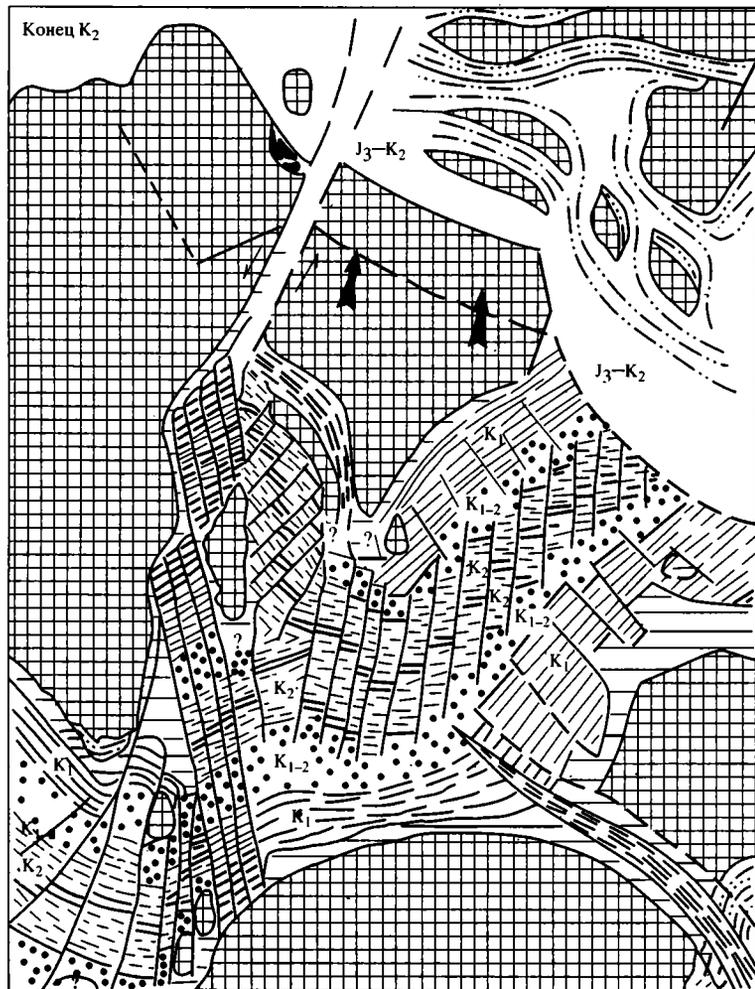


Рис. 2. Историко-тектонические схемы, отображающие этапы формирования ложа Индийского океана с конца триаса до эоцена включительно: *А* – ситуация к концу триаса, *Б* – к концу юры, *В* – к середине апта, *Г* – к концу сантона, *Д* – к концу позднего мела, *Е* – к концу эоцена. Объяснение знаков см. на рис. 1.



Рис. 2. Продолжение.

Д



Е



Рис. 2. Окончание.

него мела. В полосе северо-западного побережья Австралии со среднего девона до юры и раннего мела развивались авлакогены северо-западного простирания (Бонапарт, Каннинг-Фицрой). Аналогичная система грабенов северо-западного и северо-восточного простирания, разделенных угловатыми горстообразными блоками, такими, как плато Эксмут, Кювье, Натуралистов и др., а по предположению некоторых исследователей [15, 17, 20, 21] – также плато Брокен, существовала в пределах широкой сильно раздробленной, ныне скрытой под водами Индийского океана северо-западной и западной окраины Австралии. К этой мозаичной зоне, по-видимому, примыкал с северо-запада Индостанский континентальный блок, на докембрийский фундамент которого в позднем палеозое – начале мезозоя была наложена система гондванских грабенов северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания (Годовари, Маханади, Нармада-Сон, Дамодар).

В западной части Мадагаскара и восточной Африки в позднем карбоне – перми была заложена сложная система грабенов субширотного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания, заполнявшихся, как и одновозрастные им грабены Индостана, позднепалеозойскими и раннемезозойскими континентальными образованиями комплекса Карру. Их разрез начинается ледниковыми отложениями Гондванского оледенения и завершается мощной раннеюрской трапповой серией, слагающей флексурную зону Лебомбо и выполняющей грабены Луангва, Замбези, Лимпопо, впадины Карру и Калахари. На Мадагаскаре в разрезе комплекса Карру присутствуют пачки мелководно-морских пермских отложений, а в прибрежной зоне Восточной Африки – пермские эстуарные отложения и мощная соленосная серия триаса. На крайнем юге Африки и в южной части Аргентины прослеживаются фрагменты субширотной авлакогосинклинальной зоны Капид–Вентаны, сложенной толщами средне- и верхнепалеозойских отложений и подвергшейся в позднем триасе, в раннекеммерийскую эпоху, умеренно-интенсивной складчатости. Заложению Красноморского рифта и почти полному распаду Афро-Аравийского континента в позднем кайнозое предшествовало весьма продолжительное (палеозой и мезозой) формирование многочисленных щелочно-ультрабазитовых массивов центрального типа в зоне будущего рифта – в Судане, Египте и Саудовской Аравии [18]. Ряд грабенов возник или возродился (?) в позднем палеозое в некоторых районах Антарктиды. Их развитие началось с формирования континентальных (в том числе ледниковых) отложений серии Бикон и завершилось формированием ранне-среднеюрской трапповой формации и становлением мощных базитовых интрузий, одновозрастных траппам южной Африки.

Таким образом, началу распада Гондваны на ряд континентальных блоков и возникновению между ними впадин с корой океанского типа предшество-

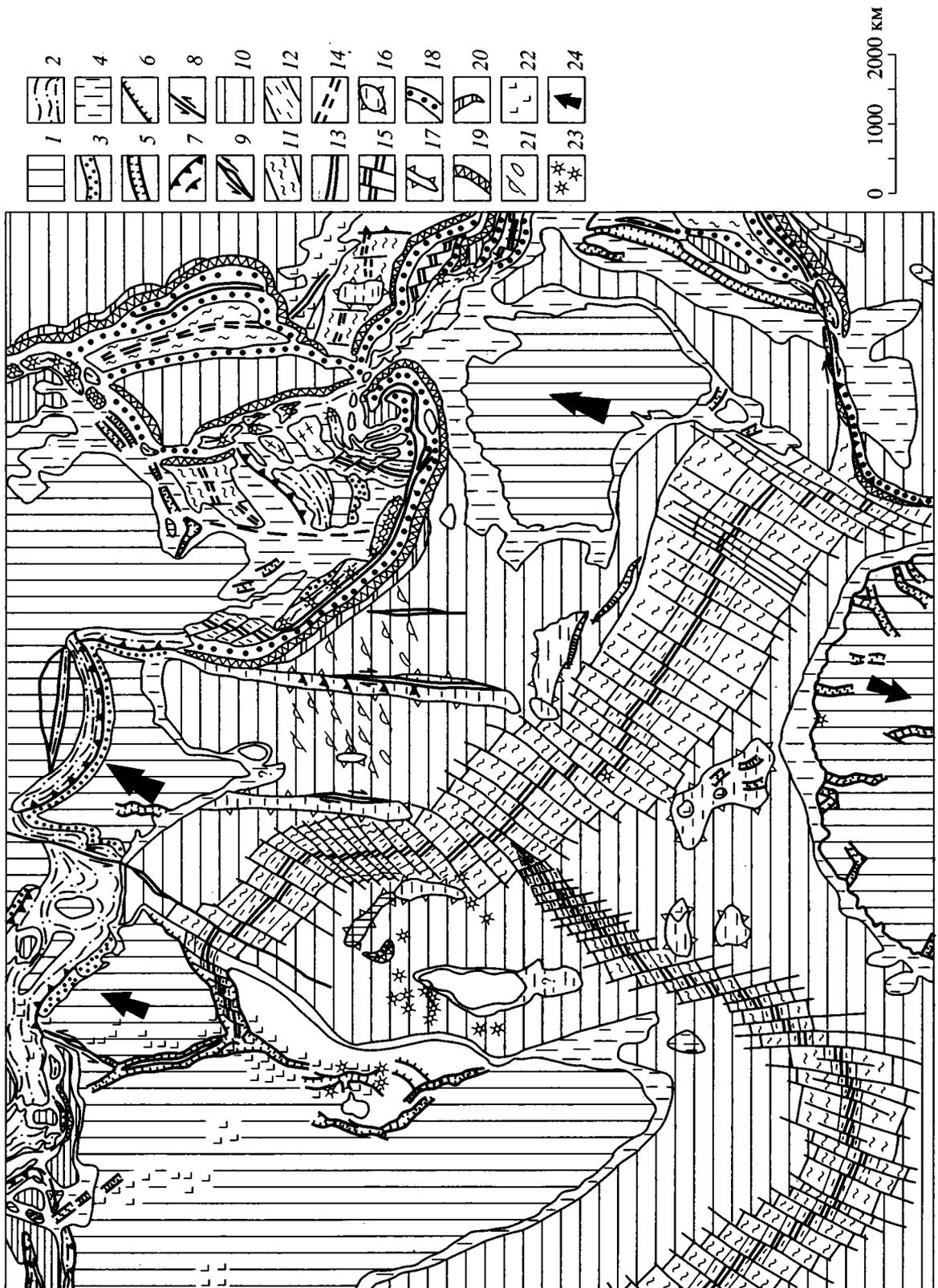
вал длительный процесс деструкции ее континентальной коры в форме неравномерного растяжения, утоньшения и раздробления, заложения и развития нескольких генераций различно ориентированных континентальных рифтовых зон, в совокупности образующих сложную и местами довольно плотную сеть. Этот процесс раньше всего начался в пределах современного Австралийского континента и его западной окраины, а затем распространился в пределы Индостана, Мадагаскара, восточной и южной Африки и Антарктиды и завершился в ранней и средней юре в ряде районов Африки, Антарктиды, Тасмании и, возможно, на других участках Гондваны мощными вспышками траппового и щелочно-базитового магматизма, связанного с подъемом глубинных диапиров (мантийных “плюмажей”). Эти взаимосвязанные явления свидетельствуют об обстановке общего, хотя и неравномерно проявленного на огромных пространствах восточной и средней частей Гондваны горизонтального растяжения и аномального прогрева литосферы.

Вместе с тем, в обрамлявших этот мегаконтинент Средиземноморском (Палеотетис) и Циркум-Тихоокеанском подвижных поясах на поздних стадиях герцинского геосинклинального цикла (в карбоне–перми) имели место сильные деформации горизонтального сжатия, приведшие к их существенному сужению и формированию в них складчатых сооружений. В восточной части несколько сместившегося к югу Средиземноморского пояса (Мезотетис) аналогичные процессы, связанные с коллизией Гондваны и Лавразии, повторились в конце раннекеммерийского цикла (в конце триаса), завершив их временное объединение в гигантскую агломерацию – Вегенеровскую Пангею [33].

Позднегерцинские и раннекеммерийские деформации сжатия проявились в окраинных зонах Гондваны, принадлежащих к флангам подвижных поясов, но очень слабо затронули ее внутренние части. Исключение составляют некоторые авлакогосинклинальные зоны, проникавшие внутрь Гондваны со стороны этих поясов и затухавшие в ее внутренних районах. К ним относятся зоны Угарта (в северо-западной Африке) и Амадиес (в Австралии), где проявились позднепалеозойские (герцинские) складчато-надвиговые деформации, и зона Вентаны–Капид, где деформации сжатия произошли в конце раннекеммерийского цикла, в позднем триасе [11].

2. Юра – этап начала распада Пангеи, возникновения раздвиговых зон с корой океанского типа в поясе Неотетис – между Лавразией и Гондваной и на западной окраине современного Индийского океана – между Западной и Восточной частями Гондваны (см. рис. 2Б).

В средней и поздней юре произошел распад Пангеи на северную – Лавразийскую и южную – Гондванскую части, связанный с регенерацией и расширением разделявший эти мегаконтиненты субширотного подвижного (геосинклинального) Средиземноморского пояса (Неотетис), несколько



сместившегося к югу по сравнению с его положением в палеозое и триасе, и раскрытие внутри него ряда зон с корой океанского типа [33]. Такие зоны возникли или сильно расширились во всех сегментах Неотетиса. В самом западном его сегменте подобная зона разделила североамериканский участок Лавразии и западный участок Гондваны (современные Южную Америку и северо-западную Африку) и стала “эмбрионом” наиболее древнего, среднего, сегмента будущего Атлантического океана. В собственно Средиземноморском и Средневосточном сегментах Неотетиса раскрылись несколько офиолитовых зон, заложенных между палеозоидами Европы на севере и средней частью Гондваны (современными Африканской и Аравийской платформами) на юге. В восточной части Неотетиса, между Китайской платформой с прилегающими к ней с юго-запада герцинскими и древнекиммерийскими складчатыми сооружениями, сформированными в пределах Палеотетиса и Мезотетиса, а также Северо-Тибетским, Сино-Бирманским и Индокитайским древними массивами (ранее принадлежавшими к северной окраине Гондваны) на севере и Индостано-Гималайским и Австралийским

мегаблоками Гондваны на юге возникли и испытали в средней–поздней юре значительное расширение Центральнo-Тибетская эвгеосинклиальная офиолитовая зона с океанской корой, расщепившая Тибетский массив на два массива – Северо- и Южно-Тибетский, и эвгеосинклиальная офиолитовая зона Инда-Цангпо, отделившая Южно-Тибетский (или Лхасский) массив от Индостано-Гималайского мегаблока Гондваны [13]. Аналогичные раздвиговые зоны с позднюрской океанской корой образовались и на самом юго-восточном сегменте Неотетиса – между Сино-Бирманским массивом и Центральнo-Зондской микроплитой на севере и Австралийским мегаблоком Гондваны на юге.

Регенерация Средиземноморского подвижного пояса (Неотетиса) в юре, возникновение и развитие в нем раздвиговых зон с корой океанского типа сопровождалось его общим смещением к югу и частичным наложением на северные участки Гондванского мегаконтинента с дорифейским или докембрийским фундаментом. Этот процесс в наибольшем масштабе проявился в восточной части Средиземноморского пояса, которая в герцинском цикле обрамлялась с юга входившими в состав Гондваны Тибетским, Сино-Бирманским и Индосинийским массивами. В раннекиммерийском цикле Индосинийский массив в основном причленился к южной части Китайской платформы (s.l.) (их разделяла авлакогеосинклиальная зона Шонгда), а в начале альпийского цикла Индосинийский, Сино-Бирманский и северная часть расколовшегося Тибетского массива (массив Тангла) примкнули к северной, Лавразийской, “раме” Средиземноморского пояса, а его южный фланг наложился на Гималайскую мегазону Индо-Гималайского мегаблока Гондваны.

Тибетско-Гималайский сегмент Средиземноморского подвижного пояса отделяется от его Средневосточного сегмента крупнейшей, длительно развивавшейся субмеридиональной Чаманской зоной поперечных разломов. Ее южное продолжение в пределах дна Индийского океана – зона разломов Меррей–Оуэн–Чейн–Дейви [47] и Мозамбикская разделяют восточную (Мадагаскар-Индостано-Австралийско-Антарктическую) и западную (Южноамериканско-Афро-Аравийскую) части Гондваны. Северное окончание Мозамбикско-Чаманской зоны разломов экранируется между Памиром и Тянь-Шанем южным краем Лавразийского мегаконтинента. Общий масштаб расширения в Тибетско-Гималайском сегменте Средиземноморского пояса в средней и поздней юре и, в частности, суммарная амплитуда раздвижения зон с океанской корой, вероятно, значительно превосходили таковые в его Средневосточном и Средиземноморском сегментах; поэтому можно предполагать, что восточная часть Гондваны испытывала в поздней юре перемещение к югу относительно ее более западной части, сопровождавшееся правосдвиговыми смещениями вдоль Мозамбикско-Чаманской зоны разломов.

Такое предположение хорошо согласуется с данными палеомагнитных исследований, свиде-

Рис. 3. Историко-тектоническая схема для последнего, олигоцен-антропогенного, этапа формирования ложа Индийского океана.

1 – континенты и крупные острова (кроме зон позднекайнозойской складчатости); 2, 3 – позднекайнозойские: 2 – складчато-надвиговые зоны, 3 – краевые прогибы и внутренние впадины; 4 – подвижные окраины континентов и микроконтиненты под уровнем моря; 5 – позднекайнозойские грабены (рифты) в пределах континентов и их окраин; 6 – сбросы; 7 – надвиги и фронтальные зоны тектонических покровов; 8 – сдвиги; 9 – сдвиго-раздвиговые зоны, выраженные в рельефе дна узкими прямолинейными желобами; 10 – глубоководное ложе океанов, возникшее до олигоцена; 11 – флаги внутриокеанических зон спрединга, возникшие в олигоцене–среднем миоцене (35–10 млн. лет назад), и зоны спрединга, развитие которых завершилось до позднего миоцена; 12 – приосевые части зон спрединга с океанской корой позднемiocенового и плиоценового возраста (моложе 10 млн. лет); 13 – современные (антропогенные) оси зон спрединга в океанах и на их окраинах; 14 – то же, возникшие в олигоцене и миоцене, позднее прекратившие развитие; 15 – трансформные разломы в пределах позднекайнозойских зон спрединга; 16 – сводовые и сводово-глыбовые поднятия ложа океанов; 17 – линейно вытянутые поднятия ложа океанов; 18 – островные дуги, возникшие или развивавшиеся в позднем кайнозое; 19 – глубоководные желоба, сопряженные с островными дугами; 20 – окраинно-океанические валы, сопряженные с глубоководными желобами; 21 – миоценовые складки и асимметричные складки, осложненные взбросами и надвигами в осадочной толще Индийского океана, выраженные в рельефе его дна; 22 – районы позднекайнозойского в основном базальтового вулканизма в пределах континентов и ложа океанов; 23 – некоторые крупнейшие современные и неоген-четвертичные вулканы в пределах суши и дна океана; 24 – генеральные направления горизонтального перемещения Гондванских континентальных блоков в позднем кайнозое относительно Африканского блока.

тельствующими о том, что континентальный блок острова Мадагаскар, до средней юры непосредственно граничивший с Сомалийским, Кенийским и Танзанийским участками Африканского блока Гондваны по зонам разломов, приразломных прогибов и грабенов (к юрским приурочены толщи пермских, триасовых и юрских, в том числе мелководно-морских среднеюрских отложений) испытал в течение средней–поздней юры и первой половины раннего мела, вместе с составлявшими с ним единый континентальный массив Сейшельским, Индостанским и, вероятно, Антарктическим блоками, относительное горизонтальное перемещение к югу на 1.5–1.6 тысяч километров (в том числе примерно на 1000 км в поздней юре). В результате раскола Гондваны на Западно- и Восточно-Гондванский мегаконтиненты между ними в средней(?)–поздней юре образовалась довольно узкая (от 100 до 500 км), но весьма протяженная раздвиго-сдвиговая зона с корой океанского типа, имевшая, при общей вытянутости в юго-юго-западном направлении, довольно сложную, угловато-коленчатую конфигурацию и состоявшая из нескольких кулисно расположенных параллелепипедальных в плане впадин раздвиго-сдвигового типа (pull-apart basins) длиной по 1–1.5 тысяч километров. Сохранившимися позднеюрскими фрагментами средней части этой Западно-Индоеокеанской, или Сомалийско-Мозамбикской, системы впадин являются охарактеризованные линейными магнитными аномалиями северо-восточного простирания от М25 до М16 Западно-Сомалийская глубоководная впадина (за исключением ее среднего участка с аномалиями от М16 до М0, образовавшегося в раннем мелу) [41, 48] и северная часть Мозамбикской глубоководной впадины с такими же аномалиями [49]. На востоке Мозамбикская впадина граничила с Мадагаскарским континентальным блоком и лежащим на его южном продолжении подводным хребтом. Самая север-северо-восточная впоследствии тектонически переработанная часть Западно-Индоеокеанской раздвиго-сдвиговой системы располагалась непосредственно к востоку от Сомалийского и Аравийского полуостровов, а ее юго-юго-западная часть, вероятно, представляла собой самостоятельную впадину, находившуюся между южным краем Мозамбикского подводного хребта и микроконтинентального блока подводного плато Агульяс на северо-востоке и участком северной окраины Антарктиды западнее подводной возвышенности Мод (между 0 и 20° з.д.) на юго-западе, где была обнаружена аналогичная система позднеюрских и раннемеловых линейных аномалий, “омолаживающихся” к северу [37].

Таким образом, древнейшим тектоническим элементом ложа Индийского океана, начавшим формироваться в средней–поздней юре и продолжившим свое развитие в раннемеловое время, является расположенная в самой западной его части Западно-Индоеокеанская система новообразованных глубоководных впадин сдвиго-раздвигового типа с океанской корой, занимавших к концу

юры не более 4–5% от современной площади Индийского океана. В ее пределы с севера, из области Неотетиса, проникали воды морских бассейнов, средне-позднеюрские и меловые отложения которых присутствуют на побережьях Кении и Танзании [28, 34, 42]. Эта система впадин вытянута почти под прямым углом к простиранию Центрально-Тибетской и Цангпо-Индской раздвиговых зон, возникших одновременно с ней в Гималайско-Тибетском сегменте Средиземноморского подвижного пояса. Значительная (до тысячи километров) компонента субмеридиональных правосдвиговых смещений в этой системе впадин свидетельствует об их принадлежности вместе с раздвигами в Тибетских зонах к единой кинематической системе деформаций, возникшей в связи с началом резкого расширения восточной части Средиземноморского пояса в средней–поздней юре. Вместе с тем, довольно значительная ширина впадин с океанской корой в этой системе, достигшая в раннем мелу 600–700 км, говорит о наличии в ней также субширотной компоненты раздвиговых деформаций, которую естественно объяснить некоторым общим расширением Земли, начавшимся (или усилившимся) в средней–поздней юре и продолжавшимся в мелу и кайнозойе.

3. Начало и середина раннего мела (берриас-ранний апт) – *этап распада Восточной Гондваны на Австрало-Антарктический и Индо-Мадагаскарский континенты и возникновения между ними в средней части современного Индийского океана раздвиговой зоны северо-восток – юго-западного простирания, а также распада Западной Гондваны на Афро-Аравийский и Южно-Американский континенты* (см. рис. 2В).

В раннем мелу продолжался и в основном завершился начавшийся в поздней юре процесс разобщения Лавразийского и Гондванского мегаконтинентов, связанный с регенерацией и расширением Средиземноморского подвижного пояса (Неотетиса) и раскрытием его главных субширотных раздвиговых (офиолитовых) зон. Наиболее интенсивно этот процесс протекал в восточных сегментах этого пояса – Тибетско-Гималайском, где к концу раннего мела закончился спрединг в Центрально-Тибетской и Цангпо-Индской офиолитовых зонах, а Индостан-Мадагаскарский мегаблок Гондваны отодвинулся к югу от Лавразийского суперконтинента более чем на полторы тысячи километров, и, вероятно, в Индонезийском сегменте. Одновременно значительно усилился процесс разрушения Гондваны и “расползания” ее фрагментов в разные стороны. Если в поздней юре Гондвана распалась на Западно- и Восточно-Гондванский мегаконтиненты, разделенные сравнительно узкой субмеридиональной Западно-Индоеокеанской системой впадин сдвиго-раздвигового типа с океанской корой, то в раннем мелу они не только продолжали смещаться и несколько удаляться один от другого, но подверглись раздроблению сперва многочисленными новыми или регенерированными кон-

тинентальными рифтовыми зонами (в восточной части Южной Америки, Западной и Восточной Африке, Индостане и др.), а также мощным извержением базальтовой и щелочно-базитовой магмы (в Бразилии и Уругвае, в юго-западной и юго-восточной Африке, на восточной окраине Индостана, на западной окраине Австралии, немного позднее – на Мадагаскаре) и, наконец, распались на несколько более мелких континентальных блоков. Западно-Гондванский мегаконтинент распался на Южно-Американский и Афро-Аравийский континенты, между которыми внутри Южно-Атлантической континентальной рифтовой системы зародилась и стала быстро расширяться одноименная субмеридиональная зона спрединга. В конце раннего мела она соединилась с возникшей в поздней юре Центрально-Атлантической спрединговой зоной, образовав весьма протяженный, но пока еще очень узкий океанический бассейн – прообраз современного Атлантического океана, ограниченный на юге субширотным Фальклендским разломом.

Восточно-Гондванский мегаконтинент в раннемеловое время также распался на два континента – Мадагаскар-Сейшел-Индостанский и Австрало-Антарктический, наземная фауна которого оказалась в почти (?) полной изоляции. Еще в позднем палеозое, триасе и юре между ними образовались континентальные рифтовые системы, фрагменты которых сохранились на юго-восточной окраине Индостанского субконтинента и западной и северо-западной окраине Австралии. В их пределы временами проникали (с северо-востока?) морские воды, отложившие в юго-восточной части Индии прослойки мелководных осадков с остатками криноидей и гастропод, идентичных таковым из пермских отложений северо-западной Австралии [29].

Существуют два резко различных представления о первоначальных соотношениях Индостанского, Австралийского и Антарктического блоков в структуре Гондваны. Часть исследователей, начиная с А. Вегенера и Т. Вилсона [53], предполагает, что юго-восточная окраина современного Индостанского блока до распада Гондваны примыкала к западной и северо-западной окраине Австралийского [1, 24, 29, 32]. Однако большинство сторонников плито-тектонической концепции, начиная с Р. Дитца и Дж. Холдена [30], считают, что юго-восточная окраина Индостанского блока до конца юры непосредственно граничила с участком северной окраины Восточной Антарктиды (между 30 и 100° в.д.), а затем, в мелу и палеогене он испытал стремительное перемещение к северу более чем на 6000 км и крутой (на 60°) поворот против часовой стрелки. Геологические и геофизические, в частности, палеомагнитные данные убедительно говорят в пользу первого предположения. Они свидетельствуют о том, что в начале мела возникла и стала быстро расширяться Центрально-Индоеокеанская зона спрединга северо-восточно-юго-западного простирания, смыкавшаяся на северо-востоке с бассейнами Индонезийского сегмента

Неотетиса, а на юго-западе – с южной частью Мозамбикской впадины, а затем – и с юго-восточным окончанием Южно-Атлантической спрединговой зоны. В современной структуре и магнитном поле ложа Индийского океана хорошо сохранились оба фланга северо-восточной части Центрально-Индоеокеанской раздвиговой зоны. Ее северо-западный фланг занимает район Бенгальского залива, где недавно группой индийских геофизиков [43] была выявлена примыкающая к юго-восточному краю Индостанского субконтинента полоса океанского ложа шириной около 1000 км с параллельными этому краю линейными геомагнитными аномалиями северо-восточного простирания от М11 до М0, отвечающими интервалу времени от границы валанжина и готерива до апта. Тектоническую структуру северо-западного фланга осложняют микроконтинентальные блоки острова Шри-Ланка и, возможно, подводного хребта Коморин.

В принципе аналогичной, но более сложной структурой, с рядом микроконтинентальных блоков (подводные плато Эксмут, Валлаби, Кювье, Натуралиста и др.) и трансформных разломов северо-западного простирания и сходным рисунком линейных магнитных аномалий, “омолаживающихся” к северо-западу от М10 до М0, т.е. отвечающих интервалу от готерива до апта, характеризуется прилегающая с северо-запада и запада к Австралии полоса дна Индийского океана шириной около 1000 км в пределах глубоководных котловин Натуралиста и восточной части Западно-Австралийской котловины [7] (в северо-восточной части последней – впадине Арго – установлены и более древние, позднеюрские, аномалии вплоть до М25, отвечающей оксфорду). Датировки линейных магнитных аномалий в приавстралийской части ложа океана согласуются с результатами бурения нескольких глубоководных скважин, вскрывших в основании разреза нижнемеловые (с возрастом от 100 до 130 млн. лет), а во впадине Арго – даже верхнеюрские базальты (с возрастом 152–155 млн. лет) [52], перекрытые соответственно нижнемеловыми или мальмскими осадками. Общая ширина Центрально-Индоеокеанской зоны спрединга в ее северо-восточной части достигла к середине апта около 2000 км. Установление ее истинной ширины в юго-западной части, где она отделила южное окончание Мадагаскар-Индостанского континента от антарктической части Австрало-Антарктического, затрудняется дискуссией о вопросе о природе коры Южно-Мадагаскарского подводного хребта. Если он обладает на всем протяжении континентальной корой, то ширина ее не превышала 1000 км, если же утолщенной раннемеловой океанской корой [31], то амплитуда спрединга между Мадагаскаром и краем Антарктиды могла достигнуть в апте 1800 км.

К юго-юго-западу от Мадагаскара, в южной части Мозамбикской впадины, Центрально-Индоеокеанская зона спрединга сливалась с южной частью Западно-Индоеокеанской системы впадин,

где в раннем мелу продолжались раздвиго-правосдвиговые деформации, связанные со смещением к югу Мадагаскаро-Индостанского континентального блока относительно Афро-Аравийского на 500–700 км и его некоторым отодвиганием на восток от последнего. Самый южный участок Южно-Американского континента, район Фальклендского плато, ранее непосредственно примыкавший к южному краю Афро-Аравийского континента (на севере) и Мозамбикскому подводному хребту (на востоке), испытал в раннем мелу значительное сдвиговое смещение к юго-западу по ограничивавшему его с северо-запада Фальклендско-Агульяскому субширотному разлому, что привело к концу раннего мела к возникновению непосредственной связи между Протоиндийским и Протоатлантическим океанскими бассейнами.

Юго-восточный фланг Центрально-Индоокеанской зоны спрединга, по-видимому, простирался от района впадины Натуралиста на юго-запад к южной части подводного плато Кергелен, где несколькими скважинами глубоководного бурения в основании разреза мелководных терригенных осадков низов верхнего мела были вскрыты океанские базальты предположительно альбского возраста [35]¹, и далее к западу вдоль южной части современной Африкано-Антарктической котловины, примыкающей к окраине Антарктиды. В пользу этого, в частности, свидетельствует обнаружение серии субширотных линейных магнитных аномалий, идентифицированных в интервале от M16 до M1 (т.е. соответствующих берриасу–баррему) к востоку и северо-востоку от подводной возвышенности Астрид, т.е. близ 20° в.д. и 64°–67° ю.ш.

В целом на протяжении большей части раннего мела, от берриаса до середины апта, продолжался и даже усилился процесс разрушения Гондваны, в частности, начался распад Восточно-Гондванского мегаконтинента на несколько крупных континентальных блоков. Мадагаскар-Индостанский блок продолжал смещаться к югу относительно Афро-Аравийского вдоль Западно-Индоокеанской раздвиго-сдвиговой зоны, Австрало-Антарктический – начал отодвигаться от Мадагаскар-Индостанского к юго-востоку в результате возникновения между ними Центрально-Индоокеанской спрединговой зоны северо-восток–юго-западного простирания и ее быстрого расширения. Суммарная ширина новообразованных Западно- и Центрально-Индоокеанской раздвиговых зон с океанской корой, положивших начало формированию Индийского океана, в его северной и северо-восточной части достигла к середине апта 2,5 тысячи километров и существенно уменьшалась в его юго-западной части, где они сливались в единую зону спрединга. Общая площадь Западно- и Центрально-Индоокеанской зон спрединга к середине апта составила 10–15% от современной площади Индийского океана.

4. Конец раннего мела–первая половина позднего мела (поздний апт–сантон) – *этап значительного расширения Центрально-Индоокеанской и зарождения Австрало-Антарктической зоны спрединга.*

Время от середины апта до конца сантона отличается почти полным отсутствием геомагнитных инверсий, что позволило называть его (хотя и не совсем точно) “эпохой спокойного магнитного поля”². Отсутствие линейных геомагнитных аномалий, отвечающих этому интервалу, затрудняет расшифровку процесса формирования ложа Индийского океана, но эту задачу несколько облегчают результаты глубоководного бурения, вскрывшего в ряде его районов под толщей осадков океанские базальты, принадлежащие к верхам нижнего и различным горизонтам верхнего мела (см. рис. 2Г).

Анализ геологических и палеомагнитных данных, относящихся к центральной и северо-восточной частям ложа Индийского океана, показывает, что в конце раннего и первой половине позднего мела в северо-восточной части Центрально-Индоокеанской раздвиговой зоны продолжался процесс спрединга; за этот этап она расширилась еще на 1,5 тысячи километров и расстояние между юго-восточным краем индостанской части Мадагаскар-Индостанского континента и северо-западным краем австралийской части Австрало-Антарктического к концу этапа достигло 3500 км. К юго-западу ширина этой зоны значительно уменьшалась, но все же к началу кампана составила между Мадагаскаром и северным краем ближайшего участка Антарктиды (Землей Королевы Мод) от 1000 до 1800 км (в зависимости от природы коры под Южно-Мадагаскарским подводным хребтом). Вследствие постепенного смещения к западу-юго-западу самого южного участка Южно-Американского континента – Фальклендского плато – относительно Афро-Аравийского вдоль Фальклендско-Агульяского разлома в конце апта–начале альба возник и начал расширяться и углубляться морской пролив, связавший юго-западную часть Индийского океана с южной частью эмбрионального Атлантического океана.

На рассматриваемом этапе, по-видимому, началось раскрытие субширотной раздвиговой зоны между Австралией и Антарктидой на участке между 105°–110° и 140°–145° в.д., приведшее в дальнейшем к полному распаду Австрало-Антарктического континента. Пересмотр ранее принятой идентификации линейных геомагнитных аномалий на флангах Австрало-Антарктической зоны спрединга позволило С. Канде и Дж. Муттеру [27] установить, что новообразование океанской коры между Австралией и Антарктидой началось раньше, чем это ранее предполагалось, а именно в “среднемеловую” эпоху спокойного магнитного поля. Началу спрединга в этой зоне, возможно, предшествовали

¹ В центральной части плато Кергелен были драгированы базальты с возрастом (по К-Аг методу) в 114 млн. лет, отвечающим баррему [4].

² Недавно в разрезах нижнего мела Апеннин впервые выявлены несколько геомагнитных инверсий, имевших место в альбском веке [50].

правосдвиговые смещения вдоль нее. В юго-восточной части Индийского океана близ краев Австралийского и Антарктического блоков этому этапу спрединга отвечают две полосы дна с современными глубинами более 2 км суммарной шириной от 200 до 400 км. К западу эта раздвиговая зона сужалась и выклинивалась около 105° в.д., а на востоке ограничивалась Тасманской системой субмеридиональных трансформных разломов.

В течение рассматриваемого этапа прекратилось расширение Средиземноморского подвижного пояса (Неотетиса) в его Тибетско-Гималайском сегменте и, в частности, раздвижение океанской коры в Центрально-Тибетской и Цангпо-Индской офиолитовых зонах. Соответственно прекратилось смещение к югу Мадагаскар-Индостанского континентального блока относительно Северо-Евразийского и Афро-Аравийского, а может быть, даже началось его возвратное перемещение к северу. Общая площадь раздвиговых зон с океанской корой в пределах нынешней акватории Индийского океана к середине позднего мела достигла примерно 25–30% от его современной площади.

5. Вторая половина позднего мела (кампан-маастрихт) – этап распада Мадагаскар-Индостанского и Австрало-Антарктического континентов Восточной Гондваны, возникновения и начала раскрытия “расщепивших” их зон спрединга северо-запад-юго-восточного простирания, продолжения спрединга в Центрально-Индостанской зоне, начала перемещения Индостанского блока к северу и “закрытия” Цангпо-Индской и Центрально-Тибетской офиолитовых зон.

История формирования ложа Индийского океана в кампан-маастрихте расшифровывается с большей детальностью, чем на “среднемеловом” этапе, так как запечатлена в сериях линейных магнитных аномалий, выявленных и идентифицированных в ряде районов, где протекал процесс спрединга, в частности, в юго-западной [44], центральной [39] и восточной частях океана [45]. Анализ данных об их распространении и ориентировке, а также данных палеомагнитных измерений, свидетельствующих о горизонтальных перемещениях континентальных блоков (в частности, Индостанского), результатов бурения и других материалов показывает, что во второй половине позднего мела произошла существенная перестройка тектонического плана Индоокеанской области. Наряду с продолжением развития спрединговой зоны юго-западного простирания возникли и разрастались по простиранию зоны спрединга северо-западного простирания, что привело в конце мела к полному распаду Мадагаскар-Индостанского и Австрало-Антарктического континентов на менее крупные континентальные блоки. Наряду с зонами спрединга, образовавшимися при раздвижении континентальных блоков, впервые в истории ложа Индийского океана начали формироваться новые зоны спрединга на его ранее возникшей океанской коре (см. рис. 2Д).

В кампан-маастрихте продолжалось расширение Центрально-Индостанской зоны спрединга юго-западного простирания. В ее северо-восточной части, разделившей Индостанский и Австралийский континентальные блоки, амплитуда спрединга составила до 1500 км, но его направление изменилось с северо-запад-юго-восточного на почти долготное (в связи с чем вместо отмерших трансформных разломов северо-западного простирания на ее флангах возникла серия субмеридиональных трансформных разломов, диагональных по отношению к общему простиранию Центрально-Индостанской спрединговой зоны [46]). Некоторые из них в кайнозое превратились в сдвиги или сдвиги-раздвиги и стали играть роль глубинных магмовыводящих каналов. Переориентация направления спрединга в Центрально-Индостанской зоне и соответствующая реорганизация ее структурного рисунка, несомненно, были связаны с изменениями направлений горизонтальных перемещений литосферных блоков, на которые распался Восточно-Гондванский континент, в частности, с обособлением Индостанского блока и началом его крупномасштабного перемещения к северу по отношению к Мадагаскарскому, Австралийскому и Антарктическому. Юго-западная часть Центрально-Индостанской зоны спрединга, разделявшая южные окраины Афро-Аравийского и Мадагаскарского континентальных блоков на северо-западе и Антарктического на юго-востоке, испытала в кампан-маастрихте значительно меньшее расширение (не более 500–1000 км), чем северо-восточная, и фактически утратила связь с нею.

В середине позднего мела Мадагаскар-Индостанский континент распался на Мадагаскарский и Сейшелло-Индостанский блоки. Между ними возникла Маскарено-Мадагаскарская зона спрединга северо-западного простирания (в пределах одноименных котловин). Она продолжалась к юго-востоку в центральную часть Индийского океана и к югу от микроконтинента Шри-Ланка сомкнулась с подходившим к ней под прямым углом юго-западным концом Индо-Австралийской зоны спрединга, образовав V-образную спрединговую систему, параллельную юго-западной и юго-восточной окраинам Индостанского блока. Амплитуда раздвижения коры за кампан-маастрихт возрастает от 600–700 км в северо-западной части Маскарено-Мадагаскарской зоны спрединга до 1000–1500 км в ее юго-восточной части. Поскольку Мадагаскарский блок сохранял неизменное положение относительно Афро-Аравийского, то расширение Маскарено-Мадагаскарской зоны спрединга на юго-востоке должно было сопровождаться поворотом Сейшелло-Индостанского блока против часовой стрелки не менее чем на 20° – 30° . Несколько позднее, в маастрихте, к северу от Маскарено-Мадагаскарской зоны возникла параллельная ей узкая Индо-Аравийская зона спрединга, отделившая от Индостанского блока небольшой Сейшельский блок [25]. Перемещение последнего по отношению к Мадагаскарско-

му блоку почти закончилось к концу мела (в связи с завершением спрединга в северо-западной части Маскарено-Мадагаскарской зоны), а Индостанский блок, напротив, продолжал быстро смещаться к северо-северо-востоку относительно Сейшельского, Мадагаскарского и Афро-Аравийского вдоль Западно-Индоокеанской сдвиговой зоны, вдоль которой ранее, в средней–поздней юре и раннем мелу, он перемещался к юго-юго-западу в составе Восточно-Гондванского мегаконтинента. В ходе своего движения Индостанский блок начал сближаться с южным краем Евразийского континента. Соответственно стал сужаться разделявший их Средиземноморский подвижный пояс (Неотетис), в частности, за счет сжатия, а затем и поглощения Цангпо-Индской и Центрально-Тибетской зон.

В юго-восточной части Индоокеанской области продолжалось медленное расширение пока еще очень узкой зоны спрединга запад-северо-западного простирания, разделившей в середине мела Австралийский и Антарктический континенты, и ее пропация по простиранию к западу, приведшая к “расщеплению” восточной части обширного сводообразного Брокен-Кергеленского поднятия, либо образовавшегося на утоненной раннемеловой океанской коре, либо, хотя бы частично, представляющего собой древний микроконтинент [15, 17, 20, 21]. До середины позднего мела оно покрывалось мелководно-морскими осадками, лежащими на альбских (или более древних?) базальтах, либо даже несколько выступало над уровнем океана, а во второй его половине погрузилось до значительных глубин. Западная часть Брокен-Кергеленского поднятия сохраняла монолитность и разделяла разраставшиеся одно навстречу другому северо-западное окончание Австрало-Антарктической и юго-восточное – Маскарено-Мадагаскарской спрединговой зон.

В кампане–маастрихте начались и в палеоцене–эоцене завершились раскрытие и постепенная пропация к северу субмеридиональной зоны спрединга Тасманова моря, почти полностью отделившей от Австралийского континента его восточную часть – Новозеландский блок (s.l.) с палеозойско-мезозойской корой континентального или переходного типа. Таким образом, Австрало-Антарктический континент распался на три континентальных массива – Австралийский, Новозеландский и Антарктический. Площадь ложа Индийского океана с корой океанского типа в кампане–маастрихте значительно расширилась и к концу мела составила около 40% современной.

6. Палеоцен и эоцен – этап завершения раскрытия океанской коры в северо-восточной части Индийского океана, усиления расширения в его северо-западной, средней и юго-восточной частях, продолжения смещения Индийской литосферной плиты к северу, сопровождавшегося мощными трапповыми извержениями в пределах Индостанского блока (в начале этапа) и формированием долготных линейных вулканических зон к югу от него, и коллизии Индо-Австралий-

ской литосферной плиты с Евразийской в конце этапа (см. рис. 2E).

В палеоцене–эоцене возник прообраз современного тектонического плана ложа Индийского океана, основу которого составляют три донные активные спрединговые зоны, сходящиеся в центре океана. Продолжалось, постепенно ослабевая, раздвижение океанской коры в северо-восточной (Индо-Австралийской) части Центрально-Индоокеанской зоны спрединга. Как и в позднем мелу, оно происходило в долготном направлении, диагональном по отношению к ее общему северо-восточному простиранию. В среднем эоцене спрединг в этой зоне прекратился, и она объединилась с Индостанским и Австралийским континентальными блоками, образовавшими обширную Индо-Австралийскую литосферную плиту. Если до этого момента, начиная с позднего мела, в перемещении к северу участвовала лишь Индийская литосферная плита, т.е. Индостанский континентальный блок с примыкавшим к нему с юго-востока и юга северо-западным флангом Центрально-Индоокеанской спрединговой зоны, то со среднего эоцена в него была вовлечена вся новообразованная Индо-Австралийская плита.

В разных частях Индийской плиты в конце мела начались и продолжались в палеоцене и эоцене исключительно мощные извержения основной магмы, в ходе которых из мантийных очагов было вынесено на поверхность или внедрено в верхние горизонты коры более 2 млн. км³ магматических продуктов. Их вулканические фации в основном представлены толеитовыми базальтами, ферротолеитами и, отчасти, субщелочными и щелочными базальтоидами [4, 5]. Значительные по объему основные, ультраосновные, а также щелочные и кислые магматиты пропитали кору в форме силлов, даек и других интрузивных тел. Эти процессы проявились как на континентальном, так и на океанических участках плиты. В юго-западной, платформенной, части Индостанского блока произошли грандиозные извержения Декканских траппов, пик которых пришелся на начало палеоцена [11]. К югу от него в пределах ложа Индийского океана в конце мела, палеоцене и эоцене происходили мощные извержения, приуроченные к нескольким субмеридиональным трансформным разломам, в которых спрединг к тому времени уже прекратился, и они испытывали сбросовые, раздвиговые или сдвиго-раздвиговые подвижки. К ним относятся весьма протяженные зоны Восточно-Индийского и Чагос-Мальдиво-Лаккадивского подводных хребтов и более короткие зоны поднятий Афанасия Никитина – хр. Ланка между ними.

Зона Восточно-Индийского хребта (или хребта 90-го меридиана), детально изучавшаяся одним из авторов этой статьи [8–10], представляет гигантское, изостатически уравновешенное, резко выраженное в рельефе океанского дна прямолинейное сводово-глыбовое поднятие длиной более

4000 км и шириной 150–300 км. Его базальтовый фундамент перекрыт океанскими осадками верхов мела (только в самой северной его части) и кайнозой общей мощностью в несколько сот метров. В его строении в ходе глубоководного бурения, драгирования и геофизических исследований были выделены два комплекса. Нижний из них сложен толеитовыми базальтами типа MORB, изливавшимися в ходе раздвижения зоны спрединга между Индией и Австралией в конце раннего и позднем мелу (альбские базальты были вскрыты скв. 253 в южной части хребта). Верхний комплекс, залегающий с перерывом, в основном выражен необычными для ложа океанов ферротолейтами (в форме лав, а также гиалокластитов и туфов), петрохимически существенно отличающимися как от толеитов MORB, так и от щелочных базальтов океанских островов, но обнаруживающими сходство с породами трапповых формаций континентов, в частности, Декканских траппов Индии [5], что может указывать на общность обстановки их формирования. В самой северной части хребта (скв. 216) они относятся к маастрихту, в средней – в основном к палеоцену (скв. 214), а в южной, вовлеченной в процесс перемещения Индо-Австралийской плиты позднее других, – к среднему–позднему эоцену (скв. 253, 254).

Во время базальтовых извержений верхнего комплекса Восточно-Индийский хребет уже был морфологически выражен в виде поднятия, о чем говорит перерыв в основании этого комплекса и перекрытие его мелководными, а местами континентальными (лигнитоносными) отложениями. Их смена в среднем эоцене глубоководными илами свидетельствует о начале погружения подводного хребта. Палеоценовые базальты, вскрытые бурением в средней части зоны Чагос-Лаккадивского хребта (скв. 715), согласно Г.Л. Кашинцеву [5], являются дифференциатами ферротолейтовой субщелочной магмы и по составу занимают промежуточное положение между базальтами океанических поднятий и океанических рифтов. Возможно, что зона Маскаренского хребта, в основании разреза которой бурением были вскрыты палеоценовые базальты [38], первоначально составляла западный фланг южной части Чагос-Лаккадивского вулканического хребта (на севере смыкавшегося с полем Декканских траппов), а затем была отодвинута от него к юго-западу в результате заложения между ними южной части Аравийско-Индийской зоны спрединга.

Перемещение Индийской плиты более чем на тысячу километров к северо-северо-востоку, быстрое в палеоцене, но замедлившиеся в эоцене, привело к ее “мягкой” коллизии с Евразийской плитой и значительному сужению разделявшего их Средиземноморского подвижного пояса, в первую очередь за счет сильного сжатия Цангпо-Индской и Центрально-Тибетской эвгеосинклинальных зон с океанской корой, начавших превращаться в сутурные швы. В конце этапа, после объединения Индийской плиты с Австралийской, процесс горизон-

тального перемещения к северо-северо-востоку охватил всю новообразованную плиту, но в ее восточной части протекал еще медленно.

К юго-западу от Индийской и Австралийской плит в палеоцене и эоцене формировалась гигантская система из зон спрединга северо-запад–юго-восточного простирания, расширявшихся и разраставшихся по простиранию навстречу одна другой. В северо-западной части она была выражена в конце позднего мела (в маастрихте) в виде двух взаимопараллельных спрединговых зон, разделенных узким Сейшельским микроконтинентом, – широкой Маскарено-Мадагаскарской и эмбриональной Индо-Аравийской. В палеоцене–эоцене расширение Маскаренской зоны (в одноименной котловине) постепенно прекратилось и она, как несколько ранее Мадагаскарский блок, причленилась к Афро-Аравийской литосферной плите. Напротив, Индо-Аравийская зона, разделившая при своем заложении Сейшельский и Индостанский континентальные блоки, в палеоцене и эоцене расширилась более чем на тысячу километров и пропагировала к юго-востоку и к югу, постепенно приобретая почти долготное простирание, диагональное к направлению спрединга. На этом участке Индо-Аравийская зона резко сужалась, а ее структурный рисунок осложнялся многочисленными трансформными разломами северо-восточного простирания. Вероятно, она наложилась здесь на южную часть Чагос-Лаккадивской вулканической зоны, “расщепила” ее и отеснила ее западный фланг, выраженный в виде Маскаренского поднятия, к западу или юго-западу. На его западном крыле были установлены многочисленные взбросы и надвиги с надвиганием к западу [23], вероятно, происходившим в эоцене и олигоцене. Процесс горизонтального сжатия коры, компенсирующего расширение в Индо-Аравийской зоне спрединга, затронул также северную часть Маскаренской котловины к западу от Сейшельского блока, где, по-видимому, под воздействием давления с северо-востока в молодой океанской коре возникла выпуклая к западу узкая Амирантская островная дуга, надвинутая на образовавшийся к западу от нее глубоководный желоб [36]. Южнее Маскаренского поднятия Маскарено-Мадагаскарская и Индо-Аравийская зоны слились в единую расширившуюся в палеоцене–эоцене на тысячу километров спрединговую зону. В эоцене она сомкнулась на юго-востоке в районе трансформного разлома Амстердам с пропагировавшей навстречу ей с юго-востока более узкой (около 400 км в ее западной части) Австрало-Антарктической зоной спрединга; последняя еще в конце мела врезалась в юго-восточную часть обширного Брокен-Кергеленского сводово-глыбового поднятия, а в палеоцене и эоцене расщепила его на два асимметричных поднятия с утолщенной до 20 км корой не вполне выясненной природы.

В Афро-Антарктической зоне спрединга, ранее представлявшей юго-западную часть Центрально-Индоокеанской спрединговой зоны, но к концу мела утратившей связь с ее северо-восточ-

ной частью, в палеоцене и эоцене происходило медленное раздвижение океанской коры в общем субмеридиональном или юго-юго-западном направлении, косом по отношению к ее генеральному юго-запад-северо-восточному простиранию. Она состояла из ряда коротких сегментов, испытывавших кажущееся смещение вдоль многочисленных субмеридиональных трансформных разломов. Амплитуда расширения в юго-западной части этой спрединговой зоны (к югу от южной оконечности Африки и Южно-Мозамбикского поднятия) за палеоцен-эоцен составила около 500 км, постепенно уменьшаясь почти до нуля близ участка современного тройственного сочленения главных спрединговых зон Индийского океана. Общая площадь ложа Индийского океана к концу эоцена достигла 65–70% от современной.

7. Олигоцен, неоген и антропоген – *завершающий этап формирования Индоокеанской впадины при ведущей роли крупномасштабного спрединга в Австрало-Антарктической и Индо-Аравийской зонах юго-восток-северо-западного простирания, проградации последней зоны в глубь Афро-Аравийского континента, его раскола и возникновение Аденской и Красноморской межконтинентальных рифтовых зон* (рис. 3).

История развития Индоокеанской впадины в позднем кайнозое в главных чертах выяснена и хорошо “читается” на тектонической карте мира [7]. На этом этапе продолжалось расширение ее ложа примерно на 30%, главным образом, в результате усилившегося раздвижения океанской коры в Транс-Индоокеанском поясе северо-западного простирания, состоящем из соединившихся в конце предыдущего этапа Индо-Аравийской и Австрало-Антарктической зон спрединга, выраженных в виде одноименных рифтовых хребтов. Особенно значительное (до 2–2.5 тысячи километров и более) расширение океанской коры в субмеридиональном направлении имело место в Австрало-Антарктической зоне. В Индо-Аравийской зоне раздвижение не превышало 800 км, а на переходном участке между этими зонами – 1500 км. Гораздо меньшей амплитудой раздвижения океанской коры отличалась юго-западная – Афро-Антарктическая зона: к югу от южной оконечности Африки и Мадагаскара – до 500–600 км, к югу от Маскаренского хребта – до 300–400 км, а близ точки тройственного сочленения в центре океана она уменьшалась почти до нуля.

На протяжении позднекайнозойского этапа скорость спрединга во всех рифтовых зонах не оставалась неизменной. В частности, она существенно возросла, начиная с позднего миоцена, т.е. в последние 10 млн. лет [12]. Особенно резко, в 1.5–2 раза, ускорилось раздвижение океанской коры в Индо-Аравийской зоне. В олигоцене и миоцене на ее северо-западном продолжении возникли Аденская и Красноморская континентальные рифтовые зоны, глубоко врезавшиеся в Афро-Аравийский континент. Их расширение и углубление завер-

шилось в Красноморской зоне в начале плиоцена (в Аденской зоне – несколько раньше) разрывом континентальной коры, превращением в узкие эмбриональные межконтинентальные зоны спрединга и почти полным расколом Афро-Аравийского континента на Африканский континент и Аравийский блок, сместившийся в плиоцене и антропогене к северо-северо-востоку относительно Африканского более чем на 100 км и подошедший под южный край Средиземноморского подвижного пояса, который в позднем кайнозое значительно сузился и приобрел складчато-покровную структуру.

Западная часть ложа Индийского океана, ограниченная с северо-востока и юго-востока осями Индо-Аравийской и Афро-Антарктической спрединговых зон и включающая Мадагаскарский, Сейшельский, Южно-Мозамбикский, Агульсский микроконтиненты и смежные с ними глубоководные котловины, представляла на олигоцен-антропогеном этапе восточную часть Африканской литосферной плиты и, по-видимому, не испытывала значительных тектонических деформаций. Однако наличие в разных ее районах многочисленных изолированных центров позднекайнозойского вулканизма (острова Родригес, Маврикий, Реюньон в Маскаренской котловине, вулканы в южной части Сейшельской, Коморской котловине и Мозамбикском проливе) свидетельствует о высоком термическом режиме и существовании глубинных магматических очагов в верхах мантии. В отличие от новейших вулканических ареалов в Восточной Африке они не связаны с линейными зонами растяжения.

Спрединг в Афро-Антарктической и Австрало-Антарктической зонах, по-видимому, происходил сопряженно со смещением к югу и юго-юго-западу Антарктической литосферной плиты, в том числе ложа принадлежащих к ней океанских котловин Крозе, Африкано-Антарктической и Австрало-Антарктической и разделяющих их океанских поднятий Крозе, Кергелен и др., более чем на тысячу километров и соответственно приближением центра Антарктиды к южному полюсу; это способствовало тому, что покровное оледенение на Антарктиде началось значительно раньше (в олигоцене), чем на других материках, и продолжалось до современности. В пределах поднятий Кергелен, Крозе существует ряд центров новейшего вулканизма. Структуру поднятия Кергелен осложняют несколько грабенных, возникших на позднекайнозойском этапе.

Обширная структурно гетерогенная Индо-Австралийская литосферная плита на протяжении позднекайнозойского этапа испытывала значительное, но латерально неравномерное, несколько варьирующее по направлению и изменявшееся по скорости во времени общее горизонтальное перемещение к северу и северо-северо-востоку – от осей Индо-Аравийской и Австрало-Антарктической зон спрединга в сторону Гималайско-Тибетского и Бирмано-Индонезийского сегментов Средиземноморского подвижного пояса, а также Но-

вогвинейского сегмента Циркум-Тихоокеанского пояса. Историю горизонтальных перемещений западной части этой плиты – Индостанского блока в кайнозой мы кратко осветили в ранее опубликованной статье [13]. Рассмотрение сложного процесса позднекайнозойских тектонических деформаций в восточной части Средиземноморского пояса, служившей ареной коллизии Индо-Австралийской и восточной части Евразийской литосферной плиты, не входит в нашу задачу. Мы остановимся лишь на некоторых внутриплитных деформациях, происходивших на последнем этапе развития Индо-Австралийской плиты. На его ранней стадии (в олигоцене–раннем миоцене) на восточных флангах Восточно-Индийского и южной части Чагос-Мальдивского субмеридиональных линейных поднятий после прекращения извержений лав палеоцен–эоценового базальтового комплекса возникли глубокие и узкие грабенообразные впадины протяженностью от 500 км (желоб Чагос) до 1,5 тысячи километров (Восточно-Индийский желоб). Прямолинейность ограничивающих их крутых уступов позволяет предполагать, что их формирование явилось результатом не чисто сбросовых, а сдвига-раздвиговых деформаций, происходивших вдоль зон крупных разломов, первоначально игравших роль трансформных и разделявших отдельные крупные сегменты океанической части Индо-Австралийской плиты. К этому же типу структур относится узкий глубокий желоб Меррей, ограничивающий с юго-востока одноименный подводный хребет в северной части Западно-Индоокеанской зоны разломов и продолжающийся на Азиатском континенте в виде Чаманской левосдвиговой зоны. Вдоль Восточно-Индийского желоба, вероятно, происходили правосдвиговые, а вдоль желоба Меррей – левосдвиговые смещения. Структуру южного сбросового крыла асимметричного поднятия Брокен осложняют узкие глубоководные грабенообразные впадины, возникшие на позднекайнозойском этапе, – продольный субширотный желоб Оби и диагональный Диамантина [20, 21].

Единственный участок окраины Индийского океана, где частично “поглощается” его океанская кора, выражен глубоководным Яванским желобом на границе между перемещающейся к северу океанической частью Индо-Австралийской, литосферной плиты, включающей Западно-Австралийскую, Кокосовую и северную часть Центральной котловины, и Индонезийской островной дугой. В этой зоне протяженностью более 5000 км происходит либо поддвигание (субдукция) океанской коры под литосферу островной дуги, либо, скорее, надвигание последней на ложе Индийского океана.

В пределах Центральной, Кокосовой котловин и разделяющего их Восточно-Индийского подводного хребта между 5° с.ш. и 10° ю.ш. широко распространены многочисленные зоны линейных и брахиморфных складчатых, а также связанных с ними взбросо-надвиговых деформаций

северо-восточного простирания, отчетливо выраженные в рельефе дна и условиях залегания осадочной толщи. Главная фаза этих деформаций, привлекающих в последнее время большой интерес многих исследователей [6, 14, 26 и др.], имела место на рубеже среднего и позднего миоцена, около 10 млн. лет назад (т.е. отвечает глобально проявившейся штирийской фазе складчатости), но свойственная этим зонам повышенная сейсмичность свидетельствует, что их развитие еще не закончилось. Природа этих деформаций сжатия, необычных для океанского ложа, и их простирание, слабо согласующееся с конфигурацией новейших зон спрединга в Индийском океане и направлениями раздвижения коры в них, а также с простиранием альпийских структур в Гималайском и Индонезийском сегментах Средиземноморского пояса, пока не нашли однозначного объяснения. Однако простирания этих молодых складчато-надвиговых структур в кайнозойской осадочной толще, скорее всего, контролируются северо-восточными простираниями структур в ее базальтовом фундаменте, формировавшихся в процессе спрединга в Центрально-Индоокеанской раздвиговой зоне в мелу и в начале палеогена. Приуроченность этих структур сжатия к области, лежащей на продолжении к северо-востоку Афро-Антарктической зоны раздвига, амплитуда которого снижается до нуля в точке “тройственного сочленения” в центре океана, позволяет предполагать, что новейшие горизонтальные деформации земной коры в этой полосе, пересекающей все дно Индийского океана с юго-запада на северо-восток, имели шарнирный характер.

Общая площадь ложа Индийского океана в результате новообразования океанской коры в трех его спрединговых зонах с начала олигоцена возросла на 30–35%.

В предложенной вниманию читателей статье, опираясь на анализ обширных геологических и геофизических (в частности, палеомагнитных) материалов о строении ложа Индийского океана и его обрамления и результатов глубоководного бурения, авторы попытались наметить наиболее вероятную, согласующуюся с этими данными схему “исходных” соотношений восточных частей Гондваны и Лавразии и разделявшего их Средиземноморского подвижного пояса, существовавших в момент начала формирования Индоокеанской впадины – на рубеже триаса и юры, и предложить “сценарий” последующей истории ее постепенного разрастания, сопровождавшегося неоднократными тектоническими перестройками в ходе распада восточной части Гондваны на ряд удаляющихся один от другого континентальных блоков на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя. Реконструкция шести этапов развития Индоокеанской впадины, протекавшего, вероятно, в ус-

ловиях некоторого неравномерного расширения Земли, представляла нашу главную задачу.

Общие закономерности формирования Индо-океанской впадины в контексте геологической истории Земли в мезозое и кайнозое авторы предполагают рассмотреть в другой работе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 96-15-98375.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Городницкий А.М., Зонениайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 124 с.
2. *Зонениайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П.* Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
3. *Казьмин В.Г.* Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14–23.
4. *Кашинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра-палеоцен) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 55–68.
5. *Кашинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (палеоцен-плейстоцен) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 70–81.
6. *Левченко О.В.* Центральная котловина (геофизические поля, структура земной коры и внутриплитные деформации) // Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. думка, 1990. С. 56–69.
7. Международная тектоническая карта Мира м-ба 1 : 15 000 000 / Гл. ред. Хаин В.Е. М.: АН СССР, Комис. по геол. карте Мира и др., 1981. 12 л.
8. *Милановский В.Е.* Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИО АН СССР, 1984. 24 с.
9. *Милановский В.Е., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П.* Строение осадочной толщи и фундамента. Схема тектоники // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 82–140; 235–238.
10. *Милановский В.Е., Непрочнов Ю.П.* Индийский океан // Тектоника континентов и океанов. Объяснительная записка к тектонической карте Мира м-ба 1 : 15 000 000 / Отв. ред. Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. М.: Наука, 1988. С. 196–213.
11. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
12. *Милановский Е.Е.* Новейшая фаза глобальной активизации процессов расширения Земли // Геотектоника. 1996. № 3. С. 3–12.
13. *Милановский Е.Е., Милановский В.Е.* Проблемы соотношений восточных частей Лавразии и Гондваны в позднем палеозое и мезозое – главный дискуссионный вопрос истории формирования Индийского океана // Геотектоника. 1998. В печати.
14. *Пилипенко А.И., Корсаков О.Д.* Тектонические деформации литосферы Индийского океана // Геотектоника. 1992. № 5. С. 27–44.
15. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
16. *Пуцаровский Ю.М.* Сравнительная тектоника Атлантического и Индийского океанов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 3–14.
17. *Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л.* О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3–19.
18. *Разваляев А.В.* Континентальный рифтогенез и его предыстория. М.: Недра, 1988. 188 с.
19. *Соловьева И.А.* О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 1981. № 6. С. 15–31.
20. *Удинцев Г.Б.* Строение дна восточной части Индийского океана и место в ней Западно-Австралийского хребта // Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 104–122.
21. *Удинцев Г.Б.* Региональная геоморфология дна океанов. Индийский океан. М.: Наука, 1989. 112 с.
22. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Палеотектонический Атлас Гондваны. М.: Изд-во НИИ Зарубежгеологии, 1984.
23. *Щербаков В.С., Кара В.И., Пилипенко А.И.* Структура и история развития центральной части Маскаренского хребта в кайнозое (Индийский океан) // Геотектоника. 1990. № 2. С. 102–111.
24. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps / Eds. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. Paris: Gauthier-Willars, 1993. 307 p. 14 maps. 1 pl.
25. *Bhattacharya G.C., Chaubey A.K., Murty G.P.S. et al.* Evidence for seafloor spreading in the Laxmi basin, northeastern Arabian Sea // Earth a. Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 125. P. 211–220.
26. *Bull J.M., Scrutton R.A.* Seismic reflection images of intraplate deformation, Central Indian ocean, and their tectonic significance // Journ. Geol. Soc. London. 1992. Vol. 149. Pt. 6. P. 955–966.
27. *Cande S.C., Mutter J.C.* A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarktika // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 58. P. 151–160.
28. *Cannon R.T., Sumiyu Siambi W.M.N., Karanja F.M.* The Proto-Indian ocean and probable Paleozoic-Mesozoic triradial rift system in East Africa // Earth a. Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. P. 419–426.
29. *Carey S.W.* Theories of the Earth and Universe. Stanford Univ. Press. 1988. 448 p.
30. *Dietz R.S., Holden J.C.* The breakup of Pangaea // Scientific American. 1970. № 223(4). P. 30–41.
31. *Goslin J., Recq M., Schlich R.* Structure profonde du plateau de Madagascar: relations avec plateau du Crozet // Tectonophysics. 1981. Vol. 76. P. 75–97.
32. *Hurley P.M.* The confirmation of continental drift // Scientific American. 1968. № 7.
33. *Khain V.E.* Tethys: the story of a polycyclic intercontinental mobile belt // Terranes of Serbia / Eds. Kneevic V., Kristic B. Belgrade, 1996. P. 49–52.
34. *Kent R.F.* Continental margin of East Africa – a region of vertical movements // The geology of continental margins / Eds. Burk C.A., Drake C.L. New York: Springer-Verlag, 1974. P. 313–320.
35. Leg 420 Scientific Drilling Party. ODR at Kergelen Plateau. Leg 120 explores origin and history // Geotimes, September, 1988. P. 12–16.

36. *Mart Y.* The tectonic setting of the Seychelles, Mascarene and Amirante plateaus in the western equatorial Indian ocean // *Marine geology*. 1988. Vol. 79. P. 261–274.
37. *Martin A.K., Hartnady C.J.H.* Plate tectonic development of the South-West Indian ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa // *Journ. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. № B5. P. 4767–4786.
38. *Meyerhoff A.A., Kamen-Kaye M.* Petroleum prospects of Saya de Malha and Nazareth banks, Indian ocean // *Geologic notes*. 1977. № 3. P. 1344–1347.
39. *Patriat Ph., Segoufin J.* Reconstruction of the Central Indian ocean // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155. P. 211–234.
40. *Polet J., Anderson Don L.* Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 3. P. 205–208.
41. *Rabinowitz P.D., Coffin M.F., Falvey D.* The separation of Madagascar and Africa // *Science*. 1983. Vol. 220. P. 67–69.
42. *Rais-Assa R.* Stratigraphy and geodynamics of the Mombasa Basin (Kenya) in relation to the genesis of the Proto-Indian ocean // *Geol. magazin*. 1988. Vol. 125 (2). P. 141–147.
43. *Ramana M.V., Nair R.R., Sarma K.V.L. N.S. et al.* Mesozoic anomalies in the Bay of Bengal // *Earth a. Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 121. P. 469–475.
44. *Royer J.-Y., Patriat Rh., Bergh H.W., Scotese Ch.* Evolution of the Southwest Indian Ridge from the late Cretaceous (anomaly 34) to the Middle Eocene (anomaly 20) // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155. P. 235–260.
45. *Royer J.-Y., Sandwell D.T.* Evolution of the Eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: constraints from Geosat Altimetry // *Journ. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. № 1310. P. 13755–13782.
46. *Sclater J.C., Fisher R.L.* Evolution of the east-central Indian ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // *Bull. geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85. P. 683–702.
47. *Scrutton R.A.* Davie fracture zone and the movements of Madagascar // *Earth a. Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 39. P. 84–88.
48. *Segoufin J., Patriat Rh.* Reconstructions de l'océan Indien occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34 // *Bull. Soc. geol. France*. 1981 (7). T. XXIII. № 6. P. 603–607.
49. *Segoufin J., Récq M.* La transition entre le canal de Mozambique et le bassin de Mozambique // *Bull. Soc. geol. France*. 1980 (7). T. XXII. № 3. P. 469–479.
50. *Tarduno J.A., Lowrie W., Sliter W.V. et al.* Reversed polarity characteristic magnetisation in the Albian Contessa section, Umbrian Apennines, Italy: implication for the existence of a mid-Cretaceous polarity interval // *Journ. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № B1. P. 241–271.
51. *Veevers J.J., McPowell C., Johnson B.D.* Sea floor constraint on the reconstruction of Gondwanaland // *Earth a. Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 51. P. 435–444.
52. *Weis D., Frey F.A.* Role of Kergelen Plume in generating the eastern Indian ocean seafloor // *Journ. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. № B6. P. 13831–13849.
53. *Wilson J.T.* Continental drift // *Scientific American*. 1963. № 4.

Рецензенты: В.Е. Хаин, А.С. Перфильев

Indian Ocean Floor: Origin and Main Stages of Evolution

E. E. Milanovsky and V. E. Milanovsky

Department of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Russia

The latest Paleozoic to Triassic paleotectonic setting prior to the inception of the Indian Ocean was characterized by the close spacing of the Gondwanan continental blocks that presently surround the ocean. The northern margin of Gondwana (including the India–Tibet sector) was sutured to Laurasia during the Hercynian and Early Kimmerian orogenic events, and Laurasia and Gondwana were adjacent parts of the Pangaea supercontinent, whereas the eastern part of Gondwana was cross-cut by a thick network of continental rift zones. Six main stages of Indian Ocean floor inception and development inside the eastern part of Gondwana as a result of its gradual disruption into a number of divergent continental blocks separated by spreading zones of different age and orientation are discussed in turn: (1) Jurassic stage— inception and uneven expansion of the Mediterranean mobile belt (Neo-Tethys) between Laurasia and Gondwana; breakup of Gondwana into the West and East Gondwana megacontinents and southward migration of the latter relative to East Laurasia (induced by the opening of the Tsangpo–Indus and Central Tibet spreading zones) and West Gondwana (induced by movements on the north-south-trending West Indian right-lateral pull-apart system); (2) Early Cretaceous stage—splitting of the East Gondwana megacontinent into the India–Madagascar and Australia–Antarctica continents separated by a south-west–south-east-trending Central Indian Ocean spreading zone; (3) mid-Cretaceous stage—disruption of the India–Madagascar continent into the Madagascar, Seychelles, and Indian blocks separated by north-west–south-east-trending spreading zones and beginning of backward movement of the Indian block to the north; (4) Paleocene–Eocene stage—completion of the opening of oceanic crust between the Indian and Australian continental blocks, further expansion of spreading zones separating India from Madagascar and Australia from Antarctica, and their merging into a single north-west–south-east-trending spreading system; northward movement of the Indian lithospheric plate accompanied by violent basalt eruptions within the Indian subcontinent and north-south-trending linear submarine volcanic zones south and southeast of it; India–Eurasia collision by the end of the stage; (5) Oligocene–Anthropogene stage—broad-scale spreading in the Australian–Antarctic and Indian–Arabian zones, propagation of the latter inside the African–Arabian continent giving rise to the Aden and Red Sea nascent spreading zones, continued slow spreading in the African–Antarctic zone, and compressional deformations in the central (oceanic) part of the Indian–Australian lithospheric plate.

УДК 551.24/551.21(5)

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

© 1999 г. А. М. Курчавов*, В. А. Баскина*, М. К. Бахтеев**, А. А. Моссаковский***

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва

**Международный университет природы, общества и человека "Дубна", Дубна Московской обл.

***Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.02.98 г.

На примере окраинно-континентальных вулканических поясов Азии рассмотрены типы проявлений латеральной изменчивости и зональности магматизма. Показано, что свойственная данным поясам смена по латерали от известково-щелочных образований к более щелочным и калиевым с удалением от зоны взаимодействия океанических и континентальных плит может проявляться и в других геологических ситуациях: на границах сегментов поясов, различающихся доминированием пород разной кремнекислотности, в пределах сквозных глубинных дислокаций, пересекающих пояса вкрест простирания, и определяться причинами разного уровня и значимости. Даже выявленная на обширных площадях асимметричная магматическая зональность может быть составной частью более сложной зональности. Особенно важно знание закономерностей латеральной изменчивости вещественных параметров магматических образований в разные стадии развития поясов, ибо они могут существенно изменяться в ходе становления поясов, и асимметричная магматическая зональность может сменяться симметричной зональностью. Последнее может быть связано воздействием поднимающегося мантийного диапира (плюма) или явиться следствием деструктивных процессов на краю континента. Наиболее надежные сведения для интерпретации зональности магматизма предоставляют ранние стадии формирования поясов с характерными для них образованиями базитового ряда. Их легче увязать с процессами в сейсмофокальных зонах и соответственно более надежно идентифицировать фронтальные зоны окраинно-континентальных вулканических поясов.

ВВЕДЕНИЕ

Петрохимическая поперечная асимметричная зональность вулканических поясов окраинно-континентального и островодужного типов после известных работ Х. Куно, У. Диккенсона, Л.П. Зоненшайна, Т. Хазертонна, Н. Сугимура, П. Липмана, И. Ратсю и многих других исследователей стала общепризнанным фактом и на протяжении нескольких десятилетий используется в мировой практике как важный признак субдукционного типа конвергентных границ литосферных плит [13, 29].

Выявление окраинно-континентальных и островодужных вулканических поясов и определение направленности петрохимической зональности в них стали одним из основных инструментов для реконструкции геодинамических обстановок геологического прошлого в фанерозойских складчатых поясах континентов.

Окраинно-континентальные вулканические пояса являются надежным индикатором активных зон взаимодействия континентальных и океанических плит. Они образованы континентальными вулканами, ассоциирующими с молассами, что послужило основанием для принятого среди российских геологов выделения их как орогенных вулканических поясов.

Поясам данного типа в целом присуща односторонняя поперечная петрохимическая зональность. Она выражается в сокращении объемов магматических продуктов андезит-базальтового ряда и росте объемов кремнекислых разностей от фронтальных частей этих поясов к тыловым. В этом же направлении усиливается роль субщелочных и щелочных комплексов, растут кали-натровые отношения и концентрации радиогенных изотопов в одновозрастных однотипных сериях, падает уровень окисленности пород, происходит смена металлогенической специализации магматитов. Большинство современных исследователей подобная поперечная петрохимическая зональность связывается с процессами субдукции океанической коры и последовательным заглублением магматических очагов с выплавкой все более щелочных магм. Важную роль приписывают миграции калия и флюидов из зон избыточного давления на фронтах субдукции в тыловые зоны [1, 2].

Однако явления асимметричной петрохимической поперечной и продольной зональности, по видимому, могут возникать в разных тектонических ситуациях. В общем виде они были рассмотрены Р.Г. Ивановым [14], который показал, что

однотипная зональность, например, направленная латеральная изменчивость кремнекислотности, щелочности пород или кали-натровых отношений в них может возникнуть под влиянием тектонических процессов разных порядков и рангов: такая зональность может быть связана с переходом от океана к континенту, но она же может проявляться и внутри континентальных плит, отражая различия геологической предыстории соседних блоков фундамента вулканитов.

В данной статье на примере вулканических поясов Азии окраинно-континентального типа рассматриваются принципиальные особенности проявления их магматической зональности, выявленные отклонения от стандартных ситуаций и возникающие в связи с этим проблемы их геодинамической интерпретации.

ПРОДОЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ, ИХ СЕГМЕНТАЦИЯ И ПОПЕРЕЧНЫЕ СКВОЗНЫЕ СТРУКТУРЫ

Примером окраинно-континентальных вулканических поясов, распадающихся на сегменты с различным строением и неодинаковыми петрохимическими особенностями магматических образований, является Сихотэ-Алинский субмеридиональный мел-палеогеновый пояс, который характеризуется стандартной петрохимической зональностью, позволяющей выделять фронтальную зону на востоке и тыловую зону на западе [10, 13]. Этот пояс распадается на два сегмента: южный и северный (рис. 1), которые различаются составом и формационной принадлежностью раннемеловых и позднемеловых-кайнозойских магматических образований, их металлогенией, а также строением коры и структурой складчатого фундамента [15, 25, 27]. Протяженность сегментов 400–500 км, ширина – 200–300 км.

Южный сегмент – Южный Сихотэ-Алинь, называемый часто Ольга-Тернейским блоком, является областью преимущественно доэоценового сиалического магматизма. Досенноманские, сеноман-туронские и палеоценовые андезиты и базиты не превышают 5–7% от общего объема вулканитов, а эоцен-олигоценовые базальты встречаются в отдельных покровах и дайках.

Северный сегмент включает Средний и Северный Сихотэ-Алинь (так называемые Самаргинско-Сюркумский и Нижнеамурский блоки). Раннемеловой магматизм, выраженный в Южном сегменте спорадическим появлением субэвральных кислых туфов [18], сменяется в Среднем и Северном Сихотэ-Алине накоплением субаквальных андезитов и латитов, часто интерпретируемых как островодужные вулканиты [9, 12]. Сенонские гранитоиды нижнеамурской серии Северного сегмента, имеющие золотоносную специализацию, су-

щественно отличны от сенонских оловоносных гранитоидов Южного сегмента. В Северном сегменте, по сравнению с Южным сегментом, сокращаются мощности сенон-датских и палеоценовых кислых вулканитов, заметно возрастает относительный объем палеоценовых (самаргинских) и сеноман-туронских (синанчинских) андезитов. В данном сегменте преобладают андезиты и базиты, сформировавшиеся в период от эоцена до миоцена включительно. И эоцен-олигоценовые (кузнецовские) и олигоцен-миоценовые (кизинские) андезиты и базиты принадлежат к типичным окраинно-континентальным известково-щелочным сериям андийского типа [4, 10].

Границей Южного и Северного сегментов служит Бикинская сквозная структура, трассируемая в западно-северо-западном направлении между 46° и $46^{\circ}40'$ с.ш.

Бикинская сквозная структура, как и другие подобные поперечные структуры Сихотэ-Алиня (Кавалерово-Дальнегорская, Маргаритовская и др.), выражается зоной сгущения аномалий: морфоструктурных, геологических, геофизических. На дистанционных снимках она представлена субширотными линейными элементами, на которых происходит резкая виргация простирающей юрско-меловых толщ. К ее осевой части приурочена цепочка субширотных депрессий, выполненных нижнемеловыми терригенными толщами, а начиная с палеогена угленосными отложениями и покровами базальтов.

По Бикинской структуре происходит резкая смена характера строения земной коры. Известно, что максимальная мощность коры в Приморье достигает 42 км, уменьшаясь с запада на восток (к подножью континентального склона) до 16 км. При этом, к югу от Бикинской сквозной структуры сокращение мощности коры происходит за счет гранитного слоя (в Южном сегменте), а к северу от нее (в Среднем Сихотэ-Алине) за счет более крутого подъема поверхности Мохоровичича и уменьшения мощности базальтового слоя [4].

В переходной зоне от Южного к Северному сегменту, в пределах Бикинской поперечной структуры, на протяжении 60–80 км происходит смена выходов древних кислых вулканитов повышенной калиевого более молодыми андезитовыми и базитовыми известково-щелочными разновидностями. В некоторых пересечениях наблюдаются также изменения состава одноименных и разновозрастных пород. Например, альбские трахиандезиты Кемской, равно как сенонские базиты Обильненской вулканоструктур ($45^{\circ}50'–46^{\circ}$ с.ш.) – калиевые, а те же трахиандезиты Дальненской вулканоструктуры ($46^{\circ}15'$ с.ш.) – натровые. На шельфе, в опущенной под уровень моря части вулканического

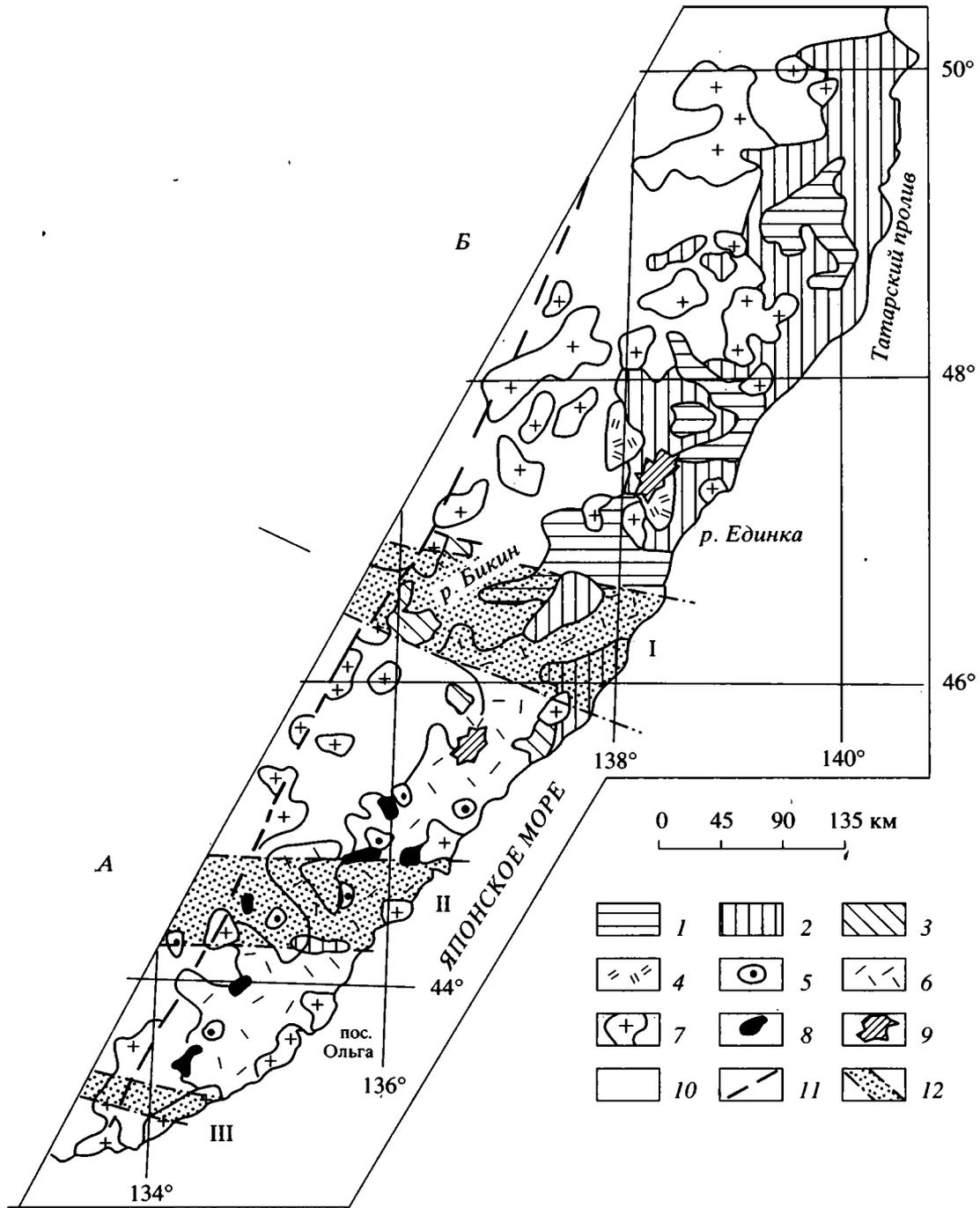


Рис. 1. Схема магматической выраженности сегментов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и латеральная зональность в переходной зоне. Составила В.А. Баскина. Буквами обозначены: А – Ольга-Тернейский блок (Южный Сихотэ-Алинь), Б – Самаргинско-Сюркумский блок (Средний и Северный Сихотэ-Алинь).

1 – базальты, трахибазальты неоген-четвертичные (совгаванская свита); 2 – андезибазальты, андезиты, реже дациты олигоцен-миоценовые (кизинская свита), базальты, андезибазальты эоцен-олигоцена (кузнецовская свита), андезиты, андезибазальты, реже дациты и риодациты палеоцена (самаргинская свита) – на приведенной схеме не разделены; 3 – риолиты, дациты олигоцена и миоцена (кедровская и колчанская свиты); 4 – ареалы андезитов и базитов сенона-эоцена; 5 – андезиты, андезибазальты палеоцена (самаргинская свита); 6 – риолиты и деллениты позднего мела-палеогена (приморская серия, каменская и богопольская свиты) – на приведенной схеме не разделены; 7 – позднемеловые и палеогеновые (на поле Б также раннемеловые) гранитоиды; 8 – андезиты сеноман-турона (синанчинская свита); 9 – трахиандезиты, андезиты, латиты апт-альба; 10 – осадочные толщи палеозоя-мезозоя (складчатый фундамент вулканического пояса); 11 – Центральный структурный шов; 12 – сквозные структуры (I – Бикинская, II – Кавалерово-Дальнегорская, III – Маргаритовская).

пояса, смена кислых вулканитов на андезиты происходит близ $45^{\circ}50'$ с.ш.

Совершенно очевидно, что отмеченные петрохимические отличия магматитов различных сегментов Сихотэ-Алинского вулканического пояса не связаны с палеограницей океан-континент. Эти различия обусловлены особенностями строения складчатого фундамента и состава земной коры под разными сегментами пояса, определившими своеобразие орогенного вулканизма в их пределах.

Кроме смены петрохимических особенностей магматитов на границе сегментов сходные явления отмечаются в крупных сводовых структурах, свойственных вулканическим поясам. В этом отношении показателен Ноттинский свод Сихотэ-Алиня. Его поперечник составляет около 100 км. В течение мела, палеоцена и эоцена в пределах свода формировались преимущественно калиевые кремнекислые вулканиты, в то время как за его пределами – нормальные известково-щелочные разности.

Но более заметны отклонения от стандартной зональности в пределах сквозных структур. Помимо Бикинской в Сихотэ-Алинском поясе выявлен ряд других поперечных сквозных структур, характеризующихся аномальными петрохимическими характеристиками магматических пород. Ширина их составляет первые десятки километров. В них длительно и унаследованно локализуются наиболее глубинные магматические продукты: субщелочные и щелочные базиты. Известная в Приморье Кавалерово-Дальнегорская широтная сквозная структура (шириной 40–50 км) пересекает не только Сихотэ-Алинский вулканический пояс, но и всю Сихотэ-Алинскую складчатую область, а также Ханкайский массив. На ее продолжении на дне Японского моря отмечен широтный выступ и линейная положительная тепловая аномалия. Как было показано [4], отличительной особенностью магматизма этой сквозной структуры является локализация разновозрастных щелочно-базальтовых и высококалиевых бимодальных тел и комплексов (рис. 2). На фоне позднемеловых-палеогеновых кислых вулканитов и комагматичных им гранитоидов вулканического пояса в узком ареале сосредоточены раннемеловые калиевые монзониты и трахиты (березовский комплекс), позднемеловые калиевые трахибазальты и габброиды, палеогеновые трахиандезиты и латиты, главные выходы юрских – раннемеловых диабазов. На всем протяжении поперечная сквозная структура контролирует размещение разбросанных вулканических построек андезибазальтового-андезитового (с риолитами) составов, сформированных большей частью в интервале от начала позднего мела до конца палеогена. Там же обильны рои даек палеоцен-эоценовых субщелочных базитов. С Дальнегорской частью данной

сквозной структуры совпадает также пояс разновозрастной флюоритовой минерализации [25]. Для поперечной структуры характерны малые штоки гранитоидов, часто с аномально высокими концентрациями В, S, а также Cr. Среди кислых вулканитов в поперечной структуре обильно представлены высоко- и ультракалиевые разности. Свойственная вулканическому поясу возрастная латеральная зональность магматитов в этой поперечной зоне нарушена: в частности, штоки позднемеловых гранитов распространяются в ее пределах почти вплоть до берега Японского моря.

Описываемый ареал разновозрастных магматитов Кавалерово-Дальнегорской поперечной структуры, а его протяженность более 300 км, обладает многими характерными признаками тыловых зон окраинно-континентальных поясов. Однако эта сквозная поперечная структура на всех этапах фанерозойского развития формировалась вкрест границ складчатых зон, вулканического пояса и даже совсем молодого новообразованного окраинного Японского моря.

Другим примером подобного рода поперечных структур может служить Маргаритовская сквозная структура Южного Сихотэ-Алиня (рис. 3), для которой характерны средне-кислые породы с высокими кали-натровыми отношениями, включая калиевые и ультракалиевые риолиты [19, 20]. В ее осевой части магматизм каждого этапа начался раньше и с более основных пород по сравнению с флангами.

Важной особенностью сквозных структур является то, что щелочные породы размещаются на всем протяжении такой структуры, как в тыловых, так и во фронтальных частях пересекаемых ими вулканических поясов. В результате появляется необычная магматическая зональность вулканических поясов. Например, на Камчатке щелочные породы в вулканических поясах разного возраста локализуются в узких субширотных и северо-западных зонах, поперечных простиранию этих поясов. К субширотным зонам тяготеют практически все известные на сегодня проявления ультрабазитового щелочного магматизма позднемелового-раннепалеогенового возраста (попутновская и хребтовская толщи), проявления щелочного и субщелочного магматизма позднего миоцена-раннего плиоцена (щипинская свита и ее гипабиссальные аналоги) [5, 26], а также щелочные и повышенной щелочности породы плейстоцен-голоценовых вулканов (Новый Толбачик, Бакенинг, Уксичан, Белоголовый).

На Камчатке, как и в Сихотэ-Алине, выявлена продольная сегментация вулканических поясов, контролируемая северо-западными системами поперечных дислокаций. Так, Паланско-Командорская зона дислокаций ограничивает распространение с юга эоценовых вулканитов Западной Кам-

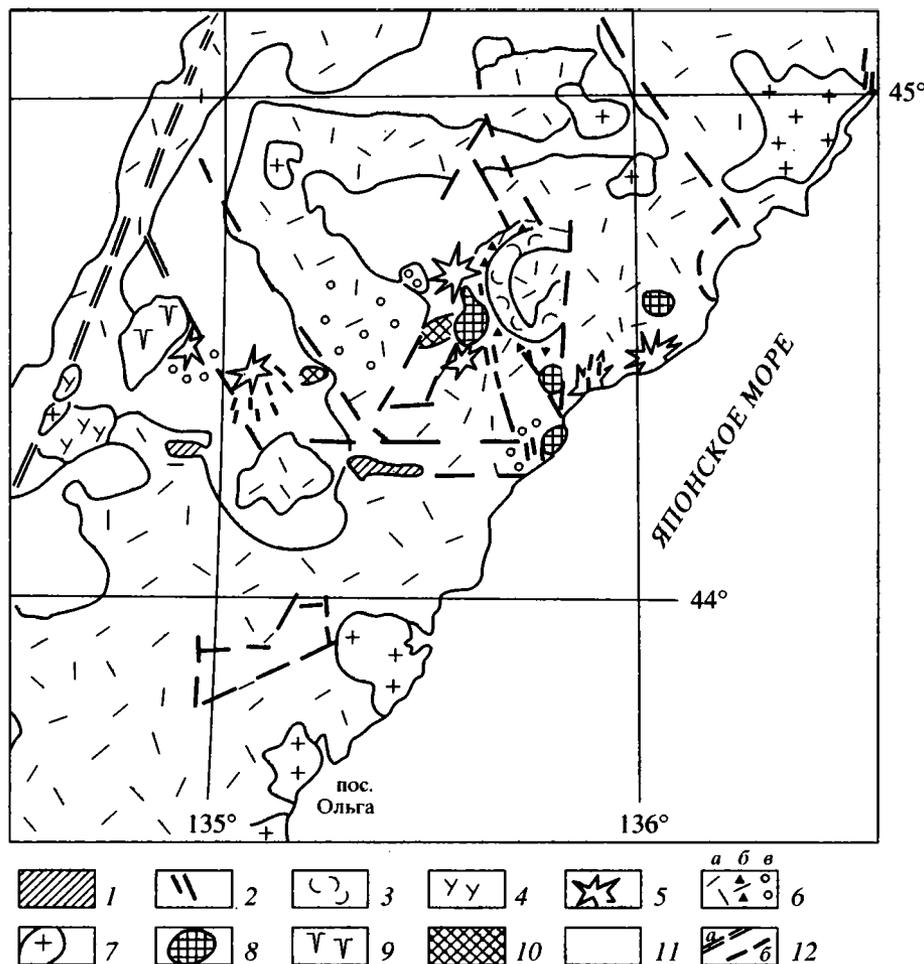


Рис. 2. Схема специфики магматизма сквозной Дальнегорской структуры на пересечении с вулканическим поясом Восточного Сихотэ-Алиня (см. II на рис. 1). Составила В.А. Баскина.

1 – базальты, андезитобазальты эоцена (суворовская свита); 2 – пояса даек субщелочных базитов палеоцен-эоценового возраста (64–45 млн. лет); 3 – базокварцевые риолиты и гранофилы палеоцена; 4 – трахиандезиты палеоцена (64–60 млн. лет); 5 – сближенные палеовулканические центры, андезитовые и базитовые с участием риолитов – интервал активности турон-палеоцен (90–55 млн. лет); 6 – риолиты и деллениты позднего мела–палеогена (90–56 млн. лет): а – туфолавы и игнимбри-ты, б – туффзиты, эруптивные брекчии, в – высоко- и ультракалийевые разности пород; 7 – граниты, гранодиориты, аляски-ты палеоценового возраста; 8 – позднемеловые калиевые щелочные базиты и шонкиниты (70–74 млн. лет); 9 – ранне-меловые трахиты и монциониты (110–100 млн. лет); 10 – пояса ступенчатости тел юрских–раннемеловых диабазов; 11 – осадоч-ные толщи позднего палеозоя–мезозоя складчатого основания вулканического пояса; 12 – разломы: а – Центральный структурный шов, б – прочие.

чатки. В ряде случаев это сопровождается повыше-нием уровня щелочности у неогеновых вулканитов и интрузивов. О значительной глубине заложения (более 80 км) северо-западных дислокаций Камчат-ки указывают находки на восточном фланге Мал-кинско-Петропавловской зоны высококалийевых андезитов [3] и находки в 1995 г. на западном фланге этой же зоны М.К. Бахтеевым и С.Р. Ти-хомировой субщелочных лампрофиров – миннет. С субширотными и северо-западными разломами Камчатки пространственно и структурно связаны все дайковые пояса различных позднекайнозой-ских лампрофиров. Важно подчеркнуть, что не-

которые из указанных для Камчатки зон попе-речных дислокаций находятся на простирации трансформных разломов ложа Тихого океана (рис. 4), что может служить дополнительным ар-гументом в пользу их сверхглубокого заложения.

В целом, сквозным структурам свойственна симметричная зональность магматизма. Это, на-ряду с их линейностью и дискордантностью к структурно-формационным зонам поясов, позво-ляет отличать указанные структуры от окружаю-щего фона.

Рассмотренные случаи однонаправленной лате-ральной вариации петрохимических особенностей

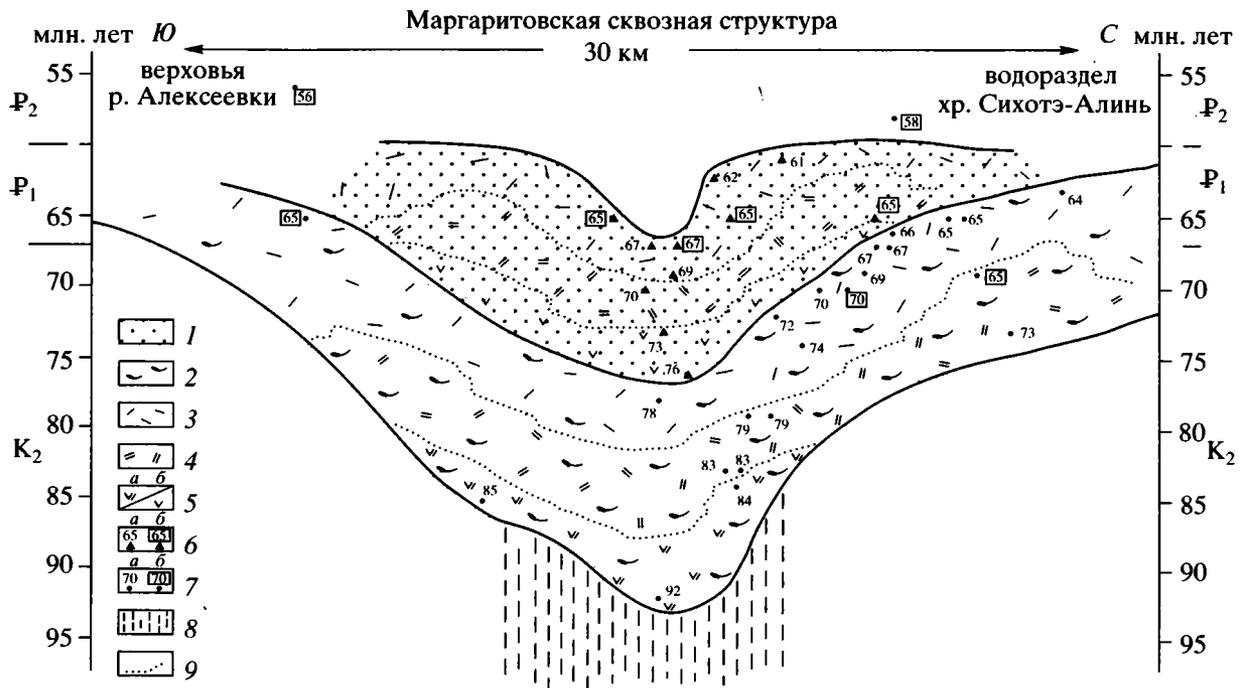


Рис. 3. Характер изменения возраста и состава продуктов мел-палеогенового вулканизма вкост простирания Маргаритовской сквозной структуры Южного Сихотэ-Алиня [19, 20] (см. III на рис. 1).

1 – палеоценовая самаргинская свита; 2–5 – поздне меловая–раннепалеоценовая приморская свита; 3–5 – составы свит: 3 – риолитовый, 4 – дацитовый, 5 – андезидацитовый (а) и андезитовый (б); 6–7 – абсолютный возраст пород по К–Аг данным: покровов (а) и корневых частей экструзий (б); 6 – самаргинской свиты, 7 – приморской свиты; 8 – осевая часть Маргаритовской сквозной структуры; 9 – граница разных породных комплексов.

одновозрастных магматических пород окраинно-континентальных вулканических поясов обусловлены гетерогенным строением подстилающего эти пояса фундамента и его структурным расчленением на сегменты и блоки поперечными разломами сверхглубокого заложения. В структуре поясов, а также их фундамента подобные разломы выступали как самостоятельные узкие зоны магматической проницаемости земной коры для глубинных щелочных магм и флюидов, приводящих к аномалиям состава вулканогенных и интрузивных образований в пределах таких зон. Можно предполагать, что эти структуры являлись трассерами на континентах трансформных зон океанов.

Проявляется отмеченная асимметричная зональность на ограниченных площадях и не маркирует границу континентальных и океанических плит. Необходимо подчеркнуть, что в древних складчатых сооружениях разрезы часто фрагментарны, деформированы и разобцены. Установленная на таких объектах магматическая зональность должна интерпретироваться с большой осторожностью для определения предполагаемой фронтальной зоны вулканических поясов и границы континент–океан.

НАРУШЕНИЯ АСИММЕТРИЧНОЙ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПОЯСОВ И ИХ ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ

В окраинно-континентальных вулканических поясах (Сихотэ-Алинском мезозойско-кайнозойском, включая его отторженные фрагменты в Японии, Евразийском позднепалеозойском, в северо-восточной части Центрально-Казахстанского девонского) на разных стадиях их формирования первоначальная асимметричная поперечная петрохимическая зональность в некоторых случаях сменяется симметричной. Выяснение этого феномена является важнейшей геодинамической задачей.

Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Он многими исследователями рассматривается как модельное звено системы окраинно-континентальных поясов востока Азии, связываемых с субдукцией тихоокеанских океанических плит под континент. Одним из оснований таких представлений служит отчетливая латеральная магматическая зональность данного пояса.

Южному сегменту этого пояса (Южному Сихотэ-Алинию) свойствен преимущественно доэоценовый кремнекислый магматизм. Общий объем

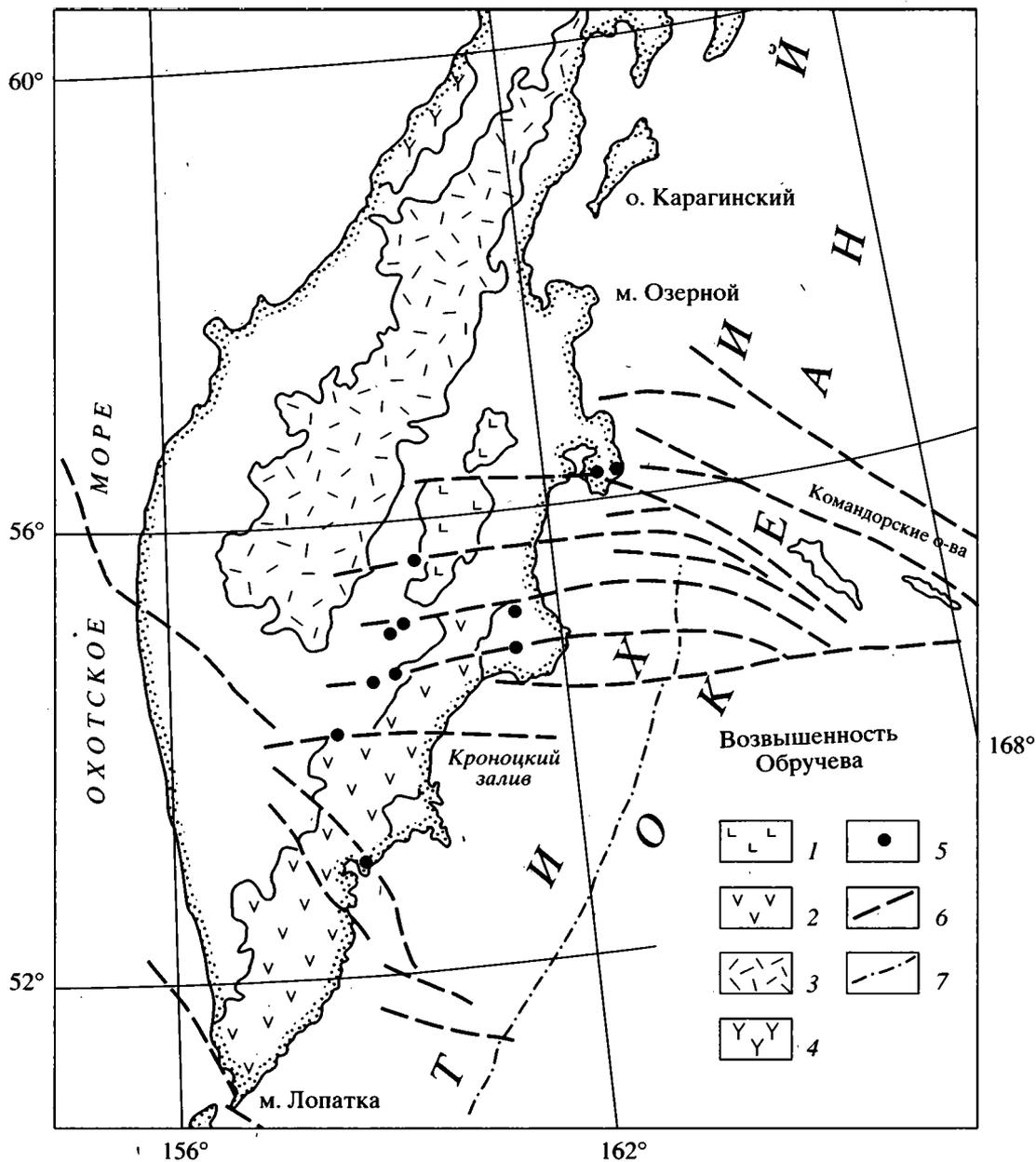


Рис. 4. Схема расположения вулканических поясов сквозных поперечных дислокаций и позднекайнозойских щелочных субвулканических комплексов Камчатки. Составили М.К. Бахтеев и С.Р. Тихомирова по Геологической карте России и сопредельных государств, 1990; данным Б.В. Баранова и Н.В. Селиверстова, 1993 г.; О.И. Супруненко, 1970 г., 1973 г.; В.М. Воробьева и А.А. Таракановского, 1979 г. и личным наблюдениям.

Субаэральные вулканогенные образования: 1 – Центрально-Камчатской рифтогенной депрессии; 2–4 – вулканических поясов: 2 – Восточно-Камчатского, 3 – Центрально-Камчатского, 4 – Западно-Камчатского; 5 – позднекайнозойские щелочные субвулканические комплексы; 6 – некоторые трансформные разломы ложа океана, поперечные сквозные разломы суши и островодужного склона; 7 – ось Камчатского глубоководного желоба.

андезитов и базитов в разрезе не превышает 10%. Они локализируются, главным образом, близ западной границы пояса, то есть в его тыловой части. Среди кремнекислых магматических пород на западе пояса преобладают сеноман-сенонские риолиты и деллениты и коагматичные им гранитоиды (95–75 млн. лет) [4, 28]. Последние представлены

ильменитовыми разностями I-типа, реже – S-типа. Для магматизма этой части пояса характерна металлогеническая специализация на олово и вольфрам (рис. 5).

В прилегающих к Японскому морю частях пояса и в прибрежной акватории моря преобладают палеогеновые магматиты (70–50 млн. лет). Они

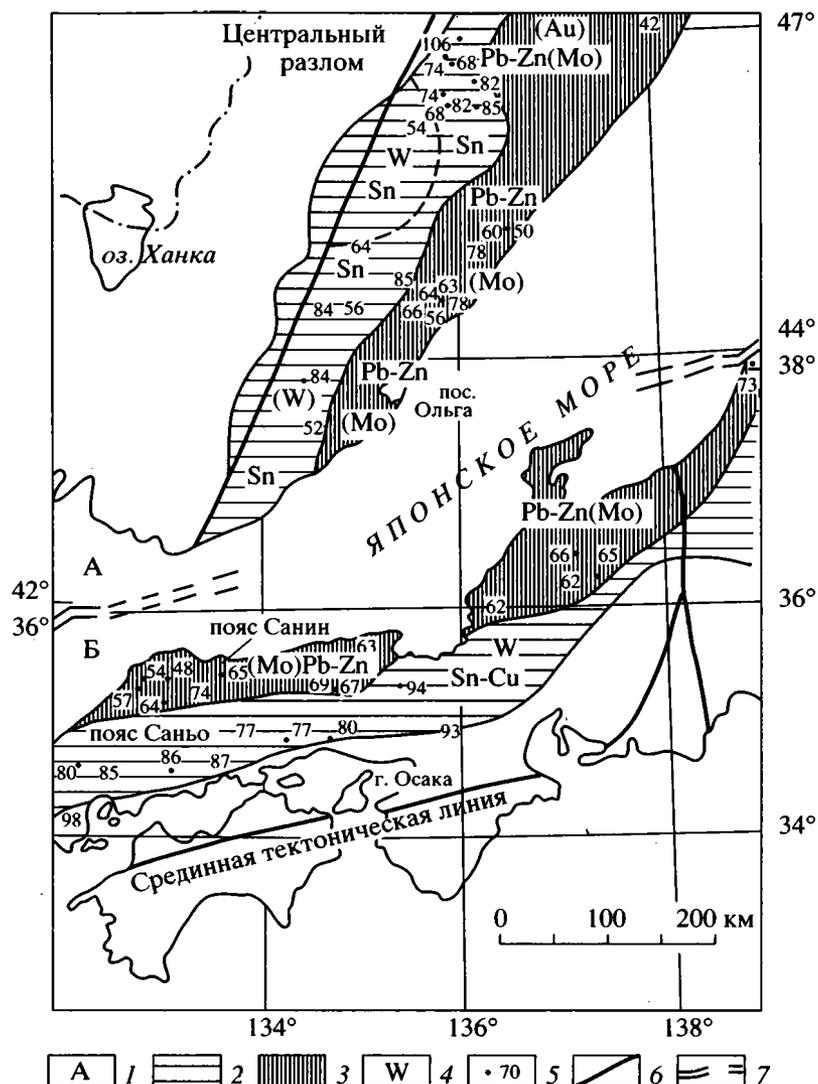


Рис. 5. Схема зонального размещения гранитов и связанной с ними минерализации вокруг Японского моря. Составила В.А. Баскина.

1 – Сихотэ-Алинь, Россия (А) и Юго-Западная Япония (Б); 2 – пояс позднемеловых гранитов (ильменитовый тип); 3 – пояс палеогеновых гранитов (магнетитовый тип); 4 – месторождения главных металлов; 5 – возраст рудных месторождений (для Японии по [30]); 6 – тектонические нарушения; 7 – линия разрыва площади Японского моря.

представлены магнетитовыми разностями I-типа. Этой части пояса свойственна металлогеническая специализация на свинец, цинк, молибден, золото.

В целом, от берега Японского моря в глубь Азиатского континента возрастает общая щелочность магматитов, растут кали-натровые и рубидиево-калиевые отношения, увеличивается концентрация лития, фтора, падает окисленность пород. Происходят именно те изменения вещественных параметров пород, которые характерны для зон перехода от фронтальных частей надсубдукционных поясов к тыловым.

Было бы нецелесообразным рассматривать зональность магматизма Южного Сихотэ-Алиня обособленно от таковой в Юго-Западной Японии. Считается доказанным, что после массовой ранне-мезозойской аккреции как Сихотэ-Алинь, так и Юго-Западная Япония являлись частью единой Евразийской плиты, где в позднем мелу – палеогене образовался окраинно-континентальный вулканический пояс, причем позиция падающей к западу-северо-западу сейсмофокальной зоны в течение этого времени была стабильной. Как полагают, реликты выхода мел-палеогеновой сейсмофокальной зоны обнаруживаются в поясе Симанто в Юго-Западной Японии. Затем, при раскрытии

Японского моря, эти звенья оказались разобщены [13].

Ожидаемая направленная латеральная изменчивость состава и возраста эндогенных образований с переходом от фронтальных к тыловым частям некогда единого пояса в рассматриваемом сегменте отсутствует. Напротив, имеет место зеркально-симметричная зональность мел-палеогеновых магматических и рудных образований по отношению к Японскому морю ([28], рис. 5). Обе части пояса (юг Восточного Сихотэ-Алиня и Юго-Западная Япония), каждая шириной по 150–200 км, заложены на сиалической коре мощностью до 40 км, включающей блоки докембрия. В Юго-Западной Японии, как и на юге Сихотэ-Алиня, в меловых палеогеновых разрезах преобладают кислые и умеренно кислые вулканиты. Их мощность достигает 3 км, а объем андезитов в разрезах не превышает 10–15%. На ранних стадиях заложения пояса (в альбе-сеномане) здесь развиты известково-щелочные и калиевые андезиты. Они распространены в тыловой и осевой частях ареала, т.е. в области, примыкающей к Японскому морю. В удалении от Японского моря в предполагаемой фронтальной, притихоокеанской, части пояса (зона Санью) вулканиты и гранитоиды более древние (95–75 млн. лет). Они относятся к ильменитовой серии I-типа, относительно обогащены K, Rb, F, Li, Sn. С ними связано оловянное, вольфрамовое, медное оруденение.

Таким образом, важные характеристики магматических и рудных образований на юго-западе Японии и во внутриконтинентальной, особенно в области Центрального шва, части Сихотэ-Алинского вулканического пояса совпадают. Вблизи Японского моря, как в Юго-Западной Японии, так и в Сихотэ-Алине, преобладают палеогеновые (70–50 млн. лет) ассоциации магматитов I-типа, магнетитовой серии, обедненные минерализаторами, имеющие более низкие начальные отношения изотопов стронция (0.705–0.706) [28, 30]. В обоих ареалах вдоль побережья Японского моря симметрично располагаются выходы эоценовых (50–40 млн. лет) гранофилов и субщелочных гранитов. Свинцово-цинковые и молибденовые месторождения мелового–палеогенового возраста Японии тяготеют к побережью Японского моря. Отметим также наличие субаэральных известково-щелочных андезитов, дацитов и риолитов эоцен-олигоцена (46–32 млн. лет) на подводной возвышенности Ямато [8].

Как объяснить выявленную для ареалов магматизма южной части Сихотэ-Алиня и Юго-Западной Японии симметричную петрохимическую и металлогеническую зональность? Она принципиально отличается от установленных закономерностей проявления надсубдукционного магматизма и поэтому механизмы субдукции океанической коры в качестве ее причины не могут быть приняты.

Судя по изотопно-геохронологическим данным, симметричная зональность возникла на самых ранних стадиях формирования окраинно-континентального вулканического пояса, задолго до образования Япономорского окраинного бассейна. С другой стороны, зеркально-симметричный характер этой зональности по отношению к Японскому морю заставляет предполагать существование генетической связи между более ранними процессами, обусловившими симметричную зональность в вулканическом поясе, и более поздними деструктивными процессами, вызвавшими раскрытие окраинного бассейна. Первые процессы были как бы предвестниками вторых.

Представляется, что общей причиной тех и других процессов было зарождение под данным участком континентальной окраины Евразии мантийного диапира и его последующий подъем. Размер и форма этого диапира, по-видимому, определили конфигурацию, симметричный характер и местоположение различных по петрохимическим и металлогеническим особенностям зон Южного сегмента Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а также центростремительную тенденцию их омоложения. Мощный поток тепла, исходящий от диапира, способствовал массовому выплавлению из сиалического фундамента кислых магм, продукты которых преобладают в составе сенон–палеогеновых магматических проявлений Южного Сихотэ-Алиня и Японии. По мере подъема диапира над его кровлей в литосфере усиливались процессы растяжения, которые сначала способствовали повышенной проницаемости коры для базитовых магм, а затем привели к ее разрыву и раздвигу. В результате, отколовшийся от материка Японский фрагмент вулканического пояса вместе со своим фундаментом в миоцене был отодвинут в сторону Тихого океана, а в его тылу образовался окраинный бассейн.

Евразийский позднепалеозойский вулканический пояс. Этот пояс, протягивающийся через всю Евразию на расстояние более 7 тыс. км, в современной структуре занимает внутриконтинентальное положение. Но его первичная окраинно-континентальная природа обоснована в ряде работ и в настоящее время признается большинством исследователей [22, 24]. Как и Сихотэ-Алинский пояс, он распадается на ряд сегментов, которые различаются особенностями строения, составом и петрохимической характеристикой слагающих его магматических комплексов.

Для рассматриваемой в статье проблемы особенно интересен Монгольский сегмент этого пояса, хорошо изученный в результате работ Советско-Монгольской геологической экспедиции и характеризующийся сложной и противоречивой петрохимической зональностью слагающих

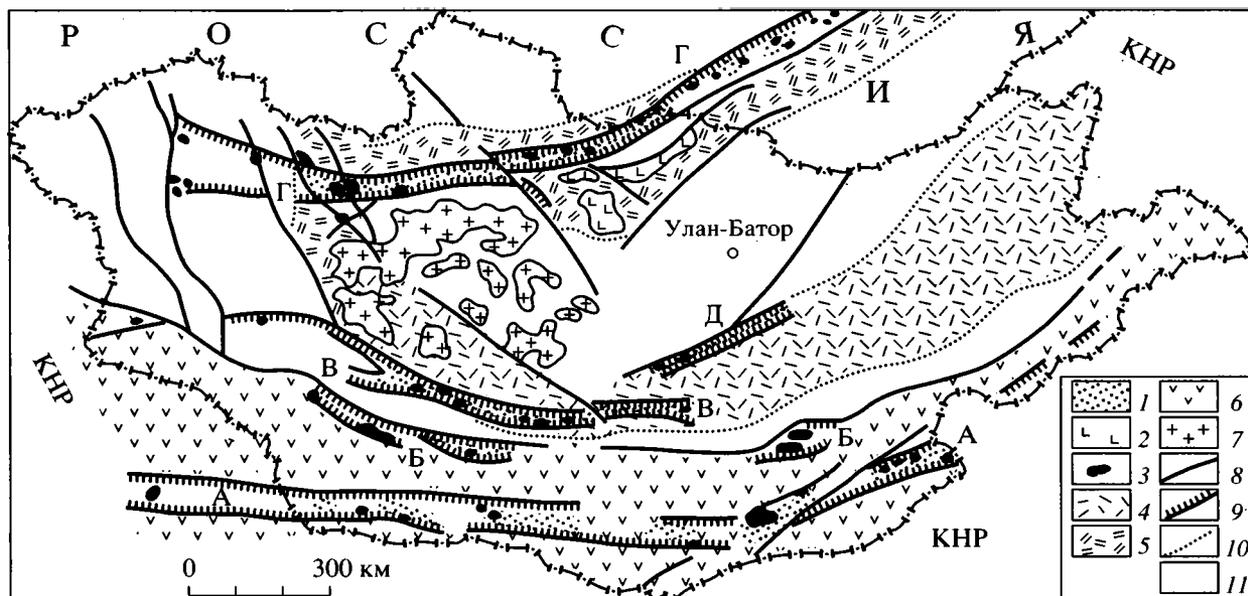


Рис. 6. Схема размещения каменноугольно-пермских магматических образований в Монгольском сегменте Евразийского позднепалеозойского окраинно-континентального вулканического пояса (по [32]). Буквами обозначены пермские рифтовые зоны: А – Гоби-Тяньшаньская, Б – Главного Монгольского линейамента, В – Гоби-Алтайская, Г – Северо-Монгольская–Трансбайкальская, Д – Северо-Гобийская.

1 – пермские бимодальные базальт-пантеллерит-комендитовые ассоциации рифтовых зон; 2 – пермские субщелочные базальты; 3 – щелочные граниты; 4–6 – дифференцированные вулканические комплексы: 4 – раннепермские базальты, андезиты, дациты и риолиты (Центрально-Монгольский пояс), 5 – позднекаменноугольные–раннепермские андезибазальты, трахибазальты, трахиандезиты, риолиты (Северо-Монгольский пояс), 6 – андезибазальты, андезиты, дациты и риолито-дациты второй половины раннего карбона–среднего карбона (Южно-Монгольский пояс); 7 – Хангайские граниты; 8 – разломы; 9 – границы рифтовых зон; 10 – границы вулканических поясов; 11 – каледонский фундамент и осадочные толщи фанерозоя.

его позднепалеозойских и раннетриасовых вулканических и интрузивных комплексов [16, 17, 32].

Монгольский сегмент Евразийского вулканического пояса заложился во второй половине раннего карбона на юго-восточном крае Северо-Евразийского палеоконтинента. Становление этого огромного палеоконтинента завершилось образованием вдоль всей его южной границы новой субдукционной зоны, в которой стала поглощаться океаническая кора прилежащего с юга позднепалеозойского океана Палеотетис. Именно с этой субдукционной зоной и связывается начало формирования Евразийского окраинно-континентального пояса [16, 17, 24, 32].

Детальными геологическими и петрологическими исследованиями установлено [16, 17, 32], что в процессе формирования Монгольского сегмента вулканического пояса свойственная ему петрохимическая зональность в различные отрезки геологического времени существенно изменялась.

Во второй половине раннего карбона и в среднем карбоне, в начальную стадию формирования пояса, на краю континента в пределах варисцид Южной Монголии образовался фронтальный

пояс известково-щелочного вулканизма (рис. 6). Он представлен мощными дифференцированными вулканическими сериями андезибазальтового, андезитового, дацитового и риолито-дацитового составов. По своим петрохимическим характеристикам они относятся к известково-щелочной серии. Установлено, что в породах одинаковой кремнекислотности содержание калия возрастает от южной к северной части пояса [16, 17]. Таким образом, для ранней стадии формирования пояса была характерна стандартная петрохимическая зональность магматических пород окраинно-континентальных поясов.

В позднем карбоне – ранней перми область распространения вулканических известково-щелочной серии смещается на север, в Центральную и Восточную Монголию, где развит комплекс андезитов, дацитов и риолитов нормальной щелочности до 2–3 км мощности (см. рис. 6). В Северной Монголии (в Орхон-Селенгинском прогибе) развита разновозрастная субщелочная вулканическая серия (до 3–4 км мощности). Она представлена лавами трахибазальтового, трахиандезитового, реже андезибазальтового составов в нижней части и

лавами и ингимбритами риолитового и трахириолитового состава в верхней части. Отмечено, что повышенное содержание калия особенно характерно для наиболее меланократовых основных пород, что указывает на субщелочную природу родоначальной магмы [16, 17, 32]. В Южной Монголии, в области распространения ранне-среднекаменноугольной известково-щелочной серии, как установлено В.В. Ярмолюком и В.И. Коваленко [16, 17, 32], раннепермские вулканы представлены бимодальной базальт-трахириолит-комендитовой серией (до 2,5 км мощности), с которой пространственно связаны дайковые пояса того же состава, а также массивы щелочных гранитов. Вулканы локализованы в двух субширотных грабенообразных зонах: Гоби-Тяншаньской – на юге и в зоне Главного Монгольского линейного элемента – на севере. По петрологическим и структурным признакам нижнепермская бимодальная базальт-трахириолит-комендитовая серия Южной Монголии является полным аналогом магматических комплексов современных континентальных рифтов.

Таким образом, в первой половине ранней перми в Монгольском сегменте окраинно-континентального вулканического пояса характер петрохимической зональности в магматических породах принципиально изменился. Вместо стандартной асимметричной зональности, свойственной ранне-среднему карбону, возникла симметричная, при которой область распространения известково-щелочных пород находилась в центре, а субщелочных и щелочных пород на ее северной и южной периферии.

В дальнейшем, на протяжении второй половины ранней перми, в поздней перми и начале триаса симметричный характер петрохимической зональности в пределах пояса сохранялся, хотя некоторые пространственные изменения в локализации и в формах проявления того или иного типа магматизма имели место.

В конце ранней–начале поздней перми известково-щелочные магматические комплексы формировались в Центральной Монголии: вулканы базальтового, андезибазальтового и дацитового составов в Орхон-Селенгинском прогибе (верхняя часть хануйской свиты), гранитоидные плутоны стандартного (ильменитового) типа в Хангайском нагорье. В это же время на юге, в системе грабенов Гобийского Алтая, формировались щелочные бимодальные серии, представленные оливиновыми базальтами, комендитами, трахириолитами и кварцевыми трахитами, а также массивами щелочных гранитов.

Отмеченные выше особенности латеральной изменчивости ранне-позднепермских магматических комплексов отмечают и для позднепермских–раннетриасовых магматических комплексов, с той лишь разницей, что бимодальные ще-

лочные магматические ассоциации в это время формировались севернее области распространения известково-щелочных ассоциаций – в приразломных грабенах Северо-Хангайской–Ханхуйской системы (см. рис. 6).

Описанная симметричная петрохимическая зональность в позднепалеозойских и раннемезозойских магматических образованиях Монгольского сегмента Евразийского окраинно-континентального пояса подчеркивается металлогенической зональностью: с периферическими зонами бимодального щелочного магматизма связаны медно-молибденовые месторождения, тогда как центральной области известково-щелочного магматизма (на поздней стадии существования – гранитного) свойственны позднепалеозойские месторождения олова и вольфрама.

В.В. Ярмолюком, В.И. Коваленко и их соавторами [16, 17, 32] высказана гипотеза о причинах возникновения симметричной петрохимической зональности в магматических комплексах Монгольского отрезка Евразийского окраинно-континентального позднепалеозойского вулканического пояса. По их представлениям, первоначальная стандартная асимметричная петрохимическая зональность, ярко выраженная в ранне-среднекаменноугольных магматических комплексах вулканического пояса, явилась отражением субдукции океанической коры Палеотетиса под Северо-Азиатский палеоконтинент. В конце карбона в процессе завершения варисийской эпохи складчатости, диастрофизма и окончательного становления Северо-Евразийского континента в условиях тектонического расслоения литосферы и дифференцированных перемещений крупных континентальных масс, в данном случае Сибирской платформы, возникла пологая зона тектонического срыва. По ней верхняя часть континентальной литосферы палео-Северо-Азиатского континента стала двигаться и последовательно перекрывать океаническую кору Палеотетиса: сначала зону субдукции, а затем и спрединговую зону срединно-океанического хребта. Обе эти зоны сохраняли активность и в погребенном состоянии. Этот процесс продолжался до поздней перми включительно, когда началось коллизионное столкновение Северо-Евразийского палеоконтинента с континентальными массами Катазии (Северо-Китайской платформы, Тарима) и на месте Палеотетиса возникли коллизионные складчатые сооружения северной ветви индосинид (Солонкерская зона Южной и Внутренней Монголии).

В результате такого тектонического перекрытия проекция на поверхность мантийного диапира, генерировавшего спрединговые процессы в срединно-океаническом хребте, оказалась продвинутой на север во внутрь континентальной окраины почти на 200 км и остановилась в поздней

перми, в связи с коллизией, в области Хангай-Хэнтейского нагорья Центральной Монголии. В условиях сильнейшего общего сжатия при межконтинентальной коллизии континентальная плита, перекрывающая срединно-океаническую рифтовую зону и питающий ее мантийный диапир, не смогла расколоться. Зато под влиянием исходящего от них мощного теплового и флюидного потока произошла ремобилизация перекрывающей континентальной коры и сформировались огромные объемы известково-щелочной гранитоидной магмы S-типа (Хангайский батолит), обусловившие сводовое поднятие этой области. Как реакция на это поднятие, возникли зоны локального растяжения и вторичные рифты, пронизываемые для продуктов мантийного щелочного базитового магматизма. Это и определило симметричную петрохимическую и металлогеническую зональность Монгольского сегмента Евразийского вулканического пояса.

Сравнение Южного сегмента Сихотэ-Алинского и Монгольского сегмента Евразийского окраинно-континентальных поясов показывает большое сходство между ними. В обоих поясах асимметричная петрохимическая зональность на ранних стадиях развития соответствующих сегментов сменяется симметричной петрохимической и металлогенической зональностями. В том и другом случае появление симметричной зональности наиболее логично объясняется влиянием мантийного диапира, хотя природа этих диапиров может быть различной.

В то же время геодинамические последствия внедрения и подъема мантийных диапиров были совершенно разными. В первом случае (Сихотэ-Алинь) это происходило в окраинно-континентальной обстановке, что способствовало растяжению над диапиром коры континентальной окраины, ее раздвигу и образованию окраинного моря с субокеанической корой. Во втором случае (Монголия) – в условиях межконтинентальной коллизии и обстановке сильнейшего сжатия и тектонического скучивания влияние диапира выразилось в ремобилизации сиалической коры, массовом гранитообразовании и сводообразовании. Соответствующим образом на это отреагировала и металлогения. Будучи симметричной и однотипной, по размещению соответствующих металлогенических зон она различна в обоих рассмотренных случаях. В Южном Сихотэ-Алине и Японии свинцово-цинковые и молибденовые месторождения группируются в центре, олово-вольфрамовые – по периферии. В Монголии наоборот – над мантийным диапиром в области распространения крупнейших гранитных плутонов располагаются олово-вольфрамовые, а по периферии – медно-молибденовые месторождения.

Центрально-Казахстанский девонский вулканический пояс. Из ареала девонского континен-

тального вулканизма Центрального Казахстана А.А. Богдановым [7] был впервые выделен краевой вулканический пояс. На востоке этот пояс А.А. Богданов ограничивал меридиональным Центрально-Казахстанским разломом. Проведенный анализ латеральных вариаций петрохимических серий разных стадий орогенного развития всего девонского ареала Центрального Казахстана позволил установить в его пределах две зоны, которые закономерно связаны между собой по латерали [11, 23], отражая принципиальные черты строения вулканических поясов окраинно-континентального типа со стандартной односторонне направленной асимметричной зональностью магматизма [21]. Породы базальт-андезит-риолитового ряда преимущественно известково-щелочной петрохимической серии локализуются на краю каледонского палеоконтинента, фиксируя собой фронтальную зону пояса. Породы высококальциевой ветви известково-щелочной и шошонитовой серий (породы трахибазальт-трахиандезит-трахириолитового ряда и высококальциевые их разности) тяготеют к внутренним частям каледонского континента, маркируя тыловую зону девонского окраинно-континентального пояса.

Подобная асимметричная зональность особенно отчетливо проявлена для раннеорогенных магматитов (нижний девон) с их резко преобладающим развитием базальт-андезит-базальт-андезитовых ассоциаций. Выделенная фронтальная зона совпадает с собственно краевым поясом А.А. Богданова. Это позволило впервые [11, 23] на востоке трассировать фронтальную зону девонского пояса вдоль Центрально-Казахстанского разлома на север к горам Кайдаул, а оттуда на северо-запад в российскую часть Прииртышья, промаркировав, таким образом, сложную угловатую границу каледонского палеоконтинента не только с Джунгаро-Балхашским, но и с Иртыш-Зайсанским средне-позднепалеозойскими палеобассейнами (рис. 7).

В то же время современное расположение раннедевонских петрохимических зон на северо-востоке Центрального Казахстана имеет элемент симметричности (см. рис. 7). Однако в данном случае симметричность обязана более поздним перемещениям блоков. Особенно ярко это проявлено в Сарысу-Тенгизском сегменте девонского пояса (район Баршин-Джезды-Атасу, рис. 7). Здесь ареалы пород разной петрохимической принадлежности располагаются часто дискордантно к простиранию пояса, блоки с высококальциевыми породами расположены непосредственно на границе с Джунгаро-Балхашским морским бассейном, а блоки с низкокальциевыми породами – в удалении от него. Блоково-клавишное строение в данном регионе палеозойских образований, включая девонские вулканы, отмечалось А.А. Богдановым, А.Е. Михайловым, О.А. Мазаровичем, В.Г. Тихомировым и другими исследователями, подчеркивающими ог-

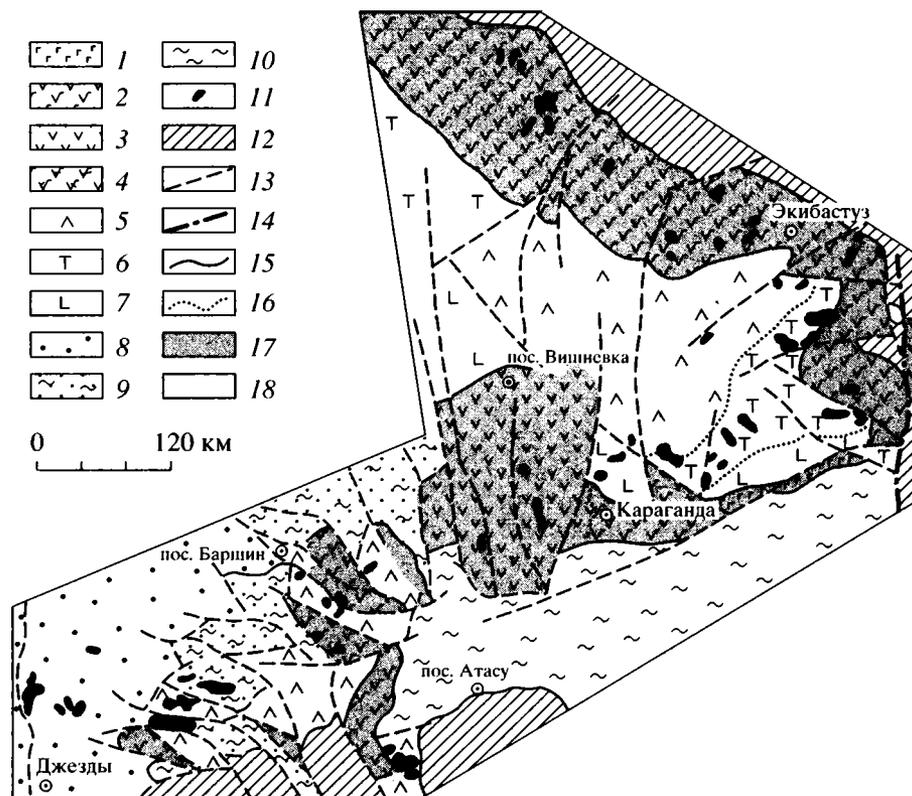


Рис. 7. Схема современного распространения раннеорогенных ассоциаций девонского окраинно-континентального вулканического пояса севера Центрального Казахстана. Составили А.М. Курчавов, М.С. Гранкин, Е.Г. Мальченко (по [11, 23] с авторскими добавлениями).

1–4 – ассоциации фронтальной зоны пояса: 1 – базальт-андезибазальтовая, 2 – базальт-андезибазальтовая с андезитами, андезидацитами и дацитами, 3 – андезибазальт-андезит-андезидацитовая с дацитами, 4 – контрастная андезибазальт-кремнекислая; 5–7 – ассоциации тыловой зоны пояса: 5 – базальт-андезибазальт-андезитовая со средне-основными породами повышенной калиевости, 6 – трахибазальт-трахиандезибазальт-трахиандезит-трахидацитовая с базальтами и андезибазальтами, 7 – трахибазальт-базальтовая; 8 – континентальная моласса; 9 – прибрежно-морские терригенные отложения; 10 – морские терригенные отложения Джунгаро-Балхашского бассейна; 11 – интрузивы; 12 – области отсутствия девонских осадков; 13 – разломы; 14 – Центрально-Казахстанский разлом; 15 – границы зон и 16 – ассоциаций пород; 17 – фронтальная зона девонского пояса; 18 – тыловая зона девонского пояса.

ромную роль латеральных перемещений блоков в формировании структуры данного региона.

В более поздние стадии развития девонского вулканического пояса Казахстана характер петрохимической зональности в магматических породах Бетпақдалинского сегмента существенно меняется.

В Бетпақдалинском сегменте этого пояса, прилегающим с юга непосредственно к Сарысу-Тенгизскому сегменту, для раннедевонско-эйфельских эффузивных и интрузивных образований характерно нарастание в них щелочности и калиевости от Джунгаро-Балхашского морского бассейна того времени на запад в глубь каледонского палеоконтинента (рис. 8). В этом же направлении также усиливается калиевость позднеорогенных вулканитов и гранитоидов (живет-фран). Однако высококалиевые и ультракалиевые риолиты франского возраста позднеорогенной стадии так же широко распространены на востоке пояса: в зоне перехода к

Джунгаро-Балхашскому бассейну, то есть во фронтальной зоне пояса.

Таким образом, для позднеорогенной стадии формирования Бетпақдалинского сегмента девонского вулканического пояса Казахстана, как и для поздних стадий развития Южного сегмента Сихотэ-Алинского и Монгольского сегментов Евразийского окраинно-континентальных поясов, также характерно проявление симметричной магматической зональности. Появление подобной зональности в виде ареалов позднеорогенных высококалиевых риолитов, по-видимому, связано с процессами деструкции края формирующегося континента и отторжением континентальных блоков, на которых развивается высококалиевый кремнекислый магматизм. Подтверждение этому можно видеть в широком развитии в пределах указанных блоков последующего (фаменского) рифтогенного магматизма [31].

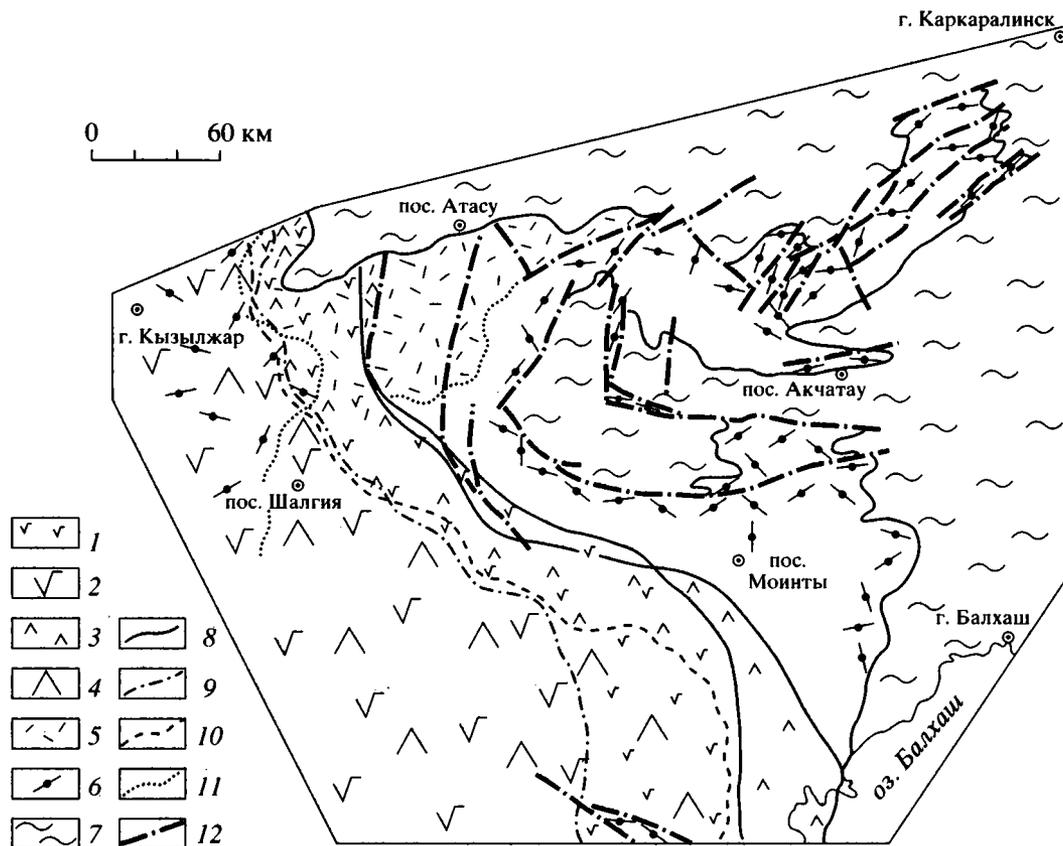


Рис. 8. Принципиальная схема современного распространения вулканогенных ассоциаций Бетпақдалинского сегмента девонского окраинно-континентального вулканического пояса Казахстана. Составил А.М. Курчавов.

1–2 – раннеорогенные ассоциации (начало раннего девона): 1 – известково-щелочной серии, 2 – известково-щелочной серии при большой роли пород ее высококалиевой ветви и шохонитовой серии; 3–4 – среднеорогенные ассоциации (конец раннего девона–начало среднего девона): 3 – известково-щелочной серии, 4 – высококалиевой ветви известково-щелочной серии и шохонитовой серии; 5–6 – позднеорогенные ассоциации (живет-фран): 5 – известково-щелочной серии, 6 – высококалиевые и ультракалиевые риолиты и риодациты франы; 7 – терригенные морские отложения Джунгаро-Балхашского бассейна; 8 – границы распространения ассоциаций разных стадий развития пояса; 9–12 – границы распространения ассоциаций внутри каждой стадии: 9 – ранней, 10 – средней, 11 – поздней; 12 – разломы.

ВЫВОДЫ

1. Сходная односторонняя и однотипная латеральная зональность ключевых индикаторных параметров магматических образований отмечается для магматических ареалов разных геодинамических обстановок формирования. Она проявляется как на уровне самих вулканических поясов, так и в подчиненных им структурах.

Масштабность проявления подобной латеральной изменчивости магматических образований в разных ситуациях различна, как и различны причины ее появления.

Установлено несколько типовых ситуаций проявлений односторонней латеральной магматической зональности:

1 – односторонняя латеральная магматическая зональность как результат взаимодействия континентальных и океанических плит. Изменение

вещественных параметров вулканогенных и интрузивных пород коррелируется с удалением ареалов магматизма от зоны перехода океан–континент в глубь консолидированных частей последнего. Такая зональность характерна для окраинно-континентальных вулканических поясов и обычно связывается с субдукционными процессами.

2 – односторонняя латеральная изменчивость вещественных параметров вулканогенных и интрузивных пород внутри континентальных плит. Современный рисунок подобной зональности может быть обусловлен особенностью развития внутренних частей поясов или подчиненных им структур, а также быть следствием более поздних нарушений их первичной структуры.

Однонаправленная зональность изменения вещественных параметров магматических продуктов, связанная с внутренними особенностями вул-

канических поясов, проявляется в нескольких ситуациях:

а – асимметричная зональность на границах сегментов поясов. Чаще всего она наблюдается на границе сегментов, различающихся доминированием пород разной кремнекислотности. Протяженность сегментов составляет обычно несколько сотен км. Ширина же зоны смены ассоциаций пород не превышает первые десятки километров.

Отмеченная односторонняя латеральная зональность не связана с палеограницей океан–континент, а отражает различия в геологической истории блоков как в доорогенный период, так и на стадии формирования окраинно-континентального вулканического пояса.

б – односторонняя направленность смены вещественных параметров магматических образований крупных изометричных структур в пределах вулканических поясов. Поперечник таких структур может достигать первые сотни километров.

Современное расположение выходов магматических пород различной петрохимической принадлежности может быть также следствием нарушения первичной внутренней структуры поясов или их сегментов в результате последующих перемещений блоков.

3 – зональность магматизма сквозных зон дислокаций, пересекающих орогенные вулканические пояса или разграничивающих сегменты в его пределах, является особым типом проявления магматической зональности внутриконтинентальных обстановок.

Важная отличительная черта зональности магматизма сквозных структур – ее симметричность. Наряду с линейностью и дискордантностью к фациально-формационным зонам поясов это позволяет отличать указанные структуры от окружающего фона.

Как видно, одинаправленные латеральные вариации многих петрохимических признаков разновозрастных магматических образований проявляются внутри континентальных плит. Они связаны с изменением состава и мощности коры и/или сменой типов тектонических движений в пределах континентов и не дают основание для маркировки границы континент–океан.

Сходность проявления одинаправленной латеральной изменчивости ключевых вещественных параметров магматитов разных геологических ситуаций следует иметь в виду при палеорекострукциях древних складчатых сооружений с их фрагментарностью выходов и нарушением первичной структуры. Установленная магматическая зональность фрагментов структур должна интерпретироваться с большой осторожностью для выделения предполагаемой фронтальной зо-

ны вулканических поясов и соответственно границы океан–континент.

II. Характер и направленность магматической зональности в разные стадии формирования вулканических поясов может существенно меняться.

Односторонне направленная (или асимметричная) магматическая зональность может быть составной частью более сложной симметричной (или симметрично-зеркальной) зональности, которая в ходе развития поясов сменяет более раннюю одностороннюю зональность магматизма.

Выявлено несколько типов проявлений симметричной зональности вулканических поясов, проявляющейся в различных геодинамических ситуациях:

1 – симметричная зональность магматизма поясов, формирующихся в окраинно-континентальной обстановке;

2 – симметричная зональность магматизма вулканических поясов, формирующихся в коллизионной обстановке.

В обоих случаях симметричное расположение зон смены вещественных параметров магматитов обусловлено воздействием поднимающегося мантийного диапира (или плюма).

3 – симметричная зональность магматизма в связи с процессами деструкции края континента.

III. Наиболее надежные данные для определения фронтальной части вулканических поясов предоставляют раннеорогенные вулканические ассоциации.

Петрохимическую латеральную изменчивость свойственной данной стадии ассоциаций пород преобладающего средне-основного составов легче связать с процессами в сейсмофокальных зонах и соответственно надежнее маркировать границу перехода океан–континент, особенно в древних складчатых сооружениях.

Одним из надежных приемов установления зональности магматизма и выявления фронтальных зон вулканических поясов является картирование петрохимической сериальной принадлежности ассоциаций магматитов разных хронологических уровней в пределах всего ареала распространения магматизма. Такой подход позволяет выявить принципиально новые моменты в строении, характере сегментированности и истории формирования даже хорошо изученных вулканических поясов.

IV. Для более полной и надежной идентификации геодинамических обстановок формирования вулканических поясов и палеотектонических реконструкций важная роль принадлежит металлогеническим данным. В современных исследованиях это еще не нашло должного применения.

Использование особенностей смены металлогенических зон по латерали позволяет надеж-

нее идентифицировать геодинамическую сущность сходной по типу проявления магматической зональности. При сходности проявления симметричной магматической зональности в вулканических поясах, формирующихся в окраинно-континентальной и коллизионной обстановках, характер размещения металлогенических зон у них принципиально различен. Для окраинно-континентальных поясов в этом случае характерна смена халькофильных рудных формаций на редкометальные с удалением от оси поднимающегося мантийного диапира или плюма. Для коллизионной обстановки расположение указанных зон прямо противоположное.

Другой аспект привлечения металлогенических данных для палеорекострукции связан со сквозными структурами. Они не всегда выражены отчетливо и для их выявления необходим комплексный анализ всего геологического материала. Одно из их важнейших отличий заключается в контроле ими крупных рудных объектов. Длительно и унаследованно развиваясь, эти структуры являются поверхностным отражением глубинных дислокаций, т.е. они являются естественными геологическими рубежами, ограничивающими блоки земной коры. Поэтому выявление их принципиально важно для понимания геодинамических обстановок формирования и более корректных палеотектонических реконструкций не только вулканических поясов, но и их довулканического фундамента.

Полученные результаты имеют первостепенное значение для палеотектонических реконструкций. Зональность магматизма дает важные сведения для реставрации первоначального расположения блоков и фрагментов складчатых сооружений. Но она должна корректироваться другими геологическими данными.

Данная работа была выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 95-05-14525, 98-05-64700).

Авторы признательны В.И. Коваленко и А.С. Перфильеву за ценные замечания, способствовавшие улучшению данной работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987. 246 с.
2. *Абрамович И.И.* Современные идеи теоретической геологии. Л.: Недра, 1984. 266 с.
3. *Балуев Э.Б., Перепелов А.Б., Ананьев В.В. и др.* Высококальциевые андезиты фронтальной части островной дуги (Камчатка) // Доклады АН СССР. 1984. Т. 279. № 4. С. 977–981.
4. *Баскина В.А.* Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 261 с.
5. *Бахтеев М.К., Тихомирова С.Р., Свердлов В.С.* Геолого-структурная позиция позднемиоцен-плиоценового щелочного магматизма Восточной Камчатки // Отечественная геология. 1995. № 4. С. 37–44.
6. *Богданов А.А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1959. Т. XXXIX. Вып. 1. С. 8–42.
7. *Богданов А.А.* Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1965. Т. XL. Вып. 6. С. 8–42.
8. *Васильев Б.И.* Вопросы строения и развития ложа Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 3–10.
9. *Вулканические пояса востока Азии.* 1984. М.: Наука, 1984. 503 с.
10. *Гольинко И.Н., Соболев А.О., Голубева Э.Д.* Особенности петрохимической эволюции окраинно-континентального вулканизма в геодинамическом аспекте // Петрохимическая эволюция магматических формаций. М.: Наука, 1990. С. 82–102.
11. *Гранкин М.С., Курчавов А.М., Мальченко Е.Г. и др.* Геодинамическая обстановка формирования девонского вулканоплутонического пояса северо-востока Центрального Казахстана и медно-порфировых месторождений в его пределах // Геология и разведка недр Казахстана. 1996. № 4. С. 2–8.
12. *Есин С.В., Пархоменко В.С., Шестель С.Е.* Геохимия и петрогенезис базальтов эоцен-миоценового этапа вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 50–58.
13. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
14. *Иванов Р.Г.* Горизонтальная зональность ассоциаций магматических пород // Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. С. 163–181.
15. *Изох Э.П.* Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1966. № 1. С. 32–44.
16. *Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В.* Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13–29.
17. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Моссаковский А.А.* Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии) // Геотектоника. 1989. № 6. С. 3–20.
18. *Красилов В.А.* Корреляция меловых вулканогенных толщ востока СССР – проблемы и перспективы // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 6–13.
19. *Курчавов А.М.* Значение геологического возраста вулканитов для выявления глубинных структур (на примере Южного Сихотэ-Алиня) // Доклады АН СССР. 1977. Т. 234. № 5. С. 1160–1163.
20. *Курчавов А.М.* Латеральная изменчивость вулканитов (на примере Южного Приморья). М.: Наука, 1979. 145 с.

21. Курчавов А.М. Закономерности латеральной изменчивости и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов // Геотектоника. 1994. № 2. С. 3–18.
22. Курчавов А.М., Ярмолюк В.В. Размещение континентальных пермских вулканитов Центральной Азии и его тектоническое истолкование // Геотектоника. 1984. № 4. С. 75–89.
23. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Мазуров А.К., Хамзин С.Х. Новые данные о строении девонского вулканического пояса северо-востока Центрального Казахстана // Доклады РАН. 1998. Т. 358. № 1. С. 83–86.
24. Моссаковский А.А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения) // Геотектоника. 1972. № 1. С. 6–28.
25. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. 168 с.
26. Тихомирова С.Р. Позднемиоцен-плиоценовые субвулканические комплексы и магматизм зон поперечных разломов Восточной Камчатки // Автореферат канд. диссерт. М.: МГГА, 1994. 26 с.
27. Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 7. М.: Наука, 1956. 305 с.
28. Baskina V. Mirror-image zonality of magmatism and ore deposits around the Japan Sea // Recent Advances in Marine Science & Technology '96. Narendra Saxena (ed.). Honolulu. P. 45–54.
29. Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific // Science. 1967. V. 157. № 3790. P. 801–803.
30. Ishihara S., Shibata K., Uchiyumi S. K–Ar ages of ore deposits related to Cretaceous-Paleogene granitoids – summary in 1987 // Bull. Geol. survey Japan. 1988. Vol. 39. P. 81–94.
31. Kourtchavov A.M. Types of islandarc volcanic areals in the Devonian orogenic volcanic belt of the Central Kazakhstan // 5th Zonenshain conference on plate tectonics. Abstracts. Moscow. November 22–25. 1995. P. 76–77.
32. Kovalenko V., Yarmolyuk V., Bogatikov O. Magmatism, geodinamics and metallogeny of Central Asia. MIKO-Commerical Herald Publishers. Moscow, 1995. 275 p.

Рецензенты: А.С. Перфильев, В.И. Коваленко

Major-Element Zoning of Volcanic Belts: Problems of Geodynamic and Paleotectonic Interpretation

A. M. Kurchavov*, V. A. Baskina*, M. K. Bakhteev**, and A. A. Mossakovskii***

* *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Moscow*

** *Dubna International University of Nature, Society and Man, Dubna, Moscow Oblast*

*** *Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Moscow*

Types of lateral variation and zoning of magmatism are discussed with reference to volcanic belts at the continental margins of Asia. It is shown that lateral variations, typical of these belts, from calc-alkalic to alkalic, and then potassic rocks with increasing distance from interaction zones between oceanic and continental plates, can be found in other geologic settings such as boundary zones between volcanic belt segments dominated by rocks of different silica contents and transcurrent faults cutting across volcanic belts, where lateral variations could be caused by factors of different origin and significance. Even where developed widely over extensive areas, asymmetric magmatic zoning can be a constituent of some more complex zoning. Of great importance is the knowledge of the lateral variation patterns of the major-element chemistries of magmatic rocks at different evolution stages of volcanic belts, because they could be modified substantially during the histories of their formation, and asymmetric magmatic zoning could be replaced by symmetric magmatic zoning. The latter could be caused by a rising mantle diapir (plume), or be a consequence of destructive processes that operated at the edge of the continent. The best data reliable for the interpretation of magmatic zoning are provided by basic rocks that were usually emplaced during the early stages of the history of volcanic belts. They can be correlated with the processes that operated in Benioff seismic zones, which is extremely useful for the reliable identification of the frontal zones of volcanic belts in continental margins.

УДК 550.384.33/551.242(571.66)

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ТЕКТОНИКА о-ва КАРАГИНСКИЙ

© 1999 г. Д. В. Коваленко, Я. Ю. Ярославцева, В. Л. Злобин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва

Поступила в редакцию 13.10.97 г.

В намагниченности пород о-ва Карагинского выделяются как доскладчатые, близкие к первичным, компоненты, так и послескладчатые. По направлениям доскладчатых компонент намагниченности установлено, что маастрихт-палеоценовые островодужные вулканогенно-терригенные толщи о-ва Карагинского сформировались на сороковых–начале пятидесятих градусах северной широты и в этот период времени не были смещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой. Исследованные геологические блоки незначительно развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки, что указывает на отсутствие значительных сдвиговых перемещений при образовании структуры о-ва Карагинского. Анализ вторичных компонент позволил выяснить, что структура о-ва Карагинского формировалась как минимум в два этапа деформаций. По-видимому, во время второго этапа толщи были сильно наклонены на 45° – 65° в запад-северо-западном, северо-западном направлении, совпадающем с северо-западной вергентностью структуры о-ва Карагинского.

В большинстве реконструкций района Берингова моря структура о-ва Карагинского рассматривается как аккреционная, сформировавшаяся при субдукции океанической литосферы [2, 13]. Зона аккреционной призмы протягивается от южных отрогов хребта Малиновского на севере через о-в Карагинский [2, 13] и далее на Восточные хребты Камчатки [4]. В различных моделях для этого района не существует единого мнения о направлениях конвергенции литосферных плит в зоне Карагинской аккреционной призмы. По версиям, предложенным в [8], аккреционная призма о-ва Карагинского начала формироваться в эоцене после коллизии или частичной коллизии Восточно-Камчатской и Олюторской островных дуг при субдукции молодой “горячей” литосферы, сформированной в результате спрединга в Командорской котловине. В.Д. Чехович с соавторами [13] считают, что аккреция была возможной с эоцена при субдукции перемещавшихся в северо-западном направлении тихоокеанских плит, а в гипотезе [18] предполагается, что заложению аккреционной призмы о-ва Карагинского, по мнению авторов, произошедшей в миоцене, предшествовали значительные палеоцен-эоценовые перемещения комплексов пород Восточно-Камчатской и Олюторской островных дуг [13] по левосторонним сдвигам вдоль Евразийской континентальной окраины.

Нами были проведены палеомагнитные исследования разновозрастных структурно-вещественных комплексов пород Карагинской аккреционной призмы с целью оценки направления конвергенции литосферных плит в данном районе в различные периоды времени, т.е. с целью оценки

величины и направления сдвиговой компоненты при субдукции литосферных плит.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ О-ВА КАРАГИНСКОГО

В структуре о-ва Карагинского выделяется несколько структурно-формационных комплексов [13]: офиолитовый, кремнисто-вулканогенный, вулканогенно-терригенный, флишоидный, осадочного меланжа, вулканогенно-осадочный и молассовый.

Офиолитовый комплекс протягивается узкой полосой вдоль оси Центрального хребта острова. Комплекс включает серпентинитовый меланж с пластинами и блоками гипербазитов, полосчатых и массивных габброидов, блоки параллельных даек и пластины метаморфических сланцев. Петрохимические характеристики различных пород комплекса позволяют отнести их к надсубдукционным офиолитам и предполагать, что офиолиты о-ва Карагинского являются частью фундамента вулканической дуги либо фундаментом окраинноморского бассейна [8]. К-Аг определения возраста, выполненные для образцов параллельных даек офиолитового комплекса, показали 79–84 млн. лет [9] и 95–102 млн. лет [21], что соответствует альбу–кампану.

Кремнисто-вулканогенный комплекс простирается параллельно офиолитовому. Он сложен лавами, вулканическими брекчиями, туфами известково-щелочной серии, кремнистыми породами, сформированными в энзиматической островной дуге. Возраст пород комплекса на основании находок иноцерамов определен как сенонский, а по радиоляриям – кампан-маастрихтский [13].

Вулканогенно-терригенный комплекс протягивается вдоль юго-восточного склона Центрального хребта (хынхлонайская и крутогорская свиты). В нижней части он представлен в основном вулканогенными породами – известково-щелочными лавами, туфобрекчиями и туффитами различной зернистости; в верхней части, согласно надстраивающей нижней, он сложен терригенными толщами – алевролитами, аргиллитами, песчаниками и их туфогенными разностями. Вероятно, породы комплекса формировались в развитой энсиматической островной дуге. Возраст пород нижней части комплекса определяется как маастрихт–датский на основании находок бентосных фораминифер [14], а К-Аг определение по образцам базальтов показывает 65–69 млн. лет [9]. Возраст верхней части разреза комплекса определяется находками фораминифер, характерных для дания–палеоцена [9, 14].

Породы *вулканогенно-осадочного комплекса* обнажаются на юге острова. К этому комплексу отнесены верхнепалеогеновые туфогенные толщи свит мыса Тонс, Ильхатунской и, возможно, свиты песчаников с *Laternula* и пестроцветная. Возраст этого комплекса по различным группам фауны определяется как позднеэоцен–раннемиоценовый [3, 13]. По мнению В.Д. Чеховича [13], породы комплекса являются аналогами эоцен-олигоценных вулканогенных толщ хребта Машиновского (расположенного севернее о-ва Карагинского), сформированных в пределах развитой энсиматической островной дуги.

Флишоидный комплекс развит в восточной части острова. Он включает песчаниково-алевролитовую, флишевую, спилит-алевролитовую и алевролитовую толщи [9]. Отложения комплекса представлены турбидитами, часто содержащими крупные тела базальтов с тектонизированными контактами и монотонные пачки алевролитов и аргиллитов. Среди отложений комплекса широко распространены олистостромовые горизонты. Олистолиты представлены породами офиолитового, кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-обломочного комплексов. По радиоляриям возраст пород комплекса оценивается как среднеэоценовый [13], по нанопланктону – как конец среднего эоцена–ранний олигоцен [20]. Толщи комплекса рассматриваются как отложения глубоководного желоба.

Комплекс субдукционного меланжа развит в северо-восточной части острова (кремнисто-алевролитовая свита, свита мыса Ровный). Он состоит из цемента и содержащихся в нем включений. Матрикс представлен будинированными аргиллитами и алевролитами, включения образованы глыбами и обломками разнообразных пород и иногда крупными пластинами типа олистоплак. Обломки представлены песчаниками, кремнистыми породами, туфами, базальтами. В отдель-

ных пачках пород комплекса закартированы тела толеитовых океанических базальтов [8, 20], имеющих предположительно горячие контакты с вмещающими породами. Из различных блоков пород комплекса получены определения возраста по планктонным фораминиферам – поздний палеоцен–ранний эоцен и по радиоляриям – средний эоцен [13].

Молассовый комплекс картируется на юге и юго-западе острова. Терригенные толщи свит мыса Плоского, юньюнваямской, лимимтэваямской, усть-лимимтэваямской с угловым несогласием залегают на более древних комплексах. Возрастной интервал молассы [3] соответствует среднему миоцену–позднему плиоцену.

Структура о-ва Карагинского характеризуется как типично аккреционная [13]. По-видимому, она формировалась в результате последовательного поддвига одной под другую разновозрастных пластин и чешуй офиолитового, кремнисто-вулканогенного, вулканогенно-терригенного, флишоидного комплексов и комплекса осадочного меланжа. Описываемая аккреционная структура характеризуется юго-восточной вергентностью и была сформирована при субдукционных процессах [13].

ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для палеомагнитных исследований отбирались из пород офиолитового, кремнисто-вулканогенного, вулканогенно-терригенного и флишоидного комплексов.

Офиолитовый комплекс изучался в двух районах. В районе г. Шапочка (рис. 1, район Г1) был опробован блок расслоенного габбро. Отобрано 11 образцов. На севере острова в обнажениях одного из левых притоков р. Северной (см. рис. 1, Д1) было взято 8 образцов из комплекса параллельных даек диабазов. Из каждой дайки отбирался один образец.

Кремнисто-вулканогенный комплекс исследовался в левых притоках р. Северной (см. районы KB1 и KB2 на рис. 1), где были опробованы два разреза, сложенных исключительно потоками подушечных базальтов. Элементы залегания потоков определялись по редким контактам миндакаменных и массивных базальтов и не менее редким пустотам в базальтах, заполненным слоистыми минеральными агрегатами. Всего удалось взять 18 образцов из потоков с относительно надежными элементами залегания.

Вулканогенно-терригенный комплекс опробовался в четырех районах – на юге острова, севернее устья р. Ильхатунваям (см. BT1 на рис. 1) и на севере около горы Хынхлонай (см. рис. 1, BT2), в бассейне р. Воронья (см. рис. 1, BT3) и в одном из притоков р. Кэтонитонваям (см. рис. 1, BT4).

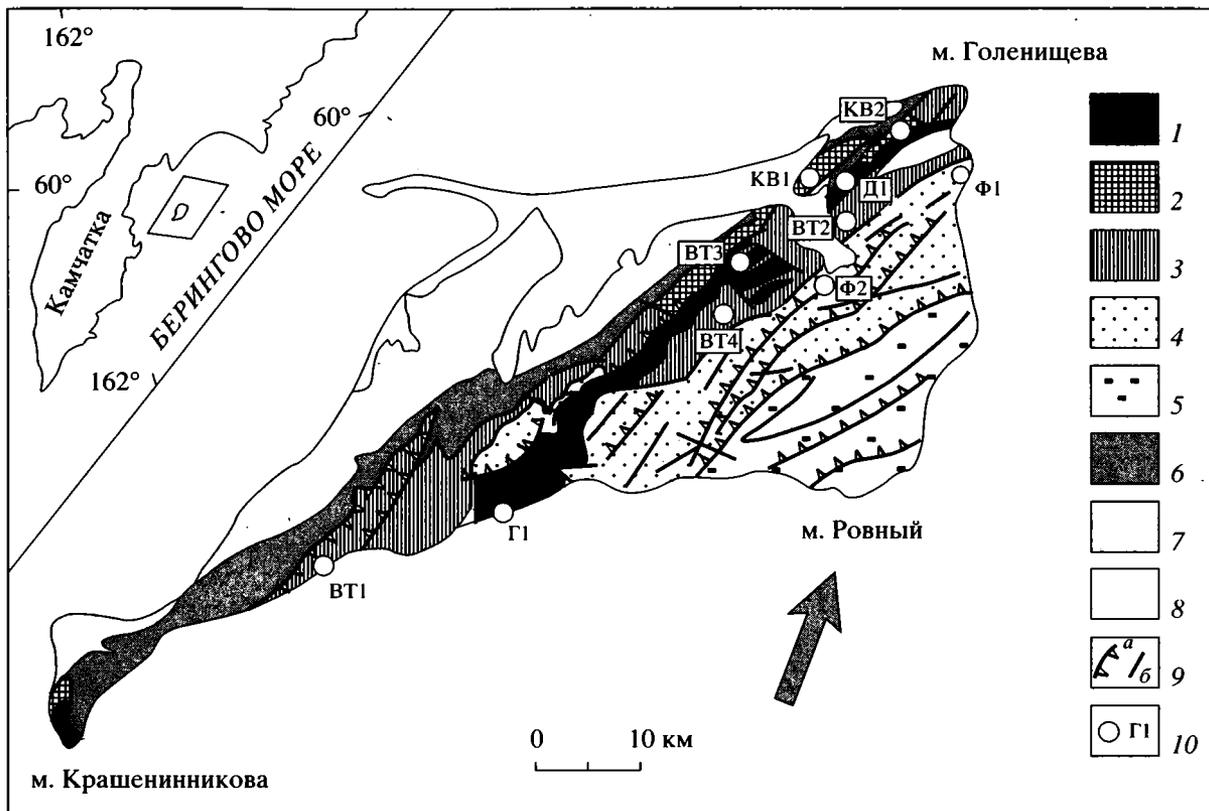


Рис. 1. Геологическая схема о-ва Карагинского [13].

1–7 – структурно-вещественные комплексы: 1 – офиолитовый (K_2 al-cr), 2 – кремнисто-вулканогенный (K_2 cr-m), 3 – вулканогенно-терригенный (K_2 m-d), 4 – флишоидный (P_{2-3}), 5 – субдукционного меланжа (P_{1-2}), 6 – вулканогенно-осадочный ($P_2-N_1^1$), 7 – молассовый ($N_1^2-N_2$); 8 – четвертичные отложения; 9 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные разломы; 10 – районы отбора палеомагнитных образцов. На врезке обозначен район работ.

На юге, в береговых обрывах севернее устья р. Ильхатунваям (район ВТ1), образцы отбирались из толщи, сложенной пачками чередующихся тонких туффитов и туфоалевролитов с сингенетичными карбонатными конкрециями, прорванной в некоторых местах дайками диоритов. Толща слабо дислоцирована, разбита на 6 блоков с незначительными вариациями элементов залеганий пород. Отобрано 83 образца из тонких туффов и карбонатных конкреций.

Разрез горы Хынхлонай (ВТ2) [14] в нижней части сложен преимущественно туфогенными пачками с редкими прослоями алевролитов, вверх количество туффов уменьшается и начинают преобладать черные алевролиты. Из пород разреза выделены бентоносные фораминиферы [14], а из нижней части разреза – одна форма наннопланктона – *Eiffellithus turrisieffelli* (определения Е.А. Щербининой), которые позволяют предполагать кампан-маастрихтский возраст пород разреза. Толщи разбиты на 4 блока. Образцы (56 штук) отбирались равномерно по всему разрезу из всех блоков из туффитов и туфоалевролитов.

В бассейне р. Вороньей (ВТ3) опробовались толщи, обнажающиеся в трех ее притоках (см. рис. 1). В верхних частях они в основном сложены пачками переслаивающихся черных алевролитов и аргиллитов, ниже в них преобладают туффиты различной зернистости. Из алевролитов Е.А. Щербининой были выделены две формы наннопланктона – *Calculites obscurus* и *Cretarhabdulus crenulatus*, существовавшие, по-видимому, в кампан-маастрихте. Образцы отбирались из 5 блоков как из тонких туффитов, так и из черных алевролитов и аргиллитов.

В бассейне р. Кэтонитонваям (ВТ4) опробовался один небольшой блок, сложенный туфогенными породами.

Флишоидный комплекс опробовался в двух блоках: на побережье немного южнее устья р. Северная (см. рис. 1, Ф1) и в первом левом притоке р. Маркеловская (р. Яклехриваям) (см. рис. 1, Ф2). Толщи Ф1 сложены пачками черных алевролитов и аргиллитов с многочисленными карбонатными конкрециями, Ф2 – черными алевролитами и аргиллитами без карбонатных конкреций. Из

разреза Ф1 Е.А. Щербининой была выделена одна форма наннопланктона – *Microrhabdulus decoratus*, характерная для сеномана–маастрихта. Палеомагнитные образцы отбирались равномерно по разрезам из осадочных пород и из конкреций (44 и 52 штуки соответственно).

МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНОЙ ОБРАБОТКИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ОБРАЗЦОВ

Из каждого образца выпиливалось два кубика с ребром 1 или 2 см. Оба кубика подвергались термочистке в интервале температур от 20 до 560°C, верхняя граница которого определялась температурой возникновения магнитных новообразований, искажающих остаточную намагниченность кубика. Для большинства кубиков в этом интервале проводилось 8–10 нагревов с шагом 50–60°C. Нагревы кубиков проводились в печи, экранирование которой позволяет компенсировать магнитное поле Земли до 5–10 гамм. Измерения векторов намагниченности кубиков после каждого шага термочистки (далее они будут обозначаться Jnt) были сделаны на магнитометре JR-4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда [25], проводился компонентный анализ намагниченности кубиков [19], анализ распределения векторов на сфере и т.д. Для каждого образца по обоим кубикам рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отборка образцов проводилась, если для них не удавалось рассчитать среднее направление ни для одной компоненты с углом доверия не более 25°.

Все исследованные толщи делились на блоки. В блоки были объединены фрагменты толщ, либо ограниченные разрывными нарушениями, либо отличающиеся по элементам залегания пород в них. Направления выделенных компонент анализировались на сфере для каждого блока отдельно, а также совместно по всем опробованным блокам или по группам блоков (если элементы залегания пород в них близки) в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат [11].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Офиолитовый комплекс. В намагниченности образцов параллельных даек и расслоенного габбро выделяется только одна компонента, сохраняющаяся до 500–550°C. В блоке габбро это компонента обратной полярности, а в дайковом комплексе – прямой полярности (рис. 2). Jnt-векторы намагниченности образцов параллельных даек смещаются в процессе термочистки по дугам больших кругов. Это говорит о присутствии в намагниченности даек других, еще более высокотемпературных, компонент, которые не удалось

выделить в результате термочистки. Jnt-векторы намагниченности габбро не меняют направлений в течение термочистки. Направления выделенных компонент близки в ССК к направлениям дипольного магнитного поля Земли в данном районе соответственно прямой и обратной полярности. Тест складки, проведенный для блока габбро (табл. 1), показывает, что выделенные в нем компоненты намагниченности послескладчатые. Для блока параллельных даек использование надежных тестов невозможно.

Кремнисто-вулканогенный комплекс. Намагниченность базальтов комплекса состоит в основном из одной компоненты. На сфере выделенные компоненты распределены хаотически и исключены из дальнейшего рассмотрения.

Вулканогенно-терригенный комплекс. Намагниченность пород вулканогенно-терригенного комплекса оказалась весьма сложной. На диаграммах Зийдервельда обычно фиксируются либо одна, либо несколько компонент намагниченности (рис. 3). После некоторого поиска наиболее оптимальным был признан следующий способ разделения компонент намагниченности. Все компоненты были условно разделены на “жесткие” и “мягкие” (по аналогии с чисткой переменным магнитным полем). К “мягким” были отнесены компоненты намагниченности, разрушение которых сопровождалось движением Jnt-векторов по отчетливым дугам больших кругов (например, обр. 25589А, 31189В на рис. 3). Соответственно “жесткими” названы компоненты, разрушение которых не сопровождается смещением векторов Jnt по дугам больших кругов (векторы Jnt образуют “end-point”) (А-компоненты на рис. 3). “Мягкие” компоненты полностью уничтожаются в разных образцах при нагревах выше 500–520°C. “Жесткие” компоненты сохраняются до 540–560°C. Сначала для каждого района отдельно анализировались “жесткие” и “мягкие” компоненты, которые фиксируются совместно на многокомпонентных диаграммах Зийдервельда (см. рис. 3, обр. 25389, 33789В, 31789А и т.д.) и, по-видимому, имеют различное происхождение. Ниже эти “мягкие” компоненты обозначаются А-компонентами, “мягкие” компоненты обозначены либо В-компонентами, либо СП-компонентами. Затем направления этих компонент сравнивались с направлениями “жестких” и “мягких” компонент соответственно, выделенных на диаграммах Зийдервельда, на которых выявлен только один прямолинейный участок (например, см. рис. 3, обр. 25589А). Такие диаграммы ниже условно названы однокомпонентными. Проведенное сравнение показало, что “мягкие” компоненты, выделенные на многокомпонентных и однокомпонентных диаграммах Зийдервельда, близки по направлениям и далее рассматриваются совместно. Часть из них распределена около направления

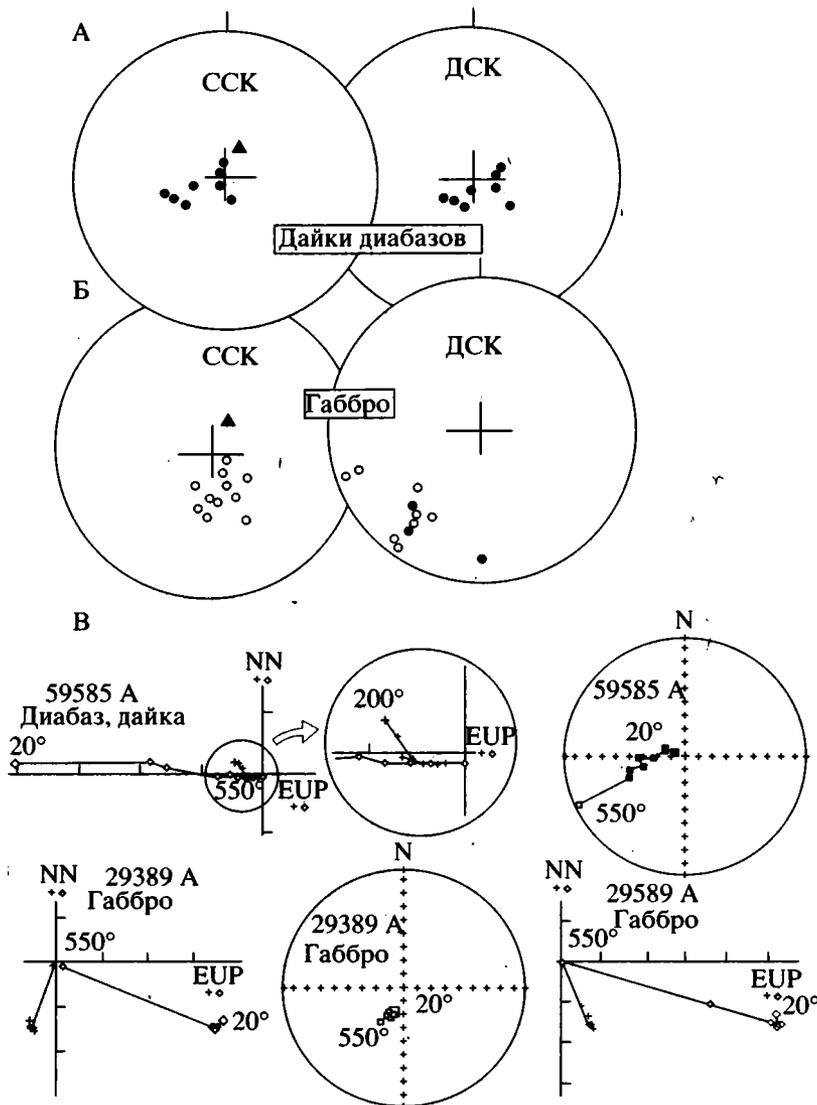


Рис. 2. Палеомагнитные характеристики пород офиолитового комплекса. Стереогаммы распределений векторов намагниченности: А – параллельных даек, Б – полосчатого габбро, В – примеры диаграмм Зийдервельда и стереогамм IPI для пород офиолитового комплекса в ССК.

Залитые квадраты и кружки – прямая и открытые – обратная полярность, треугольник – направление современного поля в районе. На диаграммах Зийдервельда: кресты – проекция NE, ромбы – проекция NUp. Пунктиром обозначены выделенные компоненты намагниченности.

современного поля в районе (СП-компоненты), другие – резко отличаются от него (В-компоненты). В область распределения “жестких” компонент, рассчитанных по однокомпонентным диа-

граммам, попадают как А-компоненты, так и В-компоненты. Поскольку разделить их часто невозможно, все образцы (к сожалению, их много) с “жесткой” однокомпонентной намагниченностью

Таблица 1

Объект	N/N_1	D_c	I_c	K_c	α_{95c}	D_d	I_d	K_d	α_{95d}
Г1	11/11	170	-62	36	7	223	-10	8	15
Д1	8/8	253	74	25	10	151	81	25	10

Примечание. N/N_1 – количество векторов намагниченности, участвующих в анализе / количество образцов, отобранных из обнажений; $D_c, D_d, I_c, I_d, K_c, K_d, \alpha_{95c}, \alpha_{95d}$ – склонение, наклонение, кучность, угол доверия в ССК и в ДСК соответственно; Г1 – гора Шапочка, габбро; В1 – истоки р. Северной, дайки.

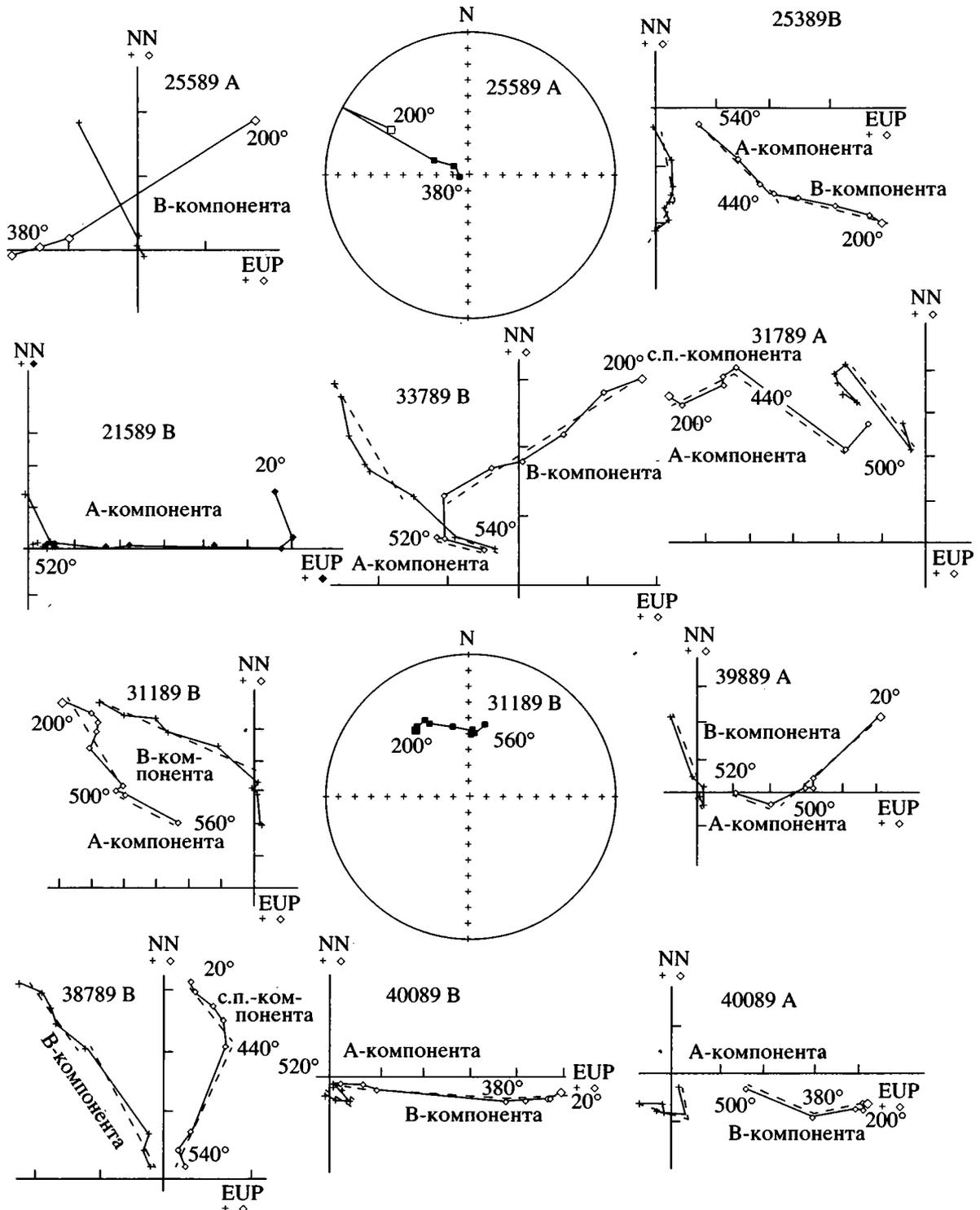


Рис. 3. Примеры диаграмм Зийдервельда и стереограмм Jnt для пород вулканогенно-терригенного комплекса. Обозначения см. на рис. 2.

были исключены из анализа, так как намагниченность части из них может быть представлена А-компонентой, а другие образцы могут быть полностью перенамагничены по направлению В-компоненты.

В намагниченности образцов в районе р. Ильхатунваям (ВТ1) были выделены только А- и В-компоненты (рис. 4, табл. 2), рассчитанные по туффитам и карбонатным конкрециям. В-компоненты имеют обратную полярность (см. рис. 4А),

направления А-компонент – как прямой, так и обратной полярности. Тест “складки” (сравнение средних [1]) и тест обращения, проведенные для А-компоненты, показывают ее доскладчатое происхождение (см. рис. 4В, табл. 2). Средние по блокам направления В-компоненты не равны ни в ССК, ни в ДСК (см. рис. 4В, табл. 2), но близость их направлений в ССК к направлению современного поля района обратной полярности, а также к направлению перемагничивания офиолитов позволяет предполагать ее послескладчатое происхождение.

В образцах пород района горы Хынхлонай (ВТ2) было выделено 3 разных компоненты намагниченности – СП-, В- и А-компоненты (рис. 5, см. табл. 2). К СП-компонентам были отнесены все векторы “мягких” компонент намагниченности, отличающиеся от направления современного поля района не более чем на 50° по дуге большого круга, к В-компонентам – все остальные “мягкие” компоненты (см. рис. 5А). Распределение А-компонент прямой полярности показано на рис. 5Б. Тест складки показал, что А-компоненты – доскладчатые, средние по блокам направления В и СП равны как в ССК, так и в ДСК, по-видимому, в связи с большими кругами доверия направлений этих компонент, рассчитанных для отдельных блоков.

В образцах из бассейна р. Воронья (ВТ3) также выделяются все три компоненты – А, В, СП (рис. 6, см. табл. 2). Тест складки показал, что А-компоненты доскладчатые, В-компоненты – послескладчатые (рис. 6В, см. табл. 2). В районе р. Кетонитонваям были выделены только А-компоненты (рис. 7).

Флишоидный комплекс. Интерпретируемые результаты получились только в районе Ф1. В образцах черных алевролитов и карбонатных конкреций, отобранных из двух блоков в этом районе, были выделены только “мягкие” компоненты (рис. 8, табл. 3). Тест складки показал послескладчатую природу компонент намагниченности флишоидных толщ.

АНАЛИЗ ВЫДЕЛЕННЫХ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Как было показано выше, в породах различных геологических комплексов о-ва Карагинского были выделены несколько разнонаправленных компонент намагниченности.

К одной группе компонент были отнесены “мягкие” компоненты, совпадающие в ССК с направлением современного поля района. Это СП-компоненты, выделенные в толщах вулканогенно-терригенного комплекса, и компоненты намагниченности параллельных даек офиолитового комплекса. По-видимому, эти компоненты самые молодые, так как они близки к направлению современного поля района в ССК ($N = 24$, в ССК: $D = 335$, $I = 72$, $K = 8$, $\alpha_{95} = 10$, $F_c = 2.6$; в ДСК: $D = 325$, $I = 61$, $K = 5$, $\alpha_{95} = 13$, $F_d = 3.29$, $F_{kp} = 2.67$).

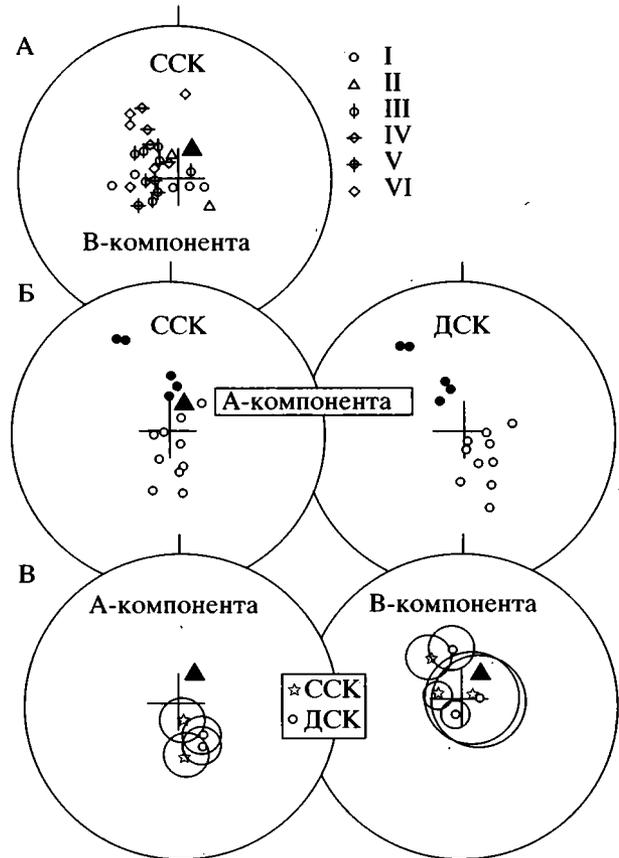


Рис. 4. Стереограммы распределений компонент намагниченности для района ВТ1 (вулканогенно-терригенный комплекс): А – “мягкие” компоненты намагниченности, I–VI – номера геологических блоков; Б – “жесткие” компоненты намагниченности; В – средние направления для “мягких” и “жестких” компонент намагниченности с овалами доверия. Остальные обозначения см. на рис. 2.

Другой группой компонент намагниченности являются вторичные компоненты намагниченности обратной полярности, близкие в ССК к направлению магнитного поля района о-ва Карагинского обратной полярности. К этой группе отнесены компоненты намагниченности расслоенного габбро офиолитового комплекса и В-компоненты, выделенные в толще ВТ1 вулканогенно-терригенного комплекса. Предположение об их вторичности основывается на отрицательном тесте складки для блока габбро и совместном присутствии в намагниченности толщ района ВТ1 “мягких” В-компонент и “жестких”, по-видимому, первичных (тест складки, тест обращения) А-компонент.

В третью группу, вероятно, также вторичных компонент были включены В-компоненты, резко отличающиеся по направлению от магнитного поля Земли района как прямой, так и обратной полярности. Это В-компоненты районов ВТ2, ВТ3 и Ф1. Их вторичное происхождение доказывается отрицательными тестами складки для

Таблица 2

Компонента	N/N _I	D _c	I _c	K _c	α_{95c}	D _d	I _d	K _d	α_{95d}
I район (устье р. Ильхатунваям – BT1)									
A _R	10	169	-77	21	10	146	-70	27	8.5
A _N	5	348	55	15	16	333	54	18	15
F _{2c} = 0.3317				F _{2d} = 0.23				F _{2k} = 0.2591	
A _{I, III, V}	7	160	-80	20	12	144	-69	23	11
A _{IV, VI}	8	351	60	18	12	332	61	19	11
F _{2c} = 0.3201				F _{2d} = 0.065				F _{2k} = 0.259	
A _Σ	15/83	348	70	15	9	329	65	21	8
B _{I, III, V}	15	278	-80	26	7	194	-81	25	7
B _{II}	2	88	-82	14	26	107	-80	14	26
B _{IV, VI}	9	328	-63	19	11	349	-63	19	11
B _Σ	26/83	311	-77	16	7	328	-86	12	8
F _c = 5.69				F _d = 11.47				F _(4, 46, 95) = 2.64	
II район (гора Хынхлонай – BT2)									
A _I	8	7	45	18	12	341	59	19	11
A _{II}	3	340	53	30	15	348	67	16	20
A _{III}	7	291	46	23	11	316	61	44	8
A _{IV}	5	348	58	10	20	348	57	12	18
A _Σ	23/56	336	54	8.5	10	335	61	19	6.6
F _c = 8.01				F _d = 1.14				F _(6, 38, 95) = 2.67	
A _{Irot}	8	350	-3	18	12	354	59	18	11
A _{IIrot}	3	331	-5	30	15	348	67	18	19
A _{IIIrot}	7	399	-11	23	11	301	61	40	8
A _{IVrot}	5	333	2	10	20	348	57	13	17
A _{Σrot}	23	-	-	-	-	336	62	16	7
				F _d = 2.9				F _(6, 38, 95) = 2.67	
B _I	8	296	-20	15	16	306	-28	11	14
B _{II}	3	283	-43	9	27	290	-32	9	27
B _{III}	10	295	-46	11	13	284	-25	12	13
B _{IV}	1	315	-8	-	-	316	1	-	-
B _{ΣI, II, III}	21/56	294	-36	10	9.6	293	-28	11	9.3
F _c = 1.44				F _d = 1.39				F _(6, 34, 95) = 2.7	
СП _I	4	314	59	5	32	288	53	5	32
СП _{II}	5	318	60	5	27	313	72	4	31
СП _{III}	2	54	72	23	20	43	60	31	18
СП _{IV}	5	38	72	30	11	35	72	159	5
СП _Σ	16/56	344	70	7	13	339	74	6	14
F _c = 1.5618				F _d = 2.0412				F _(6, 24, 95) = 2.77	
III район (бассейн р. Воронья – BT3)									
A _{II}	7	173	-84	55	7	271	-63	45	8
A _{III}	5	88	-73	42	10	214	-81	31	11
A _{IV}	5	130	-72	19	14	267	-72	20	14
A _V	5	267	-65	14	17	282	-62	11	19
A _Σ	22/99	159	-85	14	8	268	-70	18	7
F _c = 7.09				F _d = 2.3049				F _(6, 36, 95) = 2.67	
A _{IIrot}	7	148	-30	55	7	262	-63	41	8.5
A _{IIIrot}	5	130	-25	42	10	199	-81	31	11
B _I	7	324	-42	11	16	320	-74	17	13
B _{II}	11	314	-45	10	13	305	-19	10	13
B _{III}	10	292	-60	10	14	271	-37	8	16
B _Σ	28/99	311	-50	9	8.7	293	-41	5	11
F _c = 2.447				F _d = 12.07				F _(4, 50, 95) = 2.65	
СП _I	8/99	318	71	9	17	316	34	6	21
IV район (бассейн р. Кэтонитонваям – BT4)									
A	7/7	282	19	12	15	329	64	15	14

Примечание. Римская цифра около обозначения компоненты (например, A_{II}, B_{IV} и т.д.) указывает номер блока, для которого рассчитывалось направление данной компоненты намагниченности. F – статистический критерий, используемый при сравнении средних направлений намагниченности [2]. A_{rot} – направление A-компоненты, рассчитанное по элементам залегания пород, после совмещения послескладчатой компоненты B с направлением поля перематгничивания. Остальные обозначения см. в табл. 1.

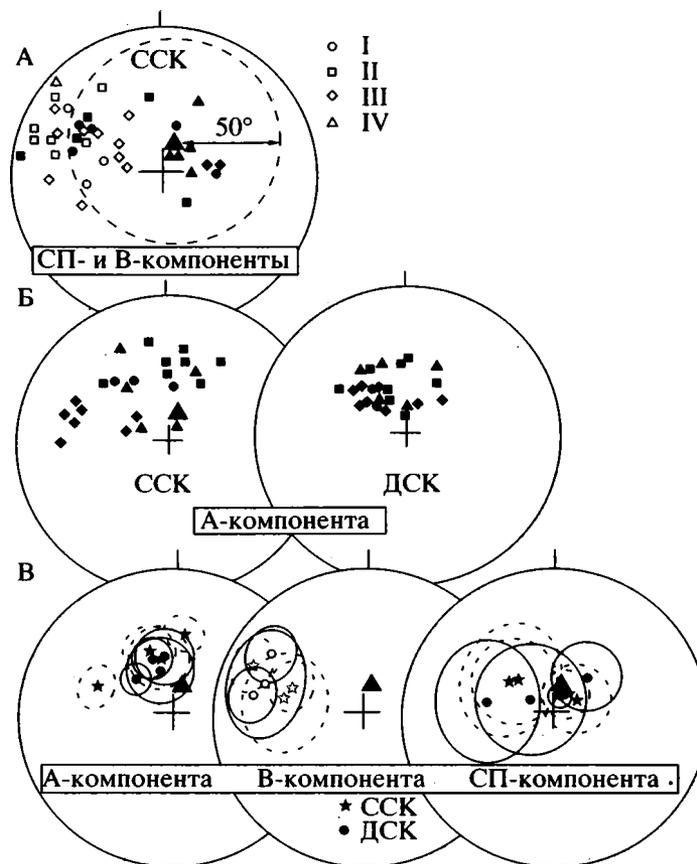


Рис. 5. Стереограммы распределений компонент намагниченности для района ВТ2 (вулканогенно-терригенный комплекс): А – “мягкие” и Б – “жесткие” компоненты намагниченности; В – средние направления выделенных компонент намагниченности с кругами доверия.

I–IV – номера геологических блоков. Открытые и залитые символы указывают векторы обратной и прямой полярности. Кругом с радиусом 50° СП-компоненты условно отделены от В-компонент.

В-компонент районов ВТ3 и Ф1. Поскольку эти близкие по направлению в ССК компоненты выделяются в толщах с различным залеганием пород (средние элементы залегания пород в блоках: Ф1 – 185° ∠ 45° и 145° ∠ 60°; блоки ВТ3 – 320° ∠ 30°, 100° ∠ 30°, 60° ∠ 30°; блоки ВТ2 – 230° ∠ 25°, 150° ∠ 15°, 65° ∠ 30°), а также присутствуют в намагниченности пород совместно с А-компонентами различной полярности, то вряд ли эти компоненты являются результатом суммирования различных компонент одинаковой стабильности, а, по-видимому, являются самостоятельными компонентами.

Наконец, четвертая группа – это “жесткие” А-компоненты, выделенные в толщах вулканогенно-терригенного комплекса. Их средние направления для всех районов (ВТ1, ВТ2, ВТ3 и ВТ4) показаны на рис. 9. Для района ВТ1 имеются положительные тесты складки и обращения, для районов ВТ2 и ВТ3 – положительные тесты складки. Региональный тест складки положителен для А-компонент районов ВТ1, ВТ2 и ВТ4 – $N = 45$, $D_c = 325$, $I_c = 57$, $K_c = 6$, $\alpha_{95c} = 8$, $F_c = 15.06$; $D_d = 332$, $I_d = 63$, $K_d = 20$, $\alpha_{95d} = 4.5$, $F_d = 0.3297$;

$F_{кр} = 2.64$. Направления А-компонент района ВТ3 отличаются от направлений А-компонент остальных районов. Возможно, это связано с вращением в горизонтальной плоскости геологических блоков района ВТ3 относительно блоков районов ВТ1, ВТ2 и ВТ4. Однако близость в ССК направлений А-компонент толщ ВТ3 к направлению современного поля района обратной полярности и к направлениям послескладчатых компонент второй группы, а также структурное положение толщ ВТ3 среди перемагнитенных пород офиолитового комплекса (см. рис. 1) заставляют рассматривать вариант о вторичном происхождении А-компонент вулканогенных толщ района ВТ3. Возможно, толщи были перемагнитены в положении наклоненной моноклинали, а затем еще раз деформированы.

ТЕКТНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Для тектоники исследований районов представляют интерес только В-компоненты третьей группы и А-компоненты.

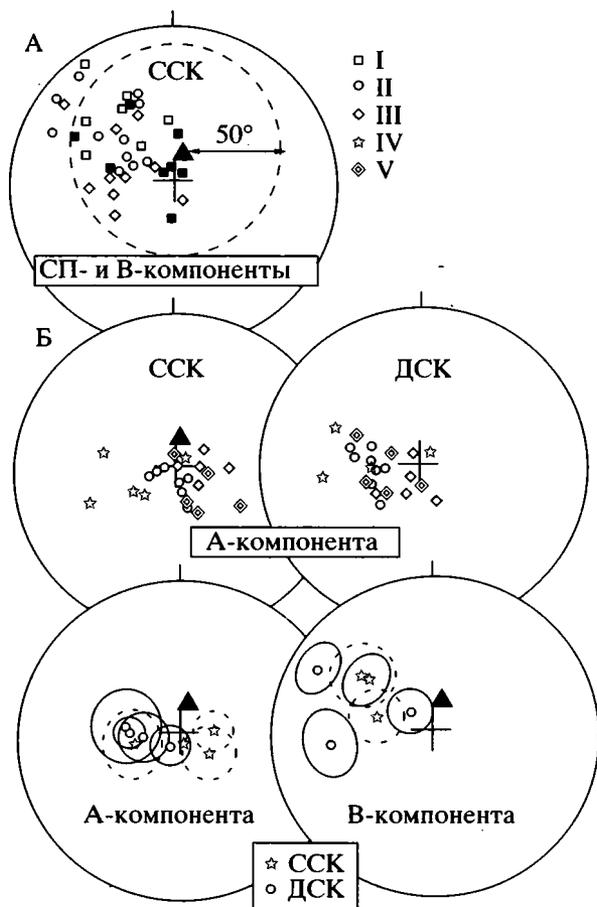


Рис. 6. Стереодиаграммы распределений компонент намагниченности для района ВТ3 (вулканогенно-терригенный комплекс): А – “мягкие” и Б – “жесткие” компоненты намагниченности; В – средние направления выделенных компонент намагниченности с кругами доверия.

I–V – номера геологических блоков. Открытые и заливные символы указывают векторы обратной и прямой полярности. Кругом с радиусом 50° СП-компоненты условно отделены от В-компонент.

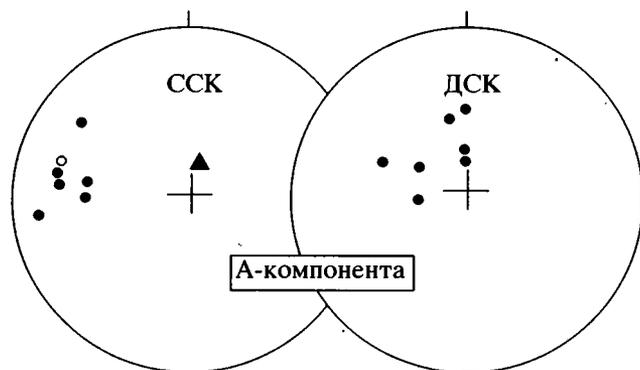


Рис. 7. Стереодиаграммы распределений компонент намагниченности для района ВТ4 (вулканогенно-терригенный комплекс). Обозначения см. на рис. 2.

По направлениям А-компонент (за исключением района ВТ3) было установлено, что исследованные маастрихт-палеоценовые островодужные вулканогенно-терригенные толщи о-ва Карагинского сформировались на сороковых градусах северной широты (минимальное, среднее и максимальное значения палеоширот соответственно равны 39°–44°–50° с.ш.) и, по-видимому, являются остатками либо Восточно-Камчатской, либо Олюторской островных дуг. К Олюторской островной дуге отнесены поздне меловые и кайнозойские геологические комплексы, находящиеся в структуре Олюторского блока [13], а к Восточно-Камчатской дуге – поздне меловые и палеоценовые островодужные толщи хребтов Восточной Камчатки (Кумроч, Тумрок, Валагинский) [12].

Расчеты, проведенные методом Бекка [15, 16] с использованием палеомагнитных полюсов для Евразии и Северной Америки [24], показали, что указанные толщи в этот период времени не были совмещены ни с Евразией ($F = 19$, $\Delta F = 6.5$), ни с Северной Америкой ($F = 17$, $\Delta F = 4.4$).

Исследованные геологические блоки незначительно ($28^\circ \pm 4.4^\circ$) развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки относительно северного направления, незначимо ($R = -15$, $\Delta R = 40$) – относительно Евразии и на $44^\circ \pm 17^\circ$ ($R = 44$, $\Delta R = 17$ [15, 16, 24]) – против часовой стрелки относительно Северной Америки.

Небольшие величины вращений исследованных блоков в горизонтальной плоскости относительно меридиана и материков говорят о том, что формирование структуры о-ва Карагинского происходило без значительных сдвиговых перемещений. Кроме того, близкие величины и направления вращений блоков о-ва Карагинского и блоков северо-западной части Олюторской зоны [5–7] и Восточной Камчатки [22] говорят о том, что, по-видимому, отмеченные вращения связаны не с тектоническими процессами формирования структуры аккреционной призмы о-ва Карагинского, а с более глобальными процессами, приведшими к вращениям блоков более широкого района.

Как было отмечено выше, В-компонента третьей группы сформировалась после какого-то этапа деформаций толщ о-ва Карагинского. Так как ее направление не совпадает с направлением поля Земли в районе о-ва Карагинского, по которому, вероятно, происходило перемагничивание, то, по-видимому, она была отклонена от поля перемагничивания в результате нового этапа деформаций геологических толщ, несущих эту намагниченность. То есть, по палеомагнитным данным, выделяются два этапа деформаций толщ о-ва Карагинского. Различия направлений В-компонент и современного поля обратной полярности (поле перемагничивания) в ССК позволяют предположить направление и величины деформаций. Наиболее простым вариантом является вращение исследованных толщ вокруг горизонтальной

оси в северо-западном направлении на углы 45–65°. Такое направление деформаций совпадает с северо-западной вергентностью структуры о-ва Карагинского. Факт, что А-компоненты практически не развернуты в горизонтальной плоскости, делает этот вариант наиболее вероятным. Так как средние по блокам направления В-компонент равны в ССК, следовательно, вращения исследованных толщ вулканогенно-терригенного и, возможно, флишеидного комплексов происходило без значительных деформаций внутри этих толщ, по-видимому, в виде единой консолидированной жесткой пластины. Обратный разворот структуры в восток-юго-восточном направлении до совмещения направления В-компоненты с направлением поля перемещения показал, что до этапа деформаций, фиксируемого по палеомагнитным данным, падения толщ были более крутые – ЮЗ-ые под углами 50°–80°. Направления А-компонент в ДСК, пересчитанные по элементам залегания пород в этом положении, практически не изменились (A_{rot} в табл. 2 и 3), что еще раз подтверждает гипотезу об отсутствии сильных вращений геологических блоков о-ва Карагинского в процессе формирования его структуры.

Таким образом, вывод об отсутствии разворотов в горизонтальной плоскости наиболее древних толщ Карагинской аккреционной призмы позволяет предположить, что конвергенция литосферных плит в районе Карагинской аккреционной призмы в период ее формирования происходила без значительной сдвиговой компоненты, т.е., по-видимому, была близкой к фронтальной. Структура аккреционной призмы формировалась в несколько этапов за счет последовательного приращения разновозрастных толщ и их наклона вокруг горизонтальной оси в северо-западном направлении.

Возможен следующий сценарий развития Карагинской аккреционной призмы. По-видимому, формирование аккреционных структур о-ва Карагинского и, возможно, Восточной Камчатки началось в раннем–среднем эоцене. До этого времени островодужные комплексы Восточной Камчатской и Олюторской островных дуг, с которыми, по-видимому, связано развитие аккреционной призмы, перемещались с сороковых широт в субсеверном или север-северо-западном направлении [5, 13, 17] вместе с плитой Кула. Между плитой Кула и материками существовала еще одна плита [10], за счет поглощения которой происходило сближение островных дуг и материков. По-видимому, сейсмофокальная зона находилась под островными дугами и характеризовалась наклоном в южном направлении [5, 13] (рис. 10А). Об этом свидетельствует присутствие туфов и туффитов в палеоценовых разрезах Олюторской зоны [5, 13]. Возможно, что зона субдукции существовала и под окраиной Евразии, но данных об активном маастрихт-палеоценовом окраинно-континентальном магматизме в этих районах в настоящее время нет.

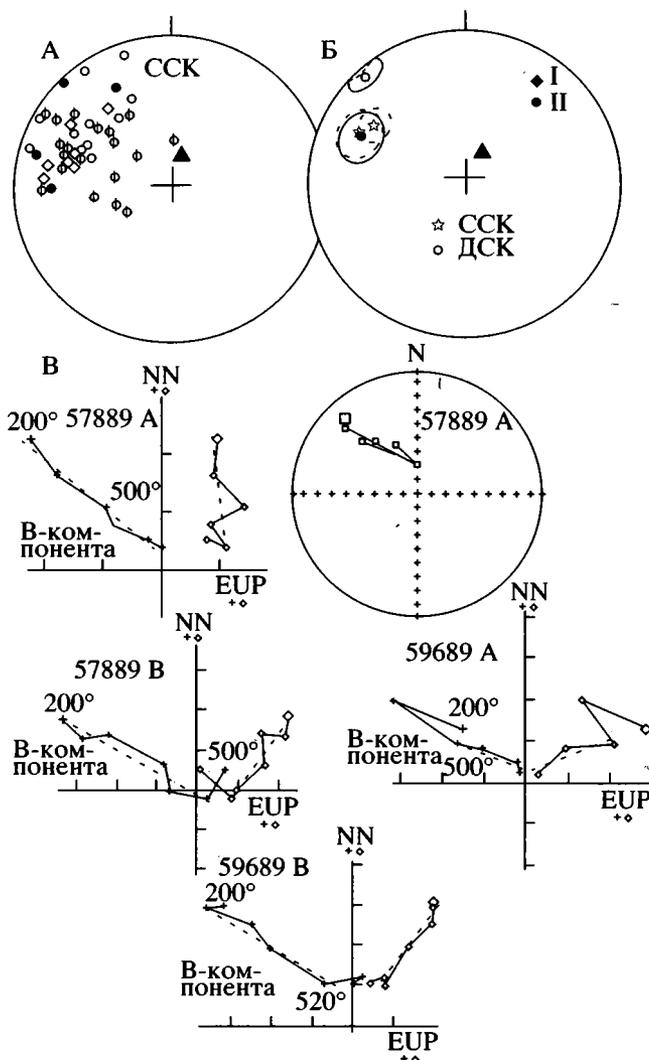


Рис. 8. Палеомагнитные характеристики пород флишевого комплекса. Стереогаммы распределений: А – выделенных компонент намагниченности, В – средних направлений компонент намагниченности с овалами доверия; В – примеры диаграмм Зийдервельда и стереогамм Jnt в ССК.

I, II – геологические блоки. Открытые и залитые символы указывают векторы обратной и прямой полярности, перечеркнутые кружки – конкреции, непечеркнутые – осадки.

Различный возраст деформаций островодужных толщ в районах южной Корякии (Олюторская зона) [13] и Восточной Камчатки [4] дает основания предполагать, что перемещаемые дуги были сегментированы трансформными разломами, что предопределило различное время столкновения перемещаемых сегментов с окраиной материка. Вероятно, трансформной границей был отделен находящийся к востоку от Олюторской дуги Бауэрский блок (см. рис. 10А).

На границе палеоцена и эоцена или в раннем эоцене произошла перестройка движения литосфер-

Таблица 3

Компонента	N/N_1	D_c	I_c	K_c	α_{95c}	D_d	I_d	K_d	α_{95d}
Устье р. Северная – Ф1									
V_I	7/7	295	-26	20	12	295	28	18	12
$V_{II\text{sed}}$	15/37	310	-15	8	13	311	12	7	14
$V_{II\text{con}}$	19/37	298	-42	11	9.5	324	-16	10	10
V_{II}	34/37	304	-31	8	9	318	-4	7	9
$V_{\Sigma I, II}$	41/44	302	-30	9	7	314	2	6	9
	$F_c = 0.0164$				$F_d = 0.24$				$F_{2k} = 0.08$

Примечание. V_{sed} и V_{con} – направления намагниченности, рассчитанные соответственно по осадочным породам и конкрециям. Остальные обозначения см. на табл. 1 и 2.

ных плит в Тихом океане. Направление спрединга в хребте Кула изменилось с субсеверного на северо-западное [23]. Приблизительно в это же время произошло столкновение Восточно-Камчатской островной дуги, а также, возможно, плато Умнак с материками и заложилась по крайней мере восточная часть Алеутской дуги, протягивающаяся, по разным мнениям, до 175° в.д. По-видимому, как следствие этого произошла перестройка зоны субдукции в Камчатско-Олюторской островодужной системе с южной или юго-юго-восточной на северо-западную и началось формирование Карагинско-Восточно-Камчатской аккреционной призмы. Свидетельством этого могут являться обломки офиолитов и островодужных пород в среднеэоценовых флишеидных толщах о-ва Карагинского и п-ова Озерного.

Северо-западная субдукция в районе формирования аккреционной призмы о-ва Карагинского, не имевшая сдвиговой компоненты, могла быть связана либо со спредингом в Командорской котловине (см. рис. 10Б), о возможности которого свидетельствует присутствие потоков океанических базальтов во флише о-ва Карагинского и хр. Кумроч [12], либо с субдукцией литосферных плит Тихого океана (см. рис. 10В). Первый вариант возможен, если вместе с Алеутской дугой заложился Командорский сдвиг (см.

рис. 10Б). Второй вариант предполагает, что Командорский сдвиг не закладывался, а трансформный разлом, разделявший, Олюторскую дугу и Бауэрский блок, трансформировался в сдвиго-раздвиг (см. рис. 10В). Возможный спрединг в этом разломе объясняет при этом варианте присутствие океанических базальтов в эоценовом флише о-ва Карагинского и, возможно, хр. Кумроч. С 42 млн. лет заложился Командорский сдвиг [17]. Начиная с этого времени, формирование аккреционной призмы о-ва Карагинского могло быть связано только со спредингом в Командорской котловине, который предполагается и до настоящего времени.

ВЫВОДЫ

В намагниченности пород о-ва Карагинского выделяются как доскладчатые, близкие к первичным, компоненты, так и послескладчатые.

По направлениям доскладчатых компонент намагниченности установлено, что исследованные маастрихт-палеоценовые островодужные вулканогенно-терригенные толщи о-ва Карагинского сформировались на сороковых (39° – 44° – 50°) градусах северной широты и в этот период времени не были совмещены ни с Евразией ($F = 19$, $\Delta F = 6.5$), ни с Северной Америкой ($F = 17$, $\Delta F = 4.4$).

Исследованные геологические блоки незначительно ($28^\circ \pm 4.4^\circ$) развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки относительно северного направления, незначительно ($R = -15$, $\Delta R = 40$ [15, 16, 24]) относительно Евразии и на $44^\circ \pm 17^\circ$ ($R = 44$, $\Delta R = 17$ [15, 16, 24]) против часовой стрелки относительно Северной Америки, что говорит о том, что структура о-ва Карагинского формировалась без сильных сдвиговых перемещений.

Анализ вторичных компонент позволил выявить, что структура о-ва Карагинского формировалась как минимум в два этапа деформаций. По-видимому, во время второго этапа толщи были сильно наклонены в запад-северо-западном, северо-западном направлении на углы 45° – 65° , совпадающем с северо-западной вергентностью структуры о-ва Карагинского.

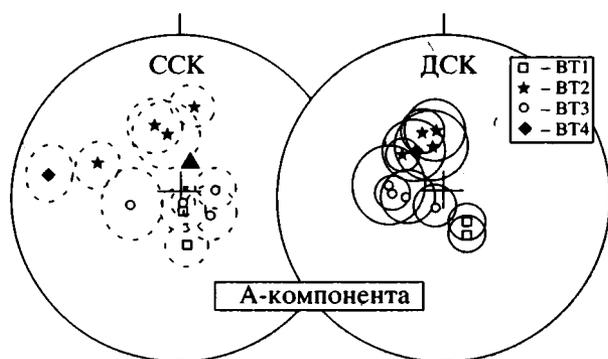
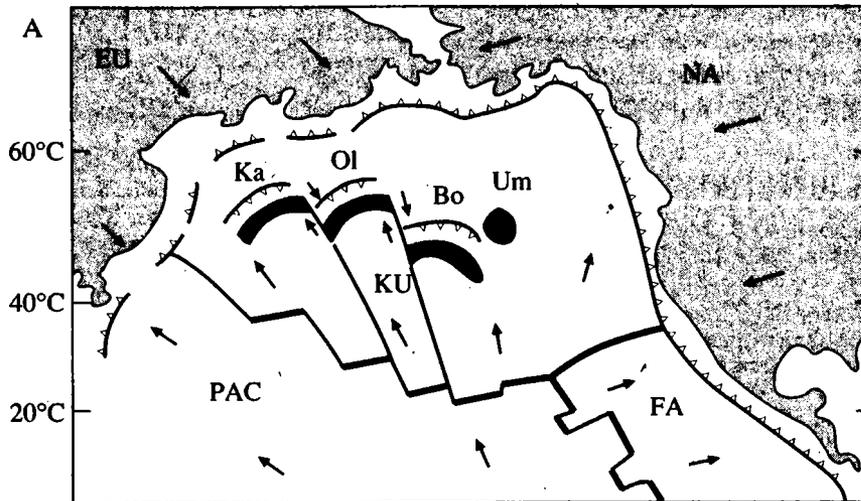
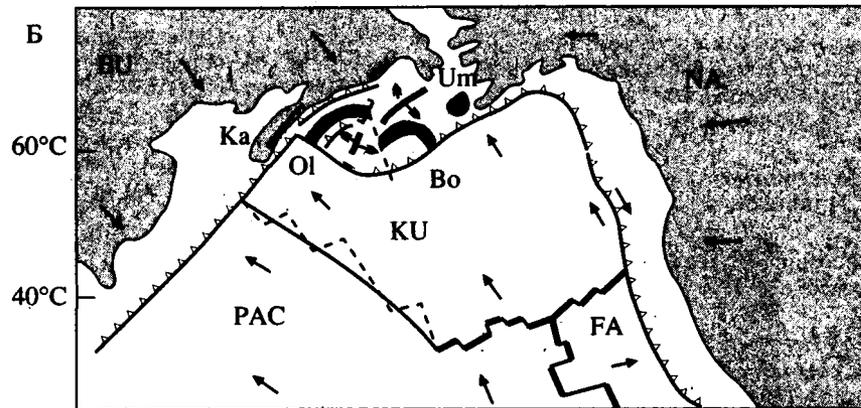


Рис. 9. Стереодиаграммы распределений средних направлений А-компонент для всех исследованных районов вулканогенно-терригенного комплекса.

75–57 млн. лет



54–42 млн. лет



54–42 млн. лет

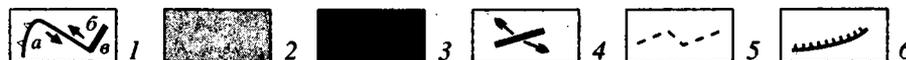
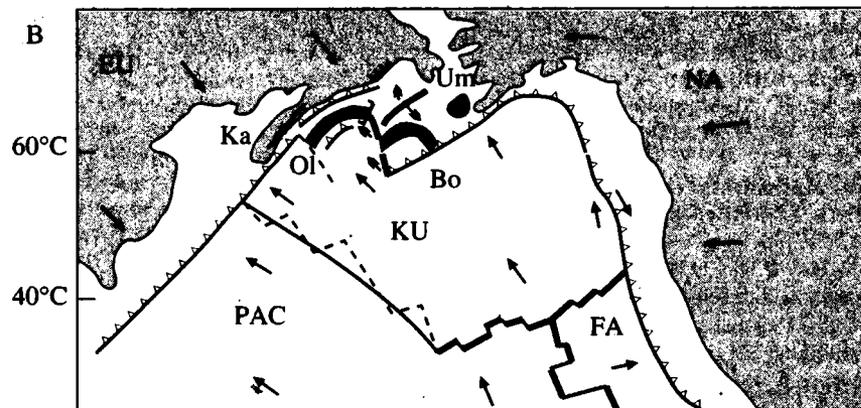


Рис. 10. Тектонические схемы: А – для кампана–маастрихта; Б и В – для эоцена при предположении, что Командорский сдвиг заложился: Б – на границе палеоэоцена–эоцена, В – не раньше позднего эоцена (42 млн. лет).

Кинематические данные для Тихоокеанских плит взяты в [16, 19].

1 – границы плит: а – зоны субдукции, б – трансформные разломы, в – спрединговые хребты; 2 – материки; 3 – террейны; 4 – зоны спрединга; 5 – древние границы плит; 6 – покровно-складчатые пояса. Стрелки указывают направления движения плит. EU – Евразия, NA – Северная Америка; плиты: PAC – Тихоокеанская, KU – Кула, FA – Фаралон; террейны: Ка – Камчатский, ОI – Олюторский, Во – Бауэрский, Um – Умнак.

Авторы выражают благодарность чл.-корр. Н.А. Богданову и докт. геол.-мин. наук В.Д. Чеховичу за обсуждение материала и полезные советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 97-05-64609 и 97-05-64610.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Шипунов С.В. Методы складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
2. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневецкая В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
3. Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 198 с.
4. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
5. Коваленко Д.В. Геологическая интерпретация палеомагнитных данных по позднемеловым и палеогеновым комплексам Олюторской зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1992. 21 с.
6. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ова Ильпинский // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.
7. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм центральной части Олюторского хребта // Геотектоника. 1996. № 6. С. 64–78.
8. Кравченко-Бережной И.Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1989. 20 с.
9. Мельникова С.А. Допалеогеновые метаморфические и вулканогенно-кремнистые образования, вмещающие интрузии гипербазитов о-ва Карагинский // Магматизм Северо-Востока Азии: Тр. первого петрографического совещания по северовостоку СССР. Часть III. Магадан: Кн. изд-во, 1976. С. 185–186.
10. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Камчатского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
11. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. С. 80–102.
12. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Океанические комплексы в структуре Восточного Кумроча (Камчатка) // Докл. АН. 1992. Т. 307. № 4. С. 943–948.
13. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 157 с.
14. Шапиро М.Н., Петрина К.К. Новые данные о геологическом строении о. Карагинский // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 27–33.
15. Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 7115–7131.
16. Demarest H.H., Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 4121–4328.
17. Engebretson D.S., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1985. Vol. 206. 59 p.
18. Geist E.L., Vallier T.L., Schooll D.W. Origin, transport, and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // Geol. Soc. of Am. Bull. 1994. Vol. 106. № 9. P. 1182–1194.
19. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.
20. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chamov N.P., Shcherbini-na E.A. Morb-like tholeites in a Late Eocene Turbidite sequence on Karaginsky island (the Western Bering Sea) // Ofioliti. 1990. Vol. 15. № 2. P. 231–250.
21. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Nazimova Yu.V. The Cretaceous Ophiolite of Karaginsky Island (the Western Bering Sea) // Ofioliti. 1991. Vol. 16. № 2. P. 79–110.
22. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Shapiro M.N. Late Cretaceous paleomagnetism of the East Range island arc complex, Kamchatka: implications for terrane movements and kinematics of the North-West Pacific // Journal of Geophys. Res. 1997. Vol. 102. № B11. P. 24 843–24 857.
23. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Off-shore evidence and onshore implications // Geol. Soc. of Amer. Bull. 1988. Vol. 100. P. 733–754.
24. Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P. et al. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamirs since the Triassic // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 37–82.
25. Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization in rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism / Eds. D.W. Collinson et al. New York: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Рецензенты: С.Д. Соколов, А.Н. Диденко

Paleomagnetism and Tectonics of Karaginsky Island, Bering Sea

D. V. Kovalenko, Ya. Yu. Yaroslavtseva, and V. L. Zlobin

*Institute of the Lithosphere (ILRAN), Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia

Rocks from Karaginsky Island yield both preorogenic (close-to-original) and postorogenic NRM components. The directions of preorogenic vectors suggest that the Maestrichtian–Paleocene volcanic–sedimentary sequences of the island were deposited at latitudes 40°N to 55°N and were not originally part of either Eurasia or North America. The geologic blocks rotated slightly counterclockwise along the horizontal plane, suggesting that the structure of Karaginsky Island arose without major strike-slip motions. Analysis of secondary magnetizations shows that the development of this framework involved at least two stages of deformation. Evidently, during the second stage the sequences must have been tilted west-north-west and north-west at 45°–65°. This agrees with the north-west vergence of the Karaginsky structure.

ПАМЯТИ ЧЕРМЕНА БЕЙБУЛАТОВИЧА БОРУКАЕВА (1936–1998)



7 сентября 1998 года на 63-ем году жизни скончался наш товарищ по редколлегии, большой личный друг многих из нас, Чермен Бейбулатович Борукаев, член-корреспондент Российской Академии наук, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник и заведующий отделом Института геологии ОИГГМ СО РАН. Кончина Ч.Б. Борукаева – невосполнимая утрата для отечественной геологической науки. Преждевременно ушел из жизни в полном расцвете сил талантливый ученый-новатор, смелый и оригинальный исследователь, скромный и обаятельный человек высоких этических принципов, истинный патриот Родины.

Чермен Бейбулатович Борукаев родился 2 августа 1936 г. в г. Владикавказе в семье театральных деятелей (отец – режиссер, заслуженный деятель искусств Северной Осетии, мать – балетмейстер). Но среди его близких родственников было два известных геолога – брат отца Р.А. Бо-

рукаев – действительный член АН Казахстана, сестра матери Н.Г. Маркова – доктор наук, исследователь Казахстана и Монголии. Это последнее обстоятельство несомненно повлияло на выбор Черменом Бейбулатовичем специальности при поступлении в 1953 году в вуз, сначала Ростовский, и вскоре Московский университет, тем более, что еще школьником он принимал участие в геологических экспедициях. Семейная творческая атмосфера определила разносторонность интересов Ч.Б. Борукаева, его высокую эрудицию в различных областях культуры. Наконец, осетинское генетическое начало сказалось в его повышенной эмоциональности и кавказском темпераменте.

По окончании с отличием геологического факультета Московского университета Ч.Б. Борукаев продолжил учебу в аспирантуре. Студентом и аспирантом он принимал самое активное участие в Кавказской экспедиции факультета, изучал тектонику

Северо-Западного Кавказа. Уже в этих исследованиях он проявил себя как новатор в науке, установив покровную структуру флишевой зоны и впервые разработав методику палинспастических реконструкций областей покровной тектоники. Это и составило предмет блестяще защищенной им в 1964 году кандидатской диссертации.

По окончании аспирантуры к большому огорчению полюбившего его коллектива Геологического факультета МГУ из-за трудностей с пропиской Ч.Б. Борукаев был вынужден покинуть Москву. Его пригласили в Новосибирск, в лабораторию геотектоники Института геологии и геофизики СО РАН. Здесь Чермен Бейбулатович со свойственным ему талантом и энергией включился в работу по обобщению материалов по докембрию континентов. Итогами этих коллективных исследований явились, как известно, “Карта тектоники докембрия континентов”, первая в своем роде в мире, и серия монографий “Докембрий континентов”. Лично Ч.Б. Борукаева в рамках этих исследований интересовала разработка принципов расчленения докембрийских образований, геохронология докембрия, типизация докембрийских структур земной коры и, в связи с этим, общая тектоническая терминология. Последней теме Ч.Б. Борукаев был верен до конца своей жизни, приняв участие в составлении первого “Справочника по тектонической терминологии”, опубликовав относительно недавно “Справочник по современной тектонической терминологии”, расширенный вариант которого им был также подготовлен к печати.

Но главным итогом исследований Ч.Б. Борукаева в области тектоники докембрия, принесшим ему широкую известность, явилась докторская диссертация “Типы и эволюция докембрийских структур”, защищенная в 1983 году и опубликованная на ее основе в 1985 г. монография “Структуры докембрия и тектоника плит”. Именно в этих работах наиболее полно раскрылось дарование Чермена Бейбулатовича. В них он не только одним из первых наших геологов докембристов встал на позиции мобилизма, но пошел дальше и своих зарубежных коллег, отстаивая точку зрения, что земная кора и литосфера уже в архее развивались по плитотектоническому сценарию. Эти взгляды теперь начинают завоевывать признание. Ч.Б. Борукаев в более поздней, недавно опубликованной монографии “Тек-

тоника плит в архее” (1996), обобщив новые мировые данные, подкрепил свои первоначальные выводы.

В 1987 году за эти и другие научные заслуги Ч.Б. Борукаев был избран в члены-корреспонденты АН СССР, а в 1988 г. стал Директором Института тектоники и геофизики ДВО АН СССР в г. Хабаровске. Здесь он проявил интерес к проблемам тектоники Дальнего Востока, до его появления трактовавшимся с традиционных фиксистских позиций, и опубликовал несколько статей, принципиально по-новому рассматривавших структуру и эволюцию этого обширного региона. Однако состояние здоровья вынудило Чермена Бейбулатовича в 1992 году вернуться в Новосибирск. Здесь он возглавил отдел в Институте геологии и одновременно возобновил педагогическую деятельность в Новосибирском университете, взяв на себя заведование кафедрой общей и региональной геологии. Приход Ч.Б. Борукаева в университет несомненно способствовал подъему в нем геологического образования на новый, более современный уровень.

Ч.Б. Борукаев постоянно уделял много времени научно-организационной работе. Он являлся заместителем председателя Научного совета по проблеме “Тектоника Сибири и Дальнего Востока”, председателем секции Научного совета по проблемам геологии докембрия Сибири и Дальнего Востока, членом бюро Межведомственного тектонического комитета, членом редколлегий журналов “Геотектоника” и “Геология и геофизика”.

Ч.Б. Борукаева не только в детстве и молодости, но и позднее окружала геологическая семья – жена, И.Д. Полякова доктор геолого-минералогических наук, сын, Георгий кандидат наук, оба геологи-нефтяники.

Где бы не работал Чермен Бейбулатович, где бы не выступал с докладами и лекциями, он везде пользовался большим уважением и симпатией. Его безвременная кончина – большое горе нашей геологической общественности. Память об этом замечательном ученом и человеке сохранится не только в сердцах всех его знавших, но и в летописи отечественной науки.

Редколлегия

Уважаемые авторы!

С 1998 года Международная академическая издательская компания "Наука" (МАИК "Наука") начала принимать авторские материалы не только в традиционном (бумажном), но и в электронном (подготовленном на компьютере) виде. Электронная версия материалов может быть представлена автором как дополнение к бумажной версии, что позволит улучшить качество подготовки материалов к публикации. Ниже публикуются правила подготовки электронной версии материалов.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ПО ПОДГОТОВКЕ ЭЛЕКТРОННОЙ ВЕРСИИ МАТЕРИАЛОВ

1. Общие положения

Электронная версия материалов представляется автором в редакцию после приема рукописи к публикации и должна содержать правку рецензента.

Для качественной и оперативной связи автору желательно сообщить редакции свой E-mail адрес.

В состав электронной версии статьи должны входить: файл, содержащий текст статьи, и файл(ы), содержащий(е) иллюстрации. Если текст статьи вместе с иллюстрациями выполнен в виде одного файла, то необходимо дополнительно представить файлы с иллюстрациями.

К комплекту файлов должна быть приложена опись (возможно в виде файла), в которой обязательно должны быть указаны: формат диска, операционная система, название текстового редактора, имена файлов, название журнала, название статьи, фамилия и инициалы автора(ов).

Файлы могут передаваться как на 3.5" (или 5") дискетах, так и по E-mail или FTP. Дискеты могут быть отформатированы как в формате IBM PC, так и в Apple Macintosh. Во избежание технических неполадок запись на диске рекомендуется тестировать и проверять на вирусы.

Для передачи электронной версии статьи при помощи Internet (FTP) Вам необходимо предварительно согласовать свои действия сначала с редакцией, а затем со службой компьютерного обеспечения МАИК "Наука" по тел. (095) 333-9302 или E-mail: egur@maik.rssi.ru.

По вопросам подготовки графики и текстов статей просим обращаться в объединенную редакцию физических журналов по тел. (095) 335-8366. Подготовленные файлы присылать по E-mail:

- графика: cedgraph@maik.rssi.ru
- тексты: comedt@maik.rssi.ru

При посылке файлов по E-mail просим придерживаться следующих правил:

- указывать в поле subject (тема) название, номер журнала и имя автора;
- желательно использование attach (присоединение);
- в случае больших объемов информации возможно использование общеизвестных архиваторов (ARJ, ZIP, RAR и т.п.), также целесообразно файлы UU-кодировать для более надежной передачи.

2. Подготовка электронной версии материалов

2.1. Основной текст

Желательно представление основного текста статьи в формате TextOnly. Обращаем Ваше внимание на то, что строки текста в пределах абзаца не должны разделяться символом возврата каретки (обычно клавиша Enter). Тексты с разделением строк в пределах абзаца символом возврата каретки не могут быть использованы.

Возможно представление статей в формате MicrosoftWord (любая версия) с указанием подмножества и версии издательской системы.

Со временем список используемых нами форматов будет расширен, а сейчас мы убедительно просим придерживаться указанных форматов.

2.2. Графический материал

В электронном виде мы принимаем к обработке как сканированные, так и рисованные на компьютере черно-белые иллюстрации.

При подготовке графических файлов мы просим Вас придерживаться следующих рекомендаций:

- для полутоновых фотографий и штриховых рисунков желательно использовать формат TIFF, но можно использовать JPEG и GIF;
- для векторных рисунков и диаграмм (рисунков, подготовленных в программах векторной графики) желательно использовать формат EPS.

При подготовке файлов в формате TIFF желательно придерживаться следующих требований:

- для сканированных штриховых рисунков - 600 dpi (точек на дюйм);
- для сканированных полутоновых рисунков и фотографий не менее 200 dpi (точек на дюйм).

Графические файлы должны быть поименованы таким образом, чтобы было понятно, к какой статье они принадлежат и порядок их расположения. Каждый файл должен содержать один рисунок.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия	<i>Agricultural Chemistry</i>
Акустический журнал	<i>Acoustical Physics</i>
Астрономический вестник	<i>Solar System Research</i>
Астрономический журнал	<i>Astronomy Reports</i>
Биология моря	<i>Russian Journal of Marine Biology</i>
Биоорганическая химия	<i>Russian Journal of Bioorganic Chemistry</i>
Биофизика	<i>Biophysics</i>
Биохимия	<i>Biochemistry (Moscow)</i>
Вестник РАН	<i>Herald of the Russian Academy of Sciences</i>
Водные ресурсы	<i>Water Resources</i>
Вопросы ихтиологии	<i>Journal of Ichthyology</i>
Высокомолекулярные соединения	<i>Polymer Science. Series A</i> <i>Polymer Science. Series B</i>
Генетика	<i>Russian Journal of Genetics</i>
Геомагнетизм и аэрономия	<i>Geomagnetism and Aeronomy</i>
Геология рудных месторождений	<i>Geology of Ore Deposits</i>
Геотектоника	<i>Geotectonics</i>
Геохимия	<i>Geochemistry International</i>
Геоэкология	<i>Environmental Geoscience</i>
Доклады Академии наук	<i>Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,</i> <i>Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,</i> <i>Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,</i> <i>Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,</i> <i>Doklady Physics</i> <i>Doklady Earth Sciences</i>
Журнал аналитической химии	<i>Journal of Analytical Chemistry</i>
Журнал вычислительной математики и математической физики	<i>Computational Mathematics and Mathematical Physics</i>
Журнал неорганической химии	<i>Russian Journal of Inorganic Chemistry</i>
Журнал общей химии	<i>Russian Journal of General Chemistry</i>
Журнал органической химии	<i>Russian Journal of Organic Chemistry</i>
Журнал прикладной химии	<i>Russian Journal of Applied Chemistry</i>
Журнал физической химии	<i>Russian Journal of Physical Chemistry</i>
Журнал эволюционной биохимии и физиологии	<i>Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology</i>
Защита металлов	<i>Protection of Metals</i>
Зоологический журнал	<i>Russian Journal of Zoology</i>
Известия АН. Серия биологическая	<i>Biology Bulletin</i>
Известия АН. Теория и системы управления	<i>Journal of Computer and Systems Sciences International</i>
Известия АН. Физика атмосферы и океана	<i>Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics</i>
Кинетика и катализ	<i>Kinetics and Catalysis</i>
Коллоидный журнал	<i>Colloid Journal</i>
Координационная химия	<i>Russian Journal of Coordination Chemistry</i>
Космические исследования	<i>Cosmic Research</i>
Кристаллография	<i>Crystallography Reports</i>
Литология и полезные ископаемые	<i>Lithology and Mineral Resources</i>
Микробиология	<i>Microbiology</i>
Микроэлектроника	<i>Russian Microelectronics</i>
Молекулярная биология	<i>Molecular Biology</i>
Неорганические материалы	<i>Inorganic Materials</i>
Нефтехимия	<i>Petroleum Chemistry</i>
Океанология	<i>Oceanology</i>
Онтогенез	<i>Russian Journal of Developmental Biology</i>
Оптика и спектроскопия	<i>Optics and Spectroscopy</i>
Палеонтологический журнал	<i>Paleontological Journal</i>
Петрология	<i>Petrology</i>
Письма в Астрономический журнал	<i>Astronomy Letters</i>
Почвоведение	<i>Eurasian Soil Science</i>
Приборы и техника эксперимента	<i>Instruments and Experimental Techniques</i>
Прикладная биохимия и микробиология	<i>Applied Biochemistry and Microbiology</i>
Проблемы прогнозирования	<i>Studies on Russian Economic Development</i>
Программирование	<i>Programming and Computer Software</i>
Радиохимия	<i>Radiochemistry</i>
Радиотехника и электроника	<i>Journal of Communications Technology and Electronics</i>
Стратиграфия. Геологическая корреляция	<i>Stratigraphy and Geological Correlation</i>
Теоретические основы химической технологии	<i>Theoretical Foundations of Chemical Engineering</i>
Теплофизика высоких температур	<i>High Temperature</i>
Теплоэнергетика	<i>Thermal Engineering</i>
Труды Математического института имени В.А. Стеклова	<i>Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics</i>
Физика Земли	<i>Izvestiya, Physics of the Solid Earth</i>
Физика и химия стекла	<i>Glass Physics and Chemistry</i>
Физика металлов и металловедение	<i>The Physics of Metals and Metallography</i>
Физика плазмы	<i>Plasma Physics Reports</i>
Физиология растений	<i>Russian Journal of Plant Physiology</i>
Физиология человека	<i>Human Physiology</i>
Химия высоких энергий	<i>High Energy Chemistry</i>
Экология	<i>Russian Journal of Ecology</i>
Электрохимия	<i>Russian Journal of Electrochemistry</i>
Энтомологическое обозрение	<i>Entomological Review</i>
Ядерная физика	<i>Physics of Atomic Nuclei</i>

Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis
Russian Journal of Mathematical Physics