

ISSN 0016-853X

Номер 3

Май - Июнь 1999



ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

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

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 1999 Май–Июнь

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), А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо, 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. Pushcharovsky – Editor
A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary

Editorial board

**E. Bonatti (Italy), R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia),
V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,
Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyov,
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; факс: 951-04-43

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 1999

Юбилей Российской академии наук: 275 лет	3
Геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли: сейсмотомографический аспект (постановка проблемы)	
<i>С. В. Руженцев, А. А. Моссаковский, Е. Н. Меланхолина</i>	5
Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные	
<i>В. И. Коваленко, В. В. Ярмолюк, В. П. Ковач, С. В. Будников, Д. З. Журавлев, И. К. Козаков, А. Б. Котов, Е. Ю. Рыцк, Е. Б. Сальникова</i>	21
Линейность и нелинейность в геологии	
<i>Ю. М. Пуцаровский</i>	42
Тектоника, геодинамика и магматические провинции Индийского океана в мезозое	
<i>Г. Л. Кашинцев, А. А. Шрейдер</i>	50
Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана	
<i>Л. В. Подгорных, М. Д. Хуторской</i>	60
Палеозойские деформации Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы, Узбекистан)	
<i>И. И. Бабарина</i>	72
Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы	
<i>В. Е. Гоникберг</i>	89

ДИСКУССИИ

Некоторые проблемы палеозойских тектонических реконструкций Центральной Азии	
<i>В. С. Буртман</i>	103

Contents

No. 3, 1999

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

Jubilee of the Russian Academy of Sciences: 275 years	3
Geodynamics of the Pacific and Indo-Atlantic Segments of the Earth as Deduced from Seismic Tomography <i>S. V. Ruzhentsev, A. A. Mossakovsky, and E. N. Melankholina</i>	5
Magmatism as Factor of Crust Evolution in the Central Asian Foldbelt: Sm–Nd Isotopic Data <i>V. I. Kovalenko, V. V. Yarmolyuk, V. P. Kovach, S. V. Budnikov, D. Z. Zhuravlev, I. K. Kozakov, A. B. Kotov, E. Yu. Rytsk, and E. B. Sal'nikova</i>	21
Linearity and Nonlinearity in Geology <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	42
Mesozoic Tectonics, Geodynamics and Magmatic Provinces of the Indian Ocean <i>G.L. Kashintsev and A.A. Shreider</i>	50
Geothermal Asymmetry of Mid-Ocean Ridges in the World Ocean <i>L. V. Podgornykh and M. D. Khutorskoi</i>	60
Paleozoic Deformations in the Southern Tamdytau (Central Kyzylkum, Uzbekistan) <i>I. I. Babarina</i>	72
Significance of Shear Tectonics in the Orogenic Structure of Early Caledonides in Southeastern Tuva <i>V. E. Gonikberg</i>	89

Discussion

Some Problems of the Paleozoic Tectonic Reconstructions in Central Asia <i>V. S. Burtman</i>	103
---	-----

Сдано в набор 09.02.99 г.

Подписано к печати 09.04.99 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Оффсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отг. 5.1 тыс.

Уч.-изд. л. 14.1

Бум. л. 7.0

Тираж 349 экз.

Зак. 2533



ЮБИЛЕЙ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК: 275 ЛЕТ

Российская Академия наук основана Петром I. Великий реформатор, как о том говорят исторические источники, вынашивал эту идею по крайней мере около 10 лет. И лишь 22 января 1724 г. на заседании Сената “Петр внес в составленный по его заданию проект основания Академии наук несколько исправлений и дополнений и утвердил его”¹. Академия создавалась государством, в отличие от европейских академий, существовавших на средства, которые им удавалось тем или иным способом находить. Но открытие Академии состоялось лишь спустя 1 г. и 8 мес., в августе 1725 г., на ее первой конференции. Одна из причин задержки та, что, по мысли Петра, Академию должны были составить иностранные ученые, поскольку российских ученых такого ранга в то время еще не существовало. Притом царю хотелось, чтобы это были выдающиеся ученые.

Первым геологом, ставшим членом Академии, был М.В. Ломоносов, вошедший в ее состав в 1764 г. С того времени прошло 235 лет и, как свидетельствуют мраморные доски, вывешенные в Геологическом музее им. В.И. Вернадского, за этот период общее число академиков-геологов и горняков составило 121 чел.

Много пишут и говорят, что Академия наук России – это уникальная организация. И это действительно так. С самого начала и поныне она является центром научной деятельности России, подобного которому нет ни в одной другой стране мира. Хорошо известна ее современная огромность. Особенно Академия разрослась в советский период нашей истории, превратившись в колосса от науки, объединяющего ныне свыше 55000 научных сотрудников. Согласно уставу, первой задачей Академии является проведение фундаментальных исследований, а также содействие развитию науки в России. В уставе говорится и о такой задаче, как про-

ведение прикладных работ, актуальных для государства, и подготовке научных кадров высшей квалификации.

Со всеми этими критериями и следует подходить к оценке состояния всех представленных в Академии научных дисциплин и тектоники, в частности. Анализ путей развития тектоники показывает, что к ее вершинам столбовой дороги нет. Фактические знания еще слишком недостаточны, чтобы сузились возможности теоретической вариативности. А отсюда следует, что тектоника нуждается в дальнейшей активизации и интенсификации фундаментальных исследований. То, что еще недавно ученому миру представлялось твердо установленным, вдруг становится сомнительным или неверным. Это происходит по целому ряду причин. Во-первых, регионально-тектонические исследования приносят новые факты, если, конечно, они проведены методически корректно. Во-вторых, время от времени появляются принципиально новые геофизические данные, которые всегда были весьма необходимы тектонике. В-третьих, тектоника – это наука о всей Земле и поэтому на нее оказывают влияние открытия в астрофизике и космохимии. Наконец, важно влияние достижений в естественных науках вообще, что можно проиллюстрировать хотя бы примером зарождения нелинейной геодинамики. Нельзя не сказать и о том, что тектоника отнюдь не индифферентна в отношении достижений таких опорных геологических наук, как петрология и геохимия.

Современный подход в развитии тектоники отличается непомерным креном в сторону геодинамики. Нельзя не обратить внимания на то, что из большого числа докладов, прочитанных на 32-м Межведомственном тектоническом совещании (1999 г.), только единицы имели в заглавии слово “тектоника”. Сходная картина наблюдается и в журнале “Геотектоника”. Но ведь это означает,

¹ Павленко Н.И. Петр Великий. М.: Мысль, 1990. 592 с.

что собственно регионально-тектонические работы отодвинулись на задний план. Зато слово “геодинамика” фигурирует едва ли не в каждом втором заголовке. В то же время логика развития науки показывает, что современная тектоника без геодинамических построений обойтись уже не может. И здесь предстоит большой объем работы. Однако геодинамические модели должны опираться на геологические факты, чтобы не быть чрезмерно умозрительными. При этом не следует опасаться, если они не вписываются в существующую парадигму. Сложилось так, что геология дольше других наук задержалась на детерминистских построениях. Но сейчас очевидно, что линейризацией в естествознании добиться

прогресса невозможно, требуется сдвинуться в направлении нелинейной науки.

Пожалуй, это главный идейный багаж, с которым фундаментальная наука входит в XXI век.

В эти годы мы много слышим о необходимости реформирования академической науки, приходится наблюдать и некоторые действия в этом отношении. Но главное, что должно быть сбережено при всех реформах, – это государственный статус Академии и уникальность этого института как центра научной мысли нации. Хотелось бы думать, что отмечаемый юбилей призван этому способствовать.

Ю.М. Пуцаровский



Российская Академия Наук

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИКА ТИХООКЕАНСКОГО И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ ЗЕМЛИ: СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИЙ АСПЕКТ (ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ)

© 1999 г. С. В. Руженцев, А. А. Моссаковский, Е. Н. Меланхолина

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 30.11.98 г.

Обсуждается проблема пространственно-временных связей геодинамических процессов в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах Земли с распределением неоднородностей в мантии. Сравнение основных элементов поверхностной и глубинной структуры (по материалам сейсмической томографии) позволяет поставить вопрос о причинах коренных различий двух сегментов.

Предполагается, что “консервативный” характер геодинамической эволюции Тихоокеанского сегмента определяется развитием мантийного апвеллинга в районе Южно-Тихоокеанского суперплюма, имеющего древнее зарождение. Перестройка структурного плана в средней части мантии, выражающаяся в смене широтной ориентировки суперплюма на субмеридиональную, связывается с наложением разновозрастных геодинамических процессов: мезокайнозойских, сформировавших Восточно-Тихоокеанское поднятие, и более древних, возможно, палеозойских, определявших развитие субширотных тихоокеанских структур этого времени. В условиях интенсивного тепломассопотока от ядра к поверхности в течение всего фанерозоя обстановка для формирования континентальной коры возникала лишь по периферии сегмента, а в его основной части происходило непрерывное океаническое корообразование.

Развитие структур Индо-Атлантического сегмента, с постоянным перераспределением на поверхности Земли континентальных масс, их амальгамированием, повторным дроблением и океанообразованием, определяется предположительно апвеллингом в районе Индо-Африканского суперплюма. С происхождением литосферы Гондваны над субширотной частью суперплюма связывается конверсионный механизм формирования серии структур тетического типа: образования вдоль северного (в современных координатах) фронта суперплюма коллизионных складчатых сооружений, а в их тылу океанических бассейнов. По границе двух сегментов, в развитии микроплитных систем Западной Пацифики, намечается интерференция тихоокеанских и индоатлантических тенденций.

Сравнение поверхностной и глубинной структуры показывает, что представления о тектонической расчлененности, разработанные для литосферы, могут быть распространены на всю мантию. При этом сейсмические разделы в мантии приобретают структурно-тектонический смысл и могут рассматриваться как глубинные “срывы”.

Представления о тектонической асимметрии Земли, крайним выражением которой является существование Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов, возникли в результате анализа современной поверхностной структуры сегментов, а также специфики их развития в фанерозое. Тихоокеанский сегмент с его огромным океаном, обрамленным палеозойскими, мезозойскими, кайнозойскими складчатыми сооружениями и системой современных активных окраин, противопоставляется Индо-Атлантическому, где сосредоточены все современные континенты, включающие докембрийские кратоны и фанерозойские коллизионные складчатые пояса и разделенные Индийским, Атлантическим и Северным Ледовитым океанами с их обширными пассивными окраинами (рис. 1).

Сейчас уже сформулированы в общем виде различия в тектоническом развитии Тихого океа-

на, с одной стороны, Индийского и Атлантического, с другой [9, 15]. Первый является древней (“консервативной”) структурой, существовавшей по крайней мере с позднего докембрия. Во времени менялась ее конфигурация, однако постоянно сохранялись особенности геодинамики и структурного плана, с расположением океана в центре и аккреционных систем, возникших на месте активных окраин, – по периферии. Индийский и Атлантический океаны представляют новообразованные бассейны, заложение которых происходило в интервале средняя юра–мел и было приурочено к распаду Гондваны. Анализ строения внутриконтинентальных складчатых поясов Евразии, Северной Америки и Северной Африки позволяет реконструировать здесь палеоокеанические бассейны, формирование которых началось с рифея в связи с распадом суперконтинента Родиния [8, 27, 51]. Эти бассейны представляли собой сравнительно

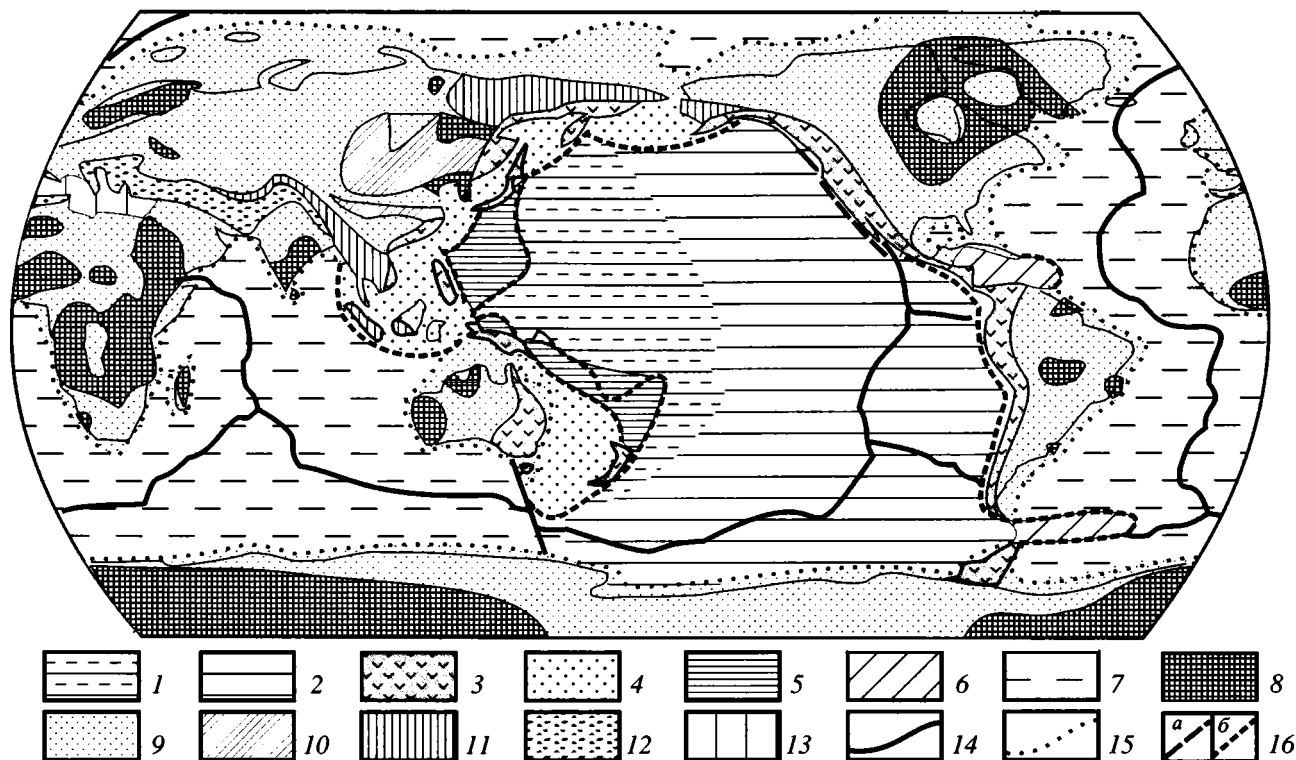


Рис. 1. Схема поверхностной структуры Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли (с использованием [9]). 1–6 – *Тихоокеанский сегмент*: 1–2 – тектонические элементы ложа Тихого океана: 1 – юрско-сантонского возраста (Алеутско-Меланезийская микроплитная система), 2 – кампанско-кайнозойского возраста; 3–6 – тектонические элементы Тихоокеанского пояса: 3 – палеозойско-мезозойские аккреционные системы, 4–6 – кайнозойские микроплитные системы активной окраины: 4 – Индонезийско-Тасманская, 5 – Филиппино-Тонганская, 6 – Карибская и Скоша; 7–13 – *Индо-Атлантический сегмент*: 7 – мезокайнозойские тектонические элементы океанического ложа; 8–13 – тектонические элементы континентов: 8 – выступы докембрийской континентальной коры, 9 – континенты (включая древние платформы и палеозойские коллизионные системы), 10, 11 – фанерозойские мозаичные аккреционные системы: 10 – палеозойские, 11 – мезозойские, 12 – Альпийско-Гималайский пояс, 13 – Средиземноморская система внутренних морей; 14 – *Мировая рифтовая система*; 15, 16 – *ограничения океанических структур*: 15 – пассивные и 16 – активные границы: (а – трансформные, б – зоны субдукции).

коротко (до 80–100 млн. лет) живущие структуры, отмиравшие в результате межконтинентальной коллизии. Постоянное перераспределение на поверхности Земли разраставшихся в ходе развития континентов, их амальгамирование, повторное дробление и рифтогенное океанообразование являются важнейшими чертами геодинамики Индо-Атлантического сегмента.

Принципиальное значение с точки зрения выделения двух сегментов и понимания их геодинамики имеют данные о глубинной структуре Земли (вплоть до нижней мантии), полученные методами сейсмической томографии [1, 22, 28, 30, 31, 34, 37, 42, 50, 53 и др.]. Несмотря на расхождения (иногда существенные) разных сейсмотомографических моделей, ряд данных оказывается сопоставимым и будет использован ниже. Достигнутая в последнее время детализация внутренней структуры геосфер дает возможность перейти к ее геодинамическому толкованию, а относительная консервативность твердой Земли позволяет допускать

значительную древность образования ряда глубинных неоднородностей [11].

Сравнение поверхностной тектоники и скоростной структуры мантии, представленной на разных глубинных срезах, показывает, что их достаточно определенная корреляция возможна до глубины порядка 350 км. Ниже в верхней мантии (до 670 км) сохраняются только наиболее крупные неоднородности: высокоскоростные субдуцированные плиты и частично древние кратоны, а также отрезки низкоскоростных спрединговых хребтов. При этом контрастность скоростных характеристик среды и ее анизотропия постепенно уменьшаются [42, 50]. Еще глубже прямая корреляция элементов поверхностной и мантийной структуры чаще всего невозможна.

С тектонических позиций проблема глубинных неоднородностей сформулирована Ю.М. Пущаровским [14], предложившим пятислойную модель строения мантии Земли, включающую верхнюю мантию (20–670 км), раздел 1 (670–900 км),

среднюю мантию (900–1700 км), раздел 2 (1700–2200 км) и нижнюю мантию (2200–2900 км). Выделенные геосферы рассматриваются как совокупность структур, изменчивых в пространстве и подвижных в горизонтальном направлении. Теоретической основой для такой постановки вопроса служит, по-видимому, трехмерная модель строения мантии, разработанная А. Дзевонским и Р. Клейтоном [1], которые показали несовпадение в положении температурных аномалий на разных глубинах, со значительным смещением в сторону от их поверхностных проявлений. Сказанное подтверждает представления о разных уровнях зарождения конвекционных потоков, их неупорядоченном режиме, разномасштабности и многоярусном расположении [17, 21, 38].

Общее сравнение Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов показывает преобладание в первом низкоскоростного горячего мантийного вещества, особенно на юге (Южно-Тихоокеанский суперплюм) при относительной “размытости” его слоистой структуры, а во втором – пестрое сочетание в различной степени разогретых и охлажденных мантийных масс. В задачу статьи входит анализ распределения глубинных неоднородностей, выяснение пространственно-временных связей между основными элементами поверхностной и глубинной структуры в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах. Такой анализ представляется реальным путем для выяснения причин отмеченных коренных различий в их структуре и геодинамике.

ТИХООКЕАНСКИЙ СЕГМЕНТ

Тихий океан, образующий основную часть сегмента, имеет асимметричную поверхностную структуру, что связано со значительным смещением спрединговой системы к востоку и юго-востоку. Здесь грубо параллельно континентальному краю обеих Америк и Антарктиды на расстоянии более 20000 км протягивается Восточно-Тихоокеанское поднятие и примыкающие к нему абиссальные плиты (см. рис. 1). Весьма однородное строение литосферы на всей этой площади определяется равномерным развитием быстросредингового Восточно-Тихоокеанского хребта в позднем мелу и кайнозое, лишь изредка нарушавшимся структурными перестройками (обычно локального характера). “Память” о длительном развитии спрединга сохранилась на поверхности в виде системы полосовых магнитных аномалий и трансформных разломов. В верхней мантии спрединговому хребту отвечает субмеридиональная трансихоокеанская зона распространения горячего низкоскоростного материала (рис. 2). В ее верхах отклонение скоростей сейсмических волн от средних для данных глубин значений по одним оценкам [31] составляет 0.5–1%, а по другим [50] – до 5%. Смещение аномальной зоны от более глубоких гори-

зонтов к верхним с запада на восток [1] соответствует, по-видимому, постепенной миграции спрединга в этом направлении, что и обусловило асимметрию структуры океана. Рассмотрение скоростной картины на последовательных глубинных срезах позволяет проследить аномальную горячую зону вплоть до глубины 1700 км, где она почти идеально повторяет ориентировку субмеридионального отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Наиболее древние структуры в северо-западной половине Тихого океана достаточно четко обособлены и выделяются нами как Алеутско-Меланезийская микроплитная система. Они отличаются от восточных районов океана распространением относительно высокоскоростной интенсивно расслоенной верхней мантии и неоднородным строением коры, с сочетанием ряда абиссальных микроплит разного возраста (от среднеюрского до раннемелового) и внутри океанических поднятий [5, 9].

Их образование также связано с развитием спрединга, однако происходившего в пределах сложной мозаичной системы, с несколькими тройными сочленениями и “магнитными бухтами”, определившими существование разнонаправленных магнитных аномалий, нередко торцово сочленяющихся. Эпизодические развороты спрединговой системы усложняли общий структурный рисунок, приводили к реализации напряжений сжатия внутри “магнитный бухт”, скучиванию материала, утолщению коры и формированию поднятий Шатского, Хесса, Магелланова, Манихики и других. Сжатие перед фронтом зон субдукции приводило к формированию краевых валов, также с повышением мощности коры. Коллизия океанических поднятий и подводных гор со структурами континентальной окраины вызывала в ряде случаев не только скучивание материала и задержки перемещения тихоокеанской литосферы, но и образование некоторых крупных сдвигов, в частности, Императорского разлома.

Внутриплитная магматическая активность имеет иную природу и связана с автономными нижнемантийными процессами и подачей вещества и энергии в литосферу, создающими как плюмы “горячих точек” (в Гавайско-Императорском и других районах), так и гигантские “горячие поля” (на поднятии Мид-Пацифик). По материалам сейсмической томографии в ряде случаев устанавливается связь внутриплитных вулканических структур с низкоскоростными горячими зонами в средней части мантии, как это видно, под о-вом Гавайи [31, 50] (рис. 3). Наблюдается пространственное совпадение максимальной среднемеловой магматической активности в районе Мид-Пацифик с участком ранне-среднеюрской коры Тихого океана. Как для зарождения спрединга, так и для мощной вспышки магматической активности можно предполагать общий источник, определяемый

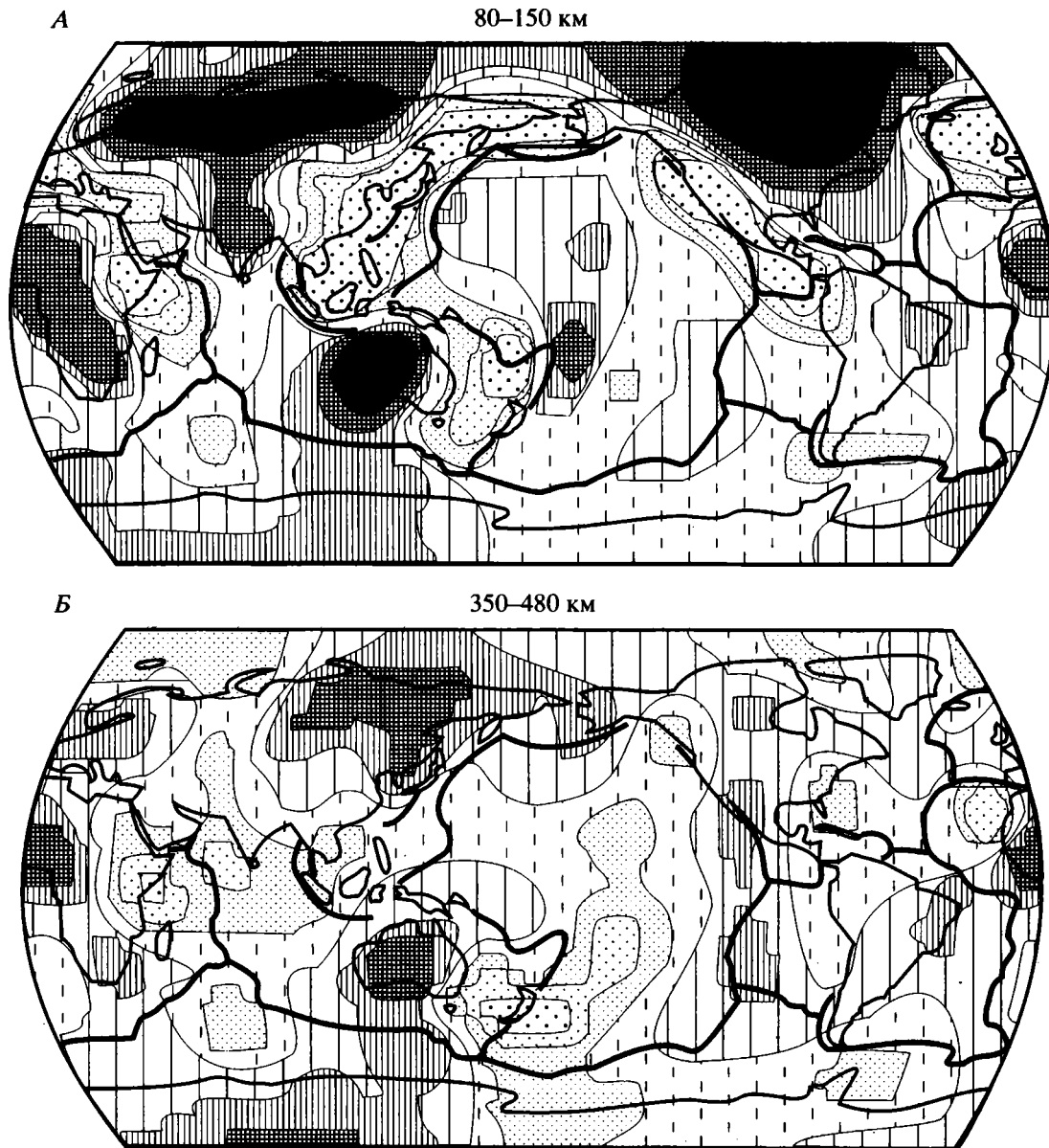


Рис. 2. Схемы глубинной структуры Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов по данным сейсмической томографии (по [31], с упрощением): А – для глубин 80–150 км; Б – для глубин 350–480 км; В – для глубин 990–1200 км; Г – для глубин 2250–2570 км.

1–8 – участки мантии с различными скоростями сейсмических волн (% означают отклонения от средних для данных глубин значений): 1, 2 – медленными, 3, 4 – относительно пониженными, 5, 6 – относительно повышенными, 7, 8 – быстрыми; 9 – положение Мировой рифтовой системы и активных границ океана.

гигантским и длительно существовавшим Южно-Тихоокеанским суперплюмом.

Временное совпадение проявлений среднемолового внутриплитного магматизма с крупнейшей тектонической перестройкой в Тихом океане подкрепляет наше предположение. Именно с начала кампана возникла спрединговая система Восточно-Тихоокеанского поднятия, правда, сохранившего еще изгиб в районе Большой “магнитной бухты” на севере [29, 36, 39 и др.]. В начале эоцена, после отмирания северной ветви Большой “маг-

нитной бухты” и окончательного разделения Австралии и Антарктиды, спрединговая система приобрела свой современный вид.

Повсеместное присутствие фрагментов разновозрастных океанических и приокеанических комплексов в обрамлении океана свидетельствует, однако, о значительном постоянстве океанических условий в этой части планеты. Уже в рифейское время и на протяжении раннего и среднего палеозоя здесь реконструируется [20] существование океана

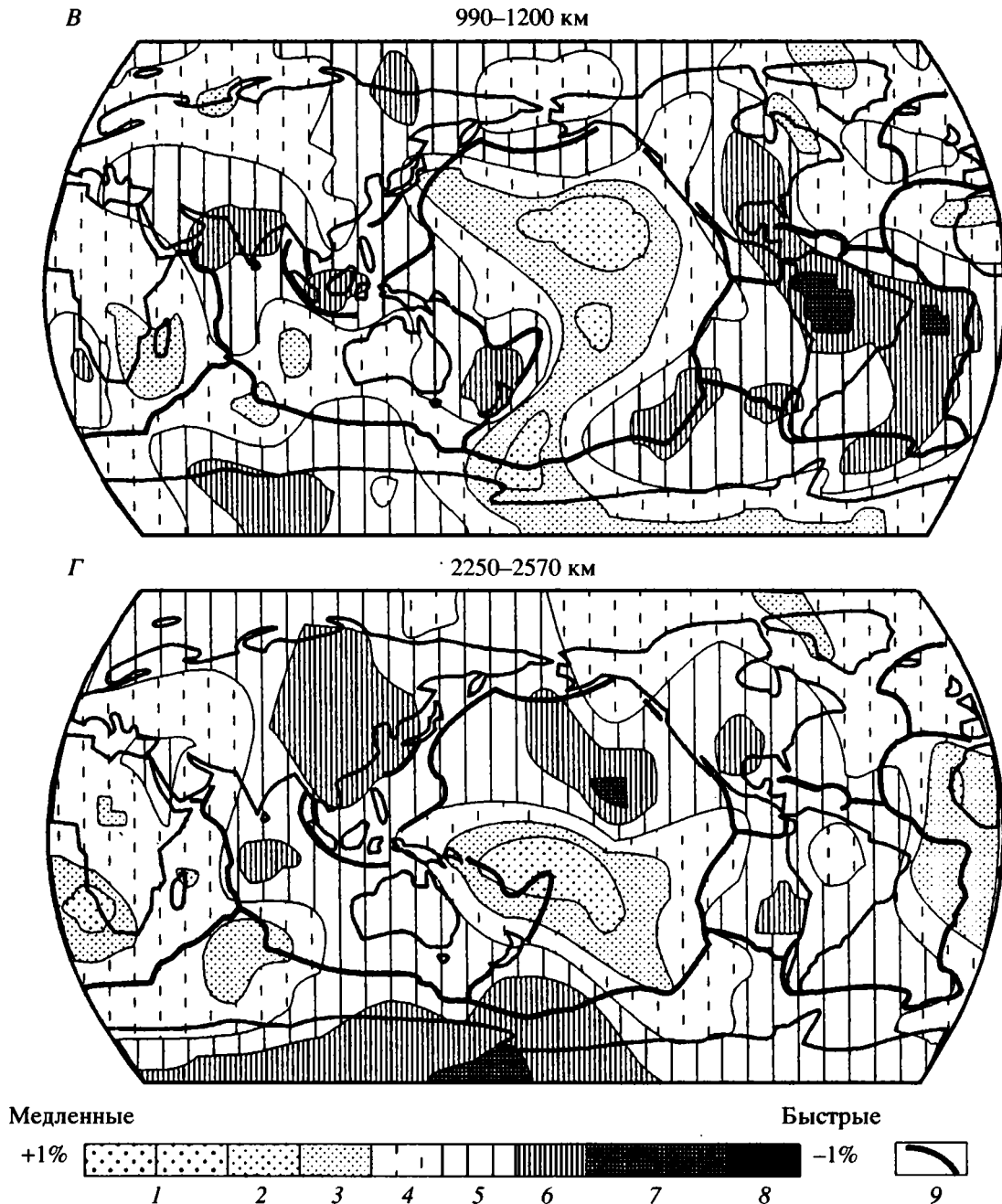


Рис. 2. Окончание.

Палеопацифик с заливом, образуемым Палеоазиатским океаном.

В составе складчатых сооружений Тихоокеанского пояса наиболее распространены фанерозойские комплексы активных окраин, аккрецированные к краю континентов Австралии, Евразии, Северной и Южной Америки. Особенно протяженные зоны палеозойских активных окраин реконструируются в восточном обрамлении океана. На западе распространение таких зон было локальным и на значительном протяжении сменялось пас-

сивными границами, как это устанавливается, например, на востоке Китая. Перемещение системы активной окраины с тетического на тихоокеанский край Евразии и заложение Восточно-Азиатского вулканического пояса произошло в позднем мезозое после разрушения Гондваны и закрытия Палеотетиса. Этапы скучивания материала на континентальных окраинах, причленения их к континенту и смещения тектонически активной зоны в сторону океана устанавливаются в середине и конце палеозоя (в каледонидах Катазии и Лаосско-Вьетнам-

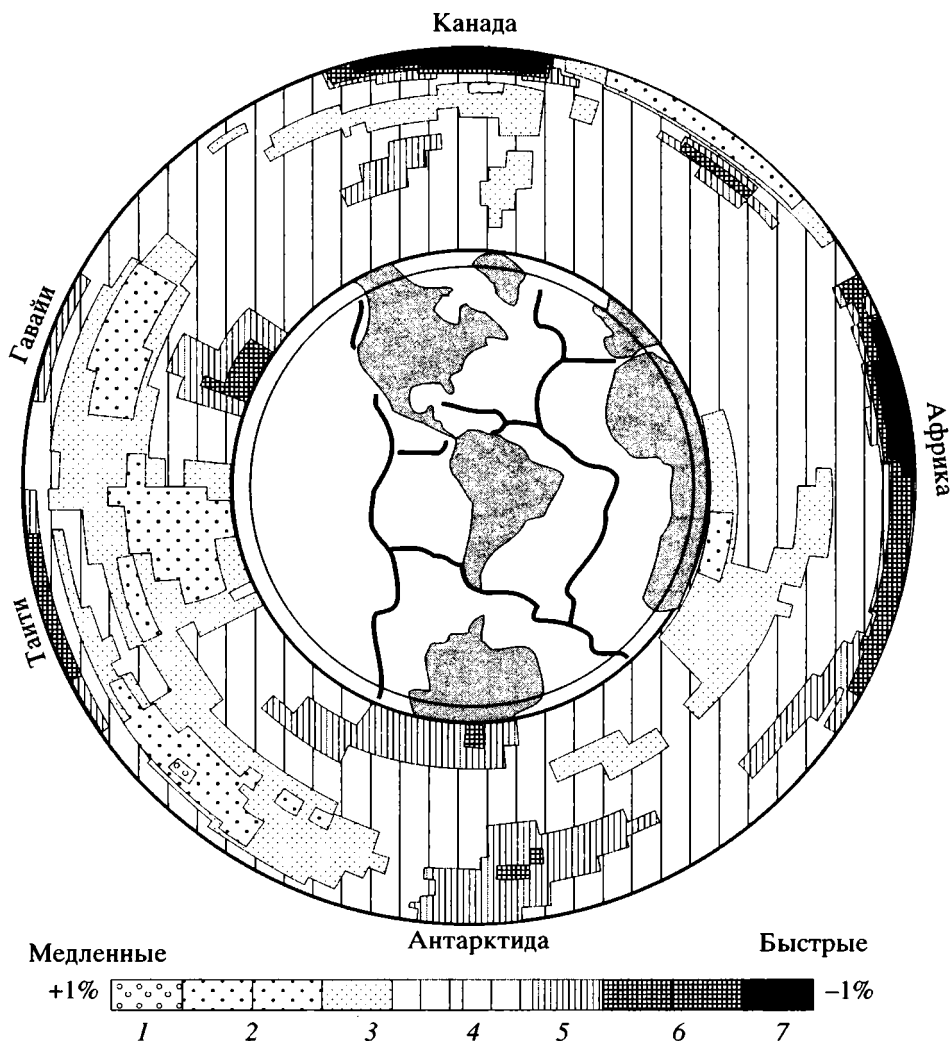


Рис. 3. Скоростная структура мантии, по данным сейсмической томографии (по [31], с упрощением).

1–7 – участки мантии с различными скоростями сейсмических волн (% означают отклонения от средних для данных глубин значений): 1–3 – медленными, 4 – близкими к средним значениям, 5–7 – быстрыми.

ского пояса и на юго-западе Приморья соответственно, на востоке Австралии, в ряде районов Анд), в индосинийское (в обрамлении Индосинийского массива), позднемезозойское (в Сихотэ-Алине, Северо-Восточной Азии, Кордильерах, местами на западе Анд) и кайнозойское время (в восточных районах Сахалина, Камчатки и Корякии, на островах Юго-Восточной Азии, в приокеанических районах Кордильерского и Андийского поясов). Наиболее значительным было континентальное корообразование конца мезозойского цикла, охватившее всю северную периферию океана. В дальнейшей истории созданные здесь континентальные структуры оказались весьма устойчивыми и подверглись относительно небольшим нарушениям. В целом аккреционный стиль развития Тихоокеанского пояса, с последовательным наращиванием континентальных площадей, сохранялся в течение не менее 1 млрд. лет.

Вместе с тем масштабы латерального наращивания континентальной литосферы за счет тихоокеанской оказываются весьма ограниченными, как это видно, например, в современной структуре Приморско-Курильского региона. Фрагменты среднедевонского, позднепермского и средне-поздне мелового окраинно-континентальных вулканических поясов на юге Приморья смещены один относительно другого не более чем на 200 км. На Курилах смещение современной системы активной окраины по сравнению с меловой составляет до 700 км, но начинающийся процесс отмирания задугового бассейна, последующие сучивание и аккреция, вероятно, могут привести к существенному сближению меловой и современной зон. Подобная близость и даже совпадение молодых вулканических зон с их меловыми палеоаналогами известны также на Суматре, в Японии и Андах. Значительная устойчивость положения конвергентных границ

Тихого океана наблюдается и на других участках его обрамления [4].

Такой “консервативности” тектонического развития пояса не противоречит, однако, значительная сложность и латеральная изменчивость его поверхностной структуры. Так, в современном структурном плане Тихоокеанского обрамления представлены и трансформная граница на северо-востоке, и пассивная окраина в Антарктическом регионе, и системы активных окраин, различающиеся на востоке и западе океана. Такое разнообразие современных структур и их палеоаналогов зависит в первую очередь от характера взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов в разных участках их границ [4]. Активность современных процессов вдоль континентального края определяется постоянным контрастным сочетанием в верхней мантии крупных объемов разуплотненного горячего материала и субдуцирующей под них холодной океанической плиты, скоростные параметры которых различаются на 2% по одним оценкам [31] или же до 10% по другим [50, 53].

В оставленных меловых палеозонах субдукции также сохраняются местами фрагменты погруженной плиты, как это можно предполагать под Западно-Сахалинским прогибом. Более того, на основе данных сейсмической томографии под рядом районов Восточной Азии предполагается захоронение древних субдуцированных плит, погруженных в нижнюю мантию [31, 40]. В низах мантии, на уровне слоя D", скорости в них оказываются по крайней мере на 1% более быстрыми, чем средние для этих глубин. Возможность подобного погружения сейчас дискутируется [24, 37, 43 и др.]. Но факт распространения в средней и нижней мантии холодного высокоскоростного материала представляет фундаментальную особенность периферии Тихоокеанского пояса (см. рис. 2).

Таким образом, устойчивый характер развития и самого Тихого океана, и структур обрамления удается проследить по крайней мере начиная с рифея, несмотря на проявление здесь ряда глобальных перестроек и обновления спрединговой системы [16]. Постоянную активность тектонических и магматических процессов в пределах Тихоокеанского сегмента, повышенную энергию его тектоносферы можно объяснить повторяющимся апвеллингом в области Южно-Тихоокеанского суперплюма, питаемого материалом и энергией из внешнего ядра Земли.

Выше рассмотрена верхняя субмеридиональная часть Южно-Тихоокеанского суперплюма (с глубинами до 1700 км), представляющая корневую зону спрединговой системы. Глубже 1400–1700 км она сменяется гигантской субширотной областью с центром в районе о-ва Таити, охватывающей более трети Тихого океана (см. рис. 2, 3). Разного рода сейсмотомографические модели, предло-

женные для нижнемантийной части суперплюма [28, 30, 31, 34, 37, 50], дают неодинаковую трактовку как ее очертаний, внутренней структуры и контрастности скоростной картины, так и соотношений со средне-верхнемантийной субмеридиональной горячей зоной. Вместе с тем существование в нижней мантии гигантской субширотной горячей области установлено достаточно определенно. В северной части Тихого океана (в частности, в районе Гавайев) она сменяется холодной высокоскоростной областью. По некоторым оценкам [30, 50], контрастность скоростных характеристик среды в этих двух областях может достигать 4%.

В целом Южно-Тихоокеанский суперплюм, выделенный как гигантская сквозная общемантийная “колонна разогрева”, обычно связывается исследователями с развитием современных процессов в мантии [31, 40, 41]. Однако возможен и иной, историко-тектонический, подход. Так, Р. Ларсон [35] рассматривает суперплюм как остаток гигантской структуры среднемелового апвеллинга, определявшего развитие как глубинных, так и поверхностных процессов мелового времени. Учитывая размеры и глубину расположения Южно-Тихоокеанского суперплюма, мы предположительно допускаем его древнее зарождение, с наиболее ранним образованием глубинной (1700–2900 км) субширотной части. Перестройку структурного плана со сменной субширотной части суперплюма на субмеридиональную мы связываем с наложением разновозрастных геодинамических процессов: мезокайнозойских, сформировавших Восточно-Тихоокеанское поднятие, и более древних, возможно, даже палеозойских, определявших развитие субширотных тихоокеанских структур этого времени. Высказанные соображения хорошо согласуются с концепцией длительного существования в Тихоокеанском сегменте наиболее мощного тепломассопотока, обусловившего “консервативное” развитие сегмента и максимально высокие (10–12 см/год) скорости спрединга [16].

Связи импульсов суперплюма с поверхностными событиями наиболее выразительно прослеживаются для отмеченной выше апт-кампанской тектонической перестройки, соответствующей меловой спокойной магнитной эпохе с отсутствием смены полярности и относительной стабильностью положения полюсов [35]. В это время можно предположить возмущение во внешнем ядре, давшее толчок к активизации суперплюма, с подачей силикатного вещества и энергии в верхние оболочки Земли, где установлены как интенсификация мантийной конвекции и спрединга (вплоть до скоростей 17 см/год), так и вспышка внутриплитной магматической активности. С этой активностью Р. Ларсон связывает и формирование ряда океанических поднятий. Мы же предполагаем, что ускорение спрединга привело не только к быстрой океанической аккреции, но и к реорганизации ди-

вергентной границы Тихоокеанской плиты, с усилением сжатия в зонах концентрации напряжений и формированием поднятий Хесса и Онтонг-Джава в начале перестройки и поднятия Обручева в конце [5]. Быстрое перемещение плиты привело также к реорганизации ее конвергентной границы, с интенсификацией субдукции и островодужного магматизма. Начало перестройки было отмечено заложением Восточно-Азиатского вулканического пояса, а завершение – перескоком границы к востоку и формированием здесь энсиматических островных дуг.

ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ СЕГМЕНТ

Тектоника сегмента определяется сложным сочетанием современных океанов и континентов, с присутствием разновозрастных складчатых образований. Неоднократному проявлению скупивания материала отвечает существование в Индо-Атлантическом сегменте как субширотных, так и субмеридиональных коллизионных поясов. Созданию такого структурного рисунка отвечает и усложненная скоростная структура мантии, включающая ряд разноуровневых субмеридиональных и субширотных аномалий (см. рис. 2). Крупные глубинные неоднородности, даже в верхней мантии, часто не находят выражения в современной поверхностной структуре, подвергавшейся многочисленным перестройкам.

Континентам (за некоторым исключением) присущ “режим холодной мантии”, с преимущественным расположением высокоскоростных аномалий на трех глубинных уровнях [31, 50, 53 и др.]. В верхней мантии высокоскоростные “корни” древних платформ погружены до 350 км в Северо-Американской и Индийской, 700 км на западе Африканской и в Гвианском щите, 350–600 км в Восточно-Европейской и 450 км в Сибирской. Для Антарктиды “режим холодной мантии” прослежен до глубины 1400 км. Скоростные характеристики среды в этих областях отличаются не менее чем на 1% от средних значений. В интервале раздела 1 и средней мантии высокоскоростные аномалии выделяются под Америкой (под Северной – 700–1700 км и под Южной – 900–1500 км), Восточной Азией (700–1200 км), Альпийско-Гималайским поясом (800–1900 км). Высокоскоростные аномалии нижней мантии (2400–2900 км) установлены под Антарктидой, Азией (от Таймыра до Индонезии) и небольшая – под Канадским щитом.

Наиболее мощная в пределах сегмента “коллонна разогрева”, поднимающаяся от границы ядро–мантия, расположена в Африке (см. рис. 3). Некоторые исследователи [31, 40] выделяют ее как Африканский суперплюм, однако размеры и интенсивность высокоскоростной аномальной зоны здесь значительно меньше, чем в области Южно-Тихоокеанского суперплюма. Контрастность скоростных характеристик среды максимальна (от 2 до 6%

по разным оценкам) в верхней мантии; аномальная зона протягивается субмеридионально под районами кайнозойского рифтинга Ближнего Востока, Красного моря и Восточной Африки. В интервале глубин 700–1800 км контрастность скоростей значительно уменьшается (0.4–0.6%), а затем снова возрастает. Горячая зона в целом наклонена к юго-западу, так что в нижней мантии ее наиболее разогретая часть оказывается под смежной с Африкой областью Атлантики.

В пределах океанических областей сегмента с их малыми скоростями спрединга (2–4 см/год) структура мантии сложнее, чем в Тихом океане. Под Срединно-Атлантическим и Срединно-Индийским хребтами по данным сейсмической томографии и гравиметрии устанавливается “пережим” низкоскоростной горячей зоны и избыток масс, объясняемые поступлением холодного вещества, происходящим, по-видимому, при динамической поддержке за счет бокового давления рамы [22]. Примером такого “пережима” является интервенция холодных масс под Атлантику со стороны Южной Америки на глубинах 700–1500 км, связываемая с крупномасштабным даунвеллингом субдуцированной тихоокеанской литосферы [31, 40].

Принципиальное значение для понимания фанерозойской геодинамики рассматриваемого сегмента имеет интерпретация данных сейсмической томографии по Индоокеанскому региону. В его северной части выделяется достаточно контрастная низкоскоростная Трансиндоокеанская горячая аномалия [31, 40] (см. рис. 2). Наиболее четко она выражена в верхней мантии, однако совершенно не контролирует современную поверхностную структуру региона. В интервале глубин 250–600 км горячая аномальная зона протягивается субширотно от Африканского Рога до Индонезии. Глубже она приобретает расплывчатые очертания, распадаясь на несколько ареалов, смещенных к центральному и даже южным частям Индийского океана. Лишь в нижней мантии контрастность горячих аномалий вновь возрастает, их ареалы концентрируются к юго-западу от Срединно-Индийского хребта, где образуют единое поле с аномалиями Африканского суперплюма.

В целом в мантийной структуре Индо-Атлантического сегмента наблюдается несовпадение структурных планов на разных глубинах, наличие астенولينз (уровней мантийного разогрева и разуплотнения), отрыв последних от своих корней и латеральное перераспределение вещества. Несмотря на кажущуюся хаотичность картины распределения скоростных аномалий, в ней намечается ряд важных особенностей. Прежде всего это послойное распределение аномалий. В верхней мантии аномалии имеют максимальную контрастность и большей частью в общем виде отражают поверхностную структуру Земли. В средней мантии плотные высокоскоростные массы связаны с областями мезо-кайнозойского тектонического

скупивания Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов. Их перемещение на многие тысячи километров было возможно только в результате послынного течения в различной степени разогретого вещества. При этом следует отметить инверсионное размещение аномалий, так что области высокоскоростной верхней мантии на уровне средней мантии подстилаются низкоскоростными образованиями и наоборот. Некоторые исследователи [23, 49] связывают это явление с экранирующим эффектом континентов, позволяющим накапливать энергетический потенциал мантийных плюмов, который впоследствии приводит к рифтингу и новообразованию бассейнов.

Вне зависимости от принятого объяснения, факт инверсионно-послынного дисгармоничного распределения масс в верхней и средней мантии предстает очевидным. Соответственно раздел 1 может рассматриваться как пограничный слой, разделяющий разные по динамическим особенностям и развивавшиеся более или менее автономно геосферы Индо-Атлантического сегмента. Раздел 2, мощность которого Ю.М. Пуцаровский оценивает в 500 км, характеризуется наименее контрастными аномалиями [31, 50], их размытостью в плане и неупорядоченностью положения в разрезе. Эта сфера своеобразной "гомогенизации" среды также предположительно рассматривается нами как важнейший раздел, маркирующий дисгармоничную перестройку структурного плана средней мантии относительно такового в пределах нижней. Таким образом, поверхность М, астеносфера, разделы 1 и 2 могут рассматриваться как важнейшие структурные "границы", разделяющие геосферы или их части, в пределах которых происходит дифференцированное латеральное течение вещества. Мантийные плюмы при пересечении этих разделов также не остаются неизменными. Менее мощные (в Южной Атлантике) пережимаются холодными массами, более мощные (Африканский суперплюм) меняют свою форму и положение от уровня к уровню. В результате в мантии создается сложная картина размещения латеральных и вертикальных неоднородностей.

При рассмотрении мантийных неоднородностей наименее ясными являются временные параметры. Пока остается неизвестным, когда возникли крупные "колонны разогрева", как долго они развивались и с какими палеоструктурами были связаны. Вместе с тем достаточно очевидная связь с Африканским суперплюмом протяженной кайнозойской рифтовой системы позволяет провести актуалистические реконструкции для мезозойского рифтинга и новообразования океанических бассейнов, происшедшего при дезинтеграции Гондваны (рис. 4).

На основе палеомагнитных данных показано [47], что в мезозое Гондвана располагалась в Южном полушарии Ее расчленение на западную и восточную части началось в конце средней юры (~160 млн. лет) с образования субмеридиональ-

ной системы рифтогенных прогибов (Сомалийского, Мадагаскарского, Протоуедделского) [49]. Главные события разрушения Гондваны были приурочены к меловой спокойной магнитной эпохе. В аптское время в виде системы горячих точек наметились швы ее будущей дезинтеграции. На востоке возникли плюмы Кергелен (Кергелен-Раджастанские базальты) и Крозе, которые в альбе трансформировались в широтный океанический бассейн, отделивший Индию от Антарктиды и Австралии, а на западе – плюмы Святой Елены и Тристан, маркирующие начало раскрытия Южной Атлантики. Отделение от Индии Мадагаскара произошло в кампане (плюм Марион), Сейшельского микроконтинента – на рубеже мела и палеогена (базальты Декана).

Сформировавшаяся в мезокайнозое достаточно сложная система рифтогенных прогибов, с сочетанием меридиональных и широтных отрезков, по своей конфигурации в плане достаточно полно соответствует отмеченному выше расположению мантийных низкоскоростных аномалий. Субмеридиональный Сомали-Мадагаскарский бассейн в целом следует верхней части (~100–600 км) Африканского суперплюма, а широтный бассейн, возникший по границе Индии и Антарктиды, соответствует Трансиндоокеанской аномалии (см. рис. 2 и 4). Специально отметим преимущественно северный дрейф обособившихся континентальных блоков, за исключением Антарктиды (сместившейся на незначительное расстояние к югу и уже в мелу располагавшейся на южном полюсе) [47]. Асимметричное развитие этого процесса является характерной чертой геодинамики Индо-Атлантического сегмента.

Более сложен вопрос, как далеко в глубь геологической истории прослеживается разделение Земли на сегменты. Существует гипотеза [27, 46] о преимущественном амальгамировании древних континентальных масс в интервале времени 3–1 млрд. лет, с образованием в результате суперконтинента Родиния и обособлением двух сегментов: континентального и океанического. Палеотектонические реконструкции для времени 1 млрд. лет показывают [48, 52] асимметричное строение литосферы с расположением континентального сегмента в Южном полушарии. С рубежа 750 млн. лет происходил его постепенный распад, начавшийся с отделения Сибири и Балтии. В конце развития этого процесса привело к становлению океанического бассейна Западный Япетус, разделившего Лаврентию и Южную Америку [44]. В результате были обособлены континенты северного (Лаврентия, Балтия, Сибирь) и южного (Гондвана) рядов. Одновременно на востоке произошло заложение серии прогибов (Хантайширского, Неймонгольского и др.), с отчленением Дзбаханского, Южно-Гобийского, Северо-Тяньшаньского и других микроконтинентов [8]. Микроконтиненты имели субширотную на западе и меридиональную на востоке ориентировку,

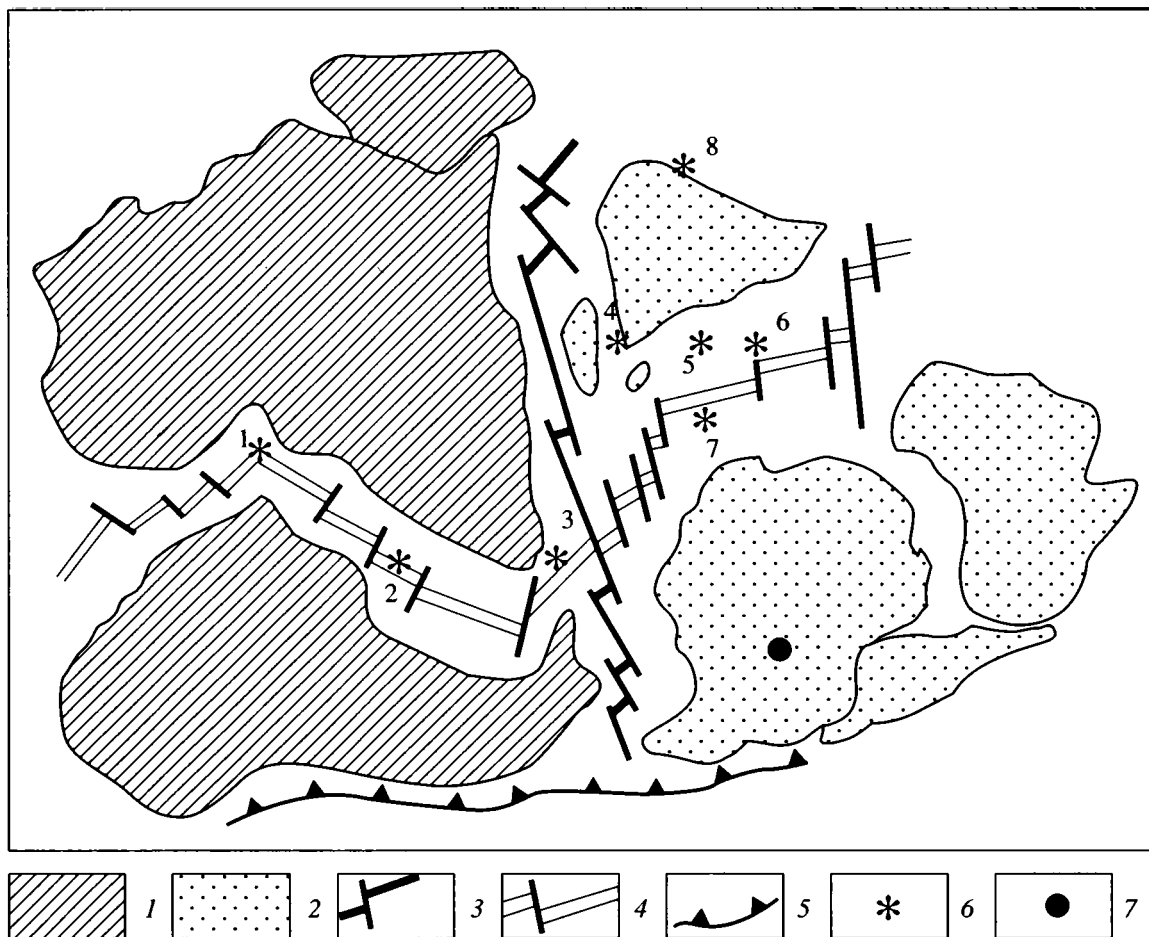


Рис. 4. Палеорекострукции разрушения Гондваны в позднеюрское – меловое время (по [49], с изменением).

1, 2 – континенты: 1 – Западной Гондваны, 2 – Восточной Гондваны; 3, 4 – спрединговые зоны: 3 – юрско-раннемелового времени, 4 – позднемелового времени; 5 – аккреционная зона Пацифики; 6 – “горячие точки”; 7 – положение Южного полюса в позднемеловое время.

Цифрами обозначены плюмы: 1 – Святой Елены, 2 – Тристан, 3 – Буве, 4 – Марион, 5 – Раджастан, 6 – Кергелен, 7 – Крозе, 8 – Реюньон.

располагались в Южном полушарии и смещались к северу или северо-востоку [2]. По-видимому, именно с этого времени определились основные черты Индо-Атлантического сегмента как комбинации континентов и разделявших их новообразованных океанических бассейнов.

Уже в венде и особенно в раннем кембрии геодинамика сегмента определялась взаимодействием двух тенденций, установившихся в развитии континентальных окраин: аккреционной и коллизионной. После распада Родинии и возникновения континентов северного и южного рядов для первого были характерны развитие активных окраин, образование аккреционных систем и преимущественно автохтонный механизм формирования гранитного слоя, как это известно в Алтае-Саянской области, в Казахстане и Аппалачах. Во втором в это время происходило образование деструктивных бассейнов.

Начиная с ордовика, развитие асимметричной деструкции на окраине Гондваны и перемещение континентальных фрагментов приводило к созданию на севере коллизионных поясов, в тылу которых возникали новые океанические бассейны, как это видно на западе сегмента [44, 54]. Закрытие Западного Япетуса компенсировалось раскрытием в раннем ордовике Рейского океана, отчленившегося от Гондваны авалонские микроконтиненты. В позднем ордовике формирование Лижерийского океана в тылу Рейского привело к отделению от Гондваны также Испании и Южной Франции. Деструкция Восточной Гондваны развивалась по тому же сценарию. В раннем ордовике образовался Туркестанский океан, с отделением Северо-Тяньшаньского микроконтинента. В позднем ордовике возник Гоби-Алтайский бассейн, закрывшийся в позднем силуре. При этом южнее был сформирован обширный Южно-Монгольско-Джунгарский бассейн. Его

закрытие в среднем карбоне было вызвано коллизией каледонской Сибири с Южно-Гобийским и Илийско-Джунгарским микроконтинентами.

С карбона указанная схема развития становится еще более четкой. В пределах сегмента формируется ряд последовательно омолаживающихся к югу бассейнов. Это подздневарисские и индосинийские бассейны Гиссара, Северного Памира и Внутренней Монголии, заложившиеся в раннем карбоне и отмиравшие в перми и раннем триасе в связи с коллизией Евразии с Таримским и Сино-Корейским континентами; индосинийский бассейн Саньпань в Центральном Китае, киммерийские Яньшань (в составе Мезотетиса) и Ярлунг-Цангпо (в составе Неотетиса). Индийский океан – новейшая структура этого типа, раскрытие которой продолжается с мелового до настоящего времени. Случай современной коллизии островной дуги с перемещающимся к северу Австралийским континентом и формирования складчатого сооружения наблюдается в районе Тимора [45].

Приведенный обзор показывает, что рассмотренная схема геодинамической эволюции Индо-Атлантического сегмента была определяющей по крайней мере с начала фанерозоя. Единый “конвертный” механизм ее реализации имеет, по нашему мнению, общую причину. Показанная выше связь мезокайнозойской деструкции с системой мантийного апвеллинга позволяет применить подобную модель формирования и для палеозойских структур южного ряда. Мы полагаем, что система мантийного апвеллинга могла существовать в течение всего фанерозоя и прохождение над ней Гондваны приводило к последовательному новообразованию серии океанических бассейнов. Известная импульсность процесса объясняется с позиции модели Л. Андерсона [23]. Данные палеотектонических реконструкций (включая палеомагнитные), суммированные Ч. Скотизом [47], не противоречат этой схеме.

Несколько иная картина развития реконструируется для структур, расположенных между континентами северного ряда, как это видно на примере Урала. Здесь тоже устанавливается существование системы рифтогенных прогибов, разделенных микроконтинентами. Это бассейны: Сакмаро-Лемвинский (начало раскрытия – ранний ордовик), Магнитогорский и Денисовский (средний ордовик), Тагильский (поздний ордовик), Южно-Мугоджарский (ранний девон) и Урало-Арктический (поздний девон). Однако главной особенностью структур уральского типа является отсутствие упорядоченного (“конвертного”) закрытия разновозрастных бассейнов. Во многом это объясняется более сложной, чем на юге, геодинамикой континентов Балтии, Сибири и каледонского Казахстана. Во временном интервале от ордовика до ранней перми все они дрейфовали к северу [12]. Но существенные изменения скорости дрейфа и направления вращения континентов [19, 52] приводили в конечном счете

к “неупорядоченному” закрытию прежних и возникновению новых бассейнов.

МИКРОПЛИТНЫЕ СИСТЕМЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ

Области сочленения двух сегментов Земли рассмотрены в специальных работах [4, 6, 9], показывающих значительное разнообразие тектонических обстановок в этих областях. Так, например, в дискорданской зоне Австралия–Антарктида образуется серия контрастных трансформных разломов, отмечающая смыкание тихоокеанской и индоокеанской частей мировой рифтовой системы. Раздел между основными “колоннами разогрева”, располагающимися в Тихом и Индийском океанах, характеризуется значительной выдержанностью скоростных характеристик мантии на каждом из ее уровней [31]. На востоке Тихого океана, вблизи восточных ограничений сегмента, наблюдается определенное усложнение и мозаичность современной структуры, с образованием ряда отходящих от Восточно-Тихоокеанского хребта коротких срединных хребтов и небольших океанических плит: Белингаузена, Чилийской, Перуанской, Наска, Кокос. Континентальные образования Северной и Южной Америки надвинуты на систему срединных хребтов.

Значительно сложнее построены районы Западной Пацифики, представляющие собой микроплитные системы, которые рассматриваются нами как особый класс образований, формирующихся в условиях интерференции тихоокеанских и индоатлантических тенденций развития. Здесь выделяются три протяженные микроплитные системы: Восточная (Алеутско-Меланезийская), Центральная (Филиппино-Тонганская) и Западная (Индонезийско-Тасканская). Они включают серию изометричных микроплит, окраинноморских и океанических, небольшого размера и с относительно кратковременным развитием, а также островные дуги и микроконтиненты. Геодинамика Восточной микроплитной системы специально обсуждалась в разделе, посвященном Тихоокеанскому сегменту.

Центральная микроплитная система включает энзиматические островные дуги и приокеанические бассейны Филиппиноморской и Фиджи-Тонганской областей, бассейн Манус и др. Система характеризуется высокой тектонической активностью в течение всего кайнозоя, развитием задугового спрединга, близкого к низкоскоростному океаническому, но протекавшего неравномерно, с неоднократными перескоками зон спрединга и субдукции. Как особенности поверхностной структуры, так и наличие аномальной мантии свидетельствуют о нестабильности тектоносферы Центральной системы. Исследования окраинноморских и некоторых островодужных базальтов [26, 32, 33] показывают, что по отношениям изотопов неодайма,

стронция и свинца среди них могут быть выделены породы с тихоокеанскими и индоокеанскими метками, т.е. намечается участие в магмообразовании и тихоокеанской, и индоатлантической мантии. При этом индоокеанский источник устанавливается обычно для бассейнов более позднего раскрытия (Паресе-Вела, Марианского, центральной части Лау, рифта Сумису), что указывает на интенсификацию взаимодействия двух сегментов в конце кайнозоя.

Западная микроплитная система протягивается в приконтинентальной полосе от Берингова моря на севере до Тасманова на юге. Она включает многочисленные островные дуги, часто энсиалического характера, и окраинные моря рифтингового и иногда реликтового типа, формировавшиеся с эоцена доныне, а также малые океанические бассейны, в частности, Тасманский (кампан-палеоценового возраста). В результате последовательного формирования ряда задуговых бассейнов с отчленением мелких континентальных фрагментов внутренняя структура системы приобретает сложный мозаичный характер. Определяющая роль в развитии системы, несомненно, принадлежит деструктивным процессам при ограниченном проявлении окраинноморского базальтового магматизма. В морях Японском, Южно-Китайском, Сулу и Целебес магматизм оказывается весьма специфичным: во-первых, с отчетливо выраженными островодужными чертами, а, во-вторых, с индоокеанскими изотопными метками [6, 32]. Реликтовое море Банда непосредственно включает крупные участки позднемезозойской коры Тетиса. В Индонезийско-Новогвинейской части системы обнаружен ряд небольших микроконтинентов азиатского и гондванского происхождения. При коллизии островной дуги с этими микроконтинентами, а в дугах Банда и Новогвинейской – с Австралийским континентом ход субдукции неоднократно прерывался, происходили сложные структурные преобразования и значительное усложнение структурного плана.

Сказанное подводит нас к выводу о формировании Западной микроплитной системы в условиях преобладания индоатлантической тенденции. В целом же область раздела двух сегментов характеризуется чрезвычайно сложным проявлением коробразующих процессов кайнозойского времени, происходящих при близком расположении Южно-Тихоокеанского и Трансиндоокеанского плюмов и определяемых, по-видимому, термодинамическими возмущениями в мантии глобального масштаба. Упомянутые сейсмотомографические данные показывают, что весь пояс тихоокеанских активных окраин маркируется низкоскоростными аномалиями, прослеживаемыми до глубин 250 км (см. рис. 2). Это характерные зоны аномальной мантии окраинных морей: как связанных с хорошо выраженными спрединговыми

структурами (в Центральной микроплитной системе), так и имеющих рифтинговую или реликтовую природу (в Западной системе). Низкоскоростные горячие аномалии этого уровня захватывают и островные дуги, а на востоке – окраины индийского и калифорнийского типа. В Индонезийско-Филиппинском и Тасманско-Тонганском регионах ареалы аномальной мантии прослеживаются до глубин в 350 км, где они соединяются с Трансиндоокеанской и Южно-Тихоокеанской аномалиями соответственно. В ослабленном виде до этого уровня и даже глубже продолжают и аномалии в пределах “океанических брешей” в районах Беринговском, Карибском и Скоша. Глубже 450 км под ареалы горячей мантии почти повсеместно погружаются холодные высокоскоростные образования субдукционных зон [31, 42 и др.].

В Западно-Тихоокеанском регионе эти образования прослеживаются до подошвы верхней мантии, а, возможно, и глубже (см. рис. 2). Уже говорилось, что крупные объемы высокоскоростного материала, обнаруженные в составе средней и нижней мантии смежных областей, предположительно рассматриваются как захороненные древние субдуцированные плиты. Особенно далеко на восток продвинуты холодные пластины в восточном обрамлении океана. На наш взгляд, трактовка сейсмотомографических данных, предложенная И. Фукао [31], и модель мантийного даунвеллинга допустимы только в сочетании с механизмом крупномасштабного надвигания американской литосферы на восточно-тихоокеанскую, предполагающим перераспределение масс на уровне средней мантии.

Существование сложных микроплитных систем на границе двух сегментов устанавливается и в докайнозойское время. Изучение палеостроводужных и окраинноморских комплексов Сихотэ-Алиня, Сахалина, Малых Курил, Филиппин и других районов позволяет реконструировать для меловой активной окраины стиль развития, сходный с современным [16]. В ряде районов для палеостроводужных комплексов отмечаются значительные латеральные перемещения в начале кайнозоя. Палеомагнитные исследования свидетельствуют о том, что во всех случаях, абсолютные перемещения были направлены к северу [13, 25 и др.].

К наиболее древним микроплитным системам мы относим мозаичные рифейские, салаирские и каледонские складчатые сооружения Казахстана, Алтае-Саянской области, Забайкалья и Северной Монголии, объединяемые в Центрально-Азиатский складчатый пояс. Было показано [7, 10] формирование этого пояса на месте Палеоазиатского океана, располагавшегося между Сибирью и Балтией, с одной стороны, и Восточной Гондваной, – с другой. Его складчатые структуры характеризуются невыдержанности, перекрещивающимися простираниями зон, с торцовыми сочленениями по

разломам. Офиолиты постоянно присутствуют в виде аллохтонных пластин, клиньев, образующих небольшие по протяженности пояса, подчеркивающие общую мозаичность структурного плана.

Рассматриваемая область отличалась длительным тектоническим развитием (рифей–девон) и по крайней мере с венда представляла собой комбинацию разновозрастных островных дуг, микроконтинентов гондванского и сибирского происхождения, бассейнов с корой океанического типа. Стиль тектонического развития был аккреционным, выразившимся в последовательном причленении комплексов активных континентальных окраин к Сибири. Палеомагнитные реконструкции [2] показали, что для различных временных интервалов существовал весьма сложный, постоянно менявшийся структурный рисунок. Уже в позднем венде–раннем кембрии намечается серия располагавшихся в экваториальном поясе палеоокеанических бассейнов северо-западной, северо-восточной и широтной ориентировки. Некоторые из них (Хантайширский, Туркестанский) смыкались с Палеотетисом, другие (Неймонгольский, Циньлинский и др.) – с Палеопацификой. Происходило как бы наложение тех и других, создавшее ортогональную систему структурных направлений [20].

Островодужные зоны, как энсиматические, так и энсиалические, были распространены исключительно широко. Некоторые из них, примыкавшие к крупным океаническим бассейнам, развивались в течение многих десятков миллионов лет (например, Кузнецкая, Салаирская, Чингизская). Наряду с ними существовали структуры, жизнь которых укладывается в интервалы 10–40 млн. лет (Хантайширская, Ханхухейская дуги в Монголии; Западно-Саянская, Восточно-Тувинская в Алтае-Саянской области; Акбастауская и Степнякская в Казахстане). Как правило, они связаны с бассейнами, насыщенными микроконтинентами, которые, заклинивая субдукционные зоны, прерывали развитие островодужного магматизма и способствовали возникновению аккреционных систем. Гранитно-метаморфический слой формировался в основном автохтонным способом, что нашло отражение в мощном проявлении гранитоидного магматизма различных формационных типов (от плагиогранитов до калиево-натровых гранитных батолитов), с корреляцией возраста гранитов и соответствующих складчатых сооружений [3].

Сказанное позволяет сделать вывод, что раздел между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами, маркируемый по отмеченным микроплитным системам, существовал как минимум с раннего палеозоя. Менялись конфигурация сегментов, их положение в структуре Земли, относительная роль структур разного типа, однако существование раздела между сегментами оставалось более или менее постоянным в течение всего этого времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный тектоно-геодинамический анализ сейсмотомографических данных показывает различие глубинной структуры Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли, с ее значительным усложнением в пределах последнего. Геодинамика Тихоокеанского сегмента определяется мощнейшим мантийным апвеллингом, связанным с Южно-Тихоокеанским суперплюмом. По-видимому, он контролирует сценарий “консервативного” развития этого сегмента, которое вытекает из тектонического анализа складчатых сооружений по его периферии, как это показано выше. Иными словами, эволюция Тихоокеанского сегмента определялась настолько интенсивным и устойчивым тепломассопотоком от ядра к поверхности, что в течение всего фанерозоя условия для формирования континентальной коры (автохтонно-аккреционный вариант) возникали лишь по его периферии, а в основной части шло непрерывное океаническое корообразование. Предполагается, что компенсирующее погружение тихоокеанской литосферы в обрамлении океана реализуется сначала в виде субдукции, а при дальнейшем скупивании и уплотнении вещества – в виде его даунвеллинга в среднюю и нижнюю мантию. Модель этого процесса пока еще недостаточна разработана, и по существу его связь с субдукцией основывается только на пространственной приуроченности к периферии Тихоокеанского пояса глубинных высокоскоростных аномалий.

В Индо-Атлантическом сегменте, как уже отмечалось, мантийный апвеллинг не столь мощный, реализующийся в виде серии “колонн разогрева”. Пережим “колонн разогрева” холодными массами, наблюдаемый на уровне средней мантии и раздела 2, ставит ряд вопросов, в частности, вопрос об инверсионно-послойном распределении в мантии относительно холодных и горячих масс. Наличие в мантии бескорневых разогреваемых объемов вещества, снизу и сверху экранируемых холодными массами, ее слоистая структура, прослеживающаяся (правда, в сглаженном виде) даже и в пределы суперплюма, позволяют предполагать сравнительно высокую латеральную подвижность мантийного вещества и существование тепломассопотоков, зарождающихся на различных глубинных уровнях. В целом в мантийной структуре Индо-Атлантического сегмента обнаруживаются свидетельства как вертикального, так и горизонтального движения масс, сочетание которых и определяет, по-видимому, фанерозойскую эволюцию сегмента.

При малой разрешающей способности методов сейсмической томографии наиболее спорными остаются предложенные пространственно-временные корреляции элементов поверхностной и глубинной структуры, особенно в Индо-Атлантическом

сегменте. В самом общем виде могут обсуждаться следующие положения. Африкано-Индийская система низкоскоростных аномалий, состоящая на уровне верхней мантии из меридиональной (Африканской) и широтной (Трансиндоокеанской) частей, представляет собой второй по мощности суперплюм Земли. Очевидно, что с ним была связана дезинтеграция мезозойской Гондваны, начавшаяся в юре. Учитывая пространственно-структурную связь этого процесса с развитием “конвейерного” распада палеозойской Гондваны и его непрерывность, начиная с раннего палеозоя, мы предполагаем единый механизм разрушения континентов южного ряда при их прохождении через область суперплюма, соответствующий модели Д. Андерсона. При этом вдоль северного (в современных координатах) фронта суперплюма происходило формирование коллизионных складчатых сооружений, в виде мощных зон тектонического скупивания, включивших фрагменты древней литосферы Гондваны и аккреционные комплексы разного возраста (каледонские, варисские, индосинийские, киммерийские, альпийские). Позднепалеозойско-мезозойский коллаж таких фрагментов обусловил появление высокоскоростной аномалии Тетис под Альпийско-Гималайским поясом [31, 40].

Сложнее обстоит дело с высокоскоростными аномалиями нижней мантии. Их генетическая связь с зонами скупивания литосферных плит весьма гипотетична, однако предполагается некоторыми авторами [31]. Такая связь допустима, в частности, для гигантской аномалии, охватывающей территорию Азии (см. рис. 2). Можно предполагать возникновение аномалии в результате даунвеллинга на месте палеозойских складчатых сооружений Центральной и Восточной Азии, претерпевших скупивание в течение венда и палеозоя (Центрально-Азиатский пояс и палеозойские сооружения в пределах Тихоокеанского пояса).

Пограничные зоны между двумя рассмотренными сегментами выделяются наиболее сложным строением, особенно микроплитные системы активных окраин Тихого океана. С точки зрения сейсмотомографии это относительно поверхностные структуры, экранируемые снизу холодными массама циркумтихоокеанских аномалий. В этих системах высокий тепловой поток, активный вулканизм, высокая сейсмичность, значительные напряжения в литосфере, наличие изостатических аномалий отражают нестабильную геодинамическую обстановку. Анализ строения микроплитных систем [9] свидетельствует о сложной кинематике мантийных масс, проникающих в виде “языков” со стороны Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского. По-видимому, обратное направление движения масс существует в средней мантии, что согласуется с изложенной ранее концепцией послынного и разнонаправленного течения вещества.

В целом же взаимопроникновение мантийных масс Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов развивается на фоне общей экспансии первого по отношению ко второму, которая может реализоваться по-разному. Например, происходит включение аккреционных сооружений Палеоокеаники в состав континентальных плит северного ряда и их амальгамация с образованием таких суперконтинентов, как Ларуссия, Евразия и Лавразия. Другим примером индоатлантической экспансии может служить крупномасштабное надрывание литосферы Северной и Южной Америки на восточную периферию Тихоокеанского сегмента, подтверждаемое материалами сейсмотомографии. В меньших масштабах экспансия проявляется в микроплитных системах в отмеченном тектоническом “смещении” магм, имеющих источники индо- и тихоокеанского происхождения.

В свете сказанного меняются представления о геосферах как тектонически автономных образованиях. Выясняется, что они представляют сложную геодинамическую систему. Такой подход к проблеме, сформулированный недавно [18], допускает существование на всех уровнях мантии зон сжатия и растяжения, отражающих различное по скорости и направлению течение мантийного вещества. Таким образом, представления о тектонической расслоенности, разработанные для литосферы, должны быть распространены на всю мантию, а понятие тектоносферы существенно расширено. Имеющиеся геофизические данные в целом не противоречат такой модели. Сейсмические раздели в мантии при подобной постановке вопроса приобретают структурно-тектонический смысл и могут рассматриваться как глубинные “срывы”. Следует учитывать, конечно, что при различиях реологических свойств материала прямой аналогии между относительно поверхностными (кора и верхняя мантия) и глубинными срывами нет. Специального внимания заслуживает раздел 2 (мощностью около 500 км). Если правильны предложенные модели среды, то именно на этом уровне контрастность скоростных аномалий оказывается минимальной, а их дисперсия максимальной. Поэтому мы рассматриваем границу средней и нижней мантии как зону интенсивного течения и гомогенизации вещества, маркирующую отмеченный глубинный “срыв”.

В связи с этим уместно вспомнить неоднократные высказывания А.В. Пейве, к сожалению, не опубликованные, о вероятности тектонического проскальзывания различных оболочек Земли одной относительно другой. Ранее это предположение казалось мало обоснованным, но сейчас, в свете принципиально новых сейсмотомографических данных, оно приобретает характер реальной научной гипотезы, требующей тщательного изучения и разработки. В случае ее подтверждения будут сняты многие геодинамические и палеомагнитные парадоксы, возникающие при анализе

причинно-следственных связей в условиях взаимодействия верхних и нижних оболочек Земли в процессе фанерозойской истории ее развития.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (грант 99-05-64039).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андерсон Д.А., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
2. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
3. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
4. Меланхолина Е.Н. Тектонические обстановки развития активных окраин запада Тихого океана // Геотектоника. 1993. № 1. С. 79–95.
5. Меланхолина Е.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1996. № 3. С. 67–81.
6. Меланхолина Е.Н. Типы задуговых бассейнов востока Азии: тектонические, магматические и геодинамические аспекты // Геотектоника. 1998. № 6. С. 1–17.
7. Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Фрагменты Палеоокеаники в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 30–47.
8. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индо-атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
9. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
10. 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. 3–31.
11. Николаев А.В. Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 4–38.
12. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеозойский океан (петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере). М.: ОИФЗ РАН, 1995. 297 с.
13. Печерский Д.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 31–55.
14. Пушаровский Ю.М. Сейсмо томография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 6. С. 806–809.
15. Пушаровский Ю.М. Сравнительная тектоника Атлантического и Индийского океанов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 3–14.
16. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 473).
17. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
18. Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
19. Руженцев С.В., Диденко А.Н. Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: Геос, 1998. С. 133–135.
20. Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Геодинамика и тектоническое развитие палеозойд Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли // Геотектоника. 1995. № 4. С. 29–47.
21. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 303. № 6. С. 1437–1440.
22. Хаин В.Е., Зверев А.Т. Динамика литосферы и сейсмотомография // Природа. 1991. № 4. С. 32–39.
23. Anderson D.L. Hot spots, polar wander, mesozoic convection, and the geoid // Nature. 1982. V. 97. P. 391–393.
24. Anderson D.L. Thermally induced changes, lateral heterogeneity of the mantle, continental roots, and deep slab anomalies // Journ. Geophys. Res. 1987. V. 92. NB13. P. 13968–13980.
25. Bazhenov M.L., Burtman V.S. Upper Cretaceous paleomagnetic data from Shikotan Island, Kuril Arc: Implications for plate kinematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 122. № 1. P. 19–28.
26. Crawford A.J., Briquet L., Hasenaka T. Coexistence of Indian and Pacific upper mantle reservoirs beneath the Central New Hebrides Island Arc. Active margins and marginal basins of the Western Pacific // Amer. Geophys. Un. Geophys. Monogr. 1995. V. 88. P. 199–218.
27. Dalziel J.W.D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica – Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // Geology. 1991. № 19. P. 598–601.
28. Dziewonski A., Woodhouse J.H. Three-dimensional Earth structure and mantle convection // 28th Intern. Geol. Congr. Abstr. 1989. V. 1. of 3. P. 421–428.
29. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1985. V. 209. 59 p.
30. Forte A.M., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Joint inversions of seismic and geodynamic data for models of three-dimensional mantle heterogeneity // Journ. Geophys. Res. 1994. V. 99. NB11. P. 21857–21877.
31. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // Journ. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 4–23.
32. Hawkins J.W. Evolution of the Lau basin – Insights from ODP Leg 135 // Active margins and marginal basins of the Western Pacific. Amer. Geophys. Un. Geophys. Monogr. 1995. V. 88. P. 125–174.
33. Hikey-Vargas R., Hergt J.M., Spadea P. The Indian Ocean-type isotopic signature in Western Pacific marginal basins: Origin and significance // Active margins

- and marginal basins of the Western Pacific. *Amer. Geophys. Un. Geophys. Monogr.* 1995. V. 88. P. 175–198.
34. Kendall J.-M., Shearer P.M. Lateral variations in D" thickness from long-period shear wave data // *Journ. Geophys. Res.* 1994. V. 99. NB6. P. 11575–11590.
 35. Larson R.L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1991. V. 19. № 6. P. 547–550.
 36. Larson R.L., Chase C.G. Late Mesozoic evolution of the western Pacific ocean // *Geol. Soc. Amer. Bul.* 1972. V. 83. № 12. P. 3627–3644.
 37. Loper D.E., Lay T. The core-mantle region // *Journ. Geophys. Res.* 1995. V. 100. NB4. P. 6397–6420.
 38. Machetel P., Weber P. Intermittent layered convection in a model mantle with an endothermic phase change at 670 km // *Nature.* 1991. V. 350. № 6313. P. 55–57.
 39. Mammerickx J., Sharman G.F. Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous quiet period // *Journ. Geophys. Res.* 1988. V. 93. NB4. P. 3009–3024.
 40. Maruyama S. Plume tectonics // *Journ. Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
 41. McNutt M.K., Judge A.V. The Superswell and mantle dynamics beneath the South Pacific // *Science.* 1990. V. 248. № 5. P. 969–975.
 42. Montagner J.-P., Tanimoto T. Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies // *Journ. Geophys. Res.* 1995. V. 96. NB12. P. 20337–20351.
 43. Olson P. Fate of subducted lithosphere // *Nature.* 1988. V. 331. № 6152. P. 113–114.
 44. Pikerling K.T., Smith A.G. Arcs and backarcs basins in early paleozoic. Japetus ocean // *The Island arcs.* 1995. V. 4. P. 1–67.
 45. Price N.J., Audley-Charles M.G. Tectonic collision processes after plate rupture // *Tectonophysics.* 1987. V. 140. № 2–4. P. 121–129.
 46. Rogers J.J. A history of continents in past three billion years // *The Journ. Geol.* 1996. V. 104. № 1. P. 91–107.
 47. Scotese Ch.P. Continental drift. The Paleomap Project. 1994.
 48. Scotese C.I.R., McCerrow W.S. Revised world map and introduction // *Geol. Soc.* 1990. № 12. P. 1–21.
 49. Storey B.C. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland // *Nature.* 1995. V. 377. № 6547. P. 301–308.
 50. Su W.-J., Woodward R.L., Dziewonski A. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // *Journ. Geophys. Res.* 1994. V. 99. NB4. P. 6945–6980.
 51. Torsvik T.H., Roberts D., Sturt B.A. Baltica – Siberia connection challenges traditional tectonics notions // *EOS.* 1994. V. 75. № 40. P. 461–462.
 52. Torsvik T.N., Smethurst M.A., Van der Voo R., Trench A., Abrahamsen N., Halvorsen A. Baltica: a synopsis of vendian-permian paleomagnetic data and their paleotectonic implication // *Earth-Science Reviews.* 1992. V. 33. № 2. P. 133–152.
 53. Zhang Y.-S., Tanimoto T. High-resolution global mantle structure and plate tectonics // *Journ. Geophys. Res.* 1993. V. 98. NB6. P. 9793–9823.
 54. Ziegler P.A. Evolution of Laurasia. London: Kluwer Academic Publishers, 1989. P. 189.

Рецензенты: А.С. Перфильев, В.Н. Шолто

Geodynamics of the Pacific and Indo-Atlantic Segments of the Earth as Deduced from Seismic Tomography

S. V. Ruzhentsev, A. A. Mossakovsky, and E. N. Melankholina

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

The spatial-temporal relationship between geodynamic processes in the Pacific and Indo-Atlantic segments and the distribution of mantle heterogeneities is discussed. Comparison of the main elements of the surface and deep structures (deduced from seismic tomography) provides clues to the causes of radical differences between the two segments. Presumably, the "conservative" evolution of the Pacific segment is due to upwelling near the South Pacific superplume, which is of ancient origin. The structural reorganization in the middle mantle, as a result of which the E-trending part of the plume acquired an N–W orientation, is attributable to the superposition of age-variable geodynamic processes: Mesozoic processes that produced the East Pacific Rise and earlier (possibly Paleozoic) processes that controlled the development of E-trending Pacific structures that time. Under conditions of intense heat and mass transfer from the core to the surface throughout the Phanerozoic, the appropriate setting for the formation of continental crust took shape only along the segment's rim, whereas its main part was the site of continuous oceanic crust generation. The development of the Indo-Atlantic segment, characterized by a constant redistribution of continental masses over the earth's surface, their amalgamation, repeated breakup, and ocean formation, may be related to upwelling near the Indo-African superplume. The progressive movement of Gondwana over the E-trending part of the superplume appears to have created a conveyor-belt mechanism that produced a series of Tethyan-type structures: collisional orogens came into being along the northern (in the present coordinates) front of the superplume, and oceanic basins emerged at their rear. Along the boundary between the two segments, the evolution of the West Pacific microplate systems is characterized by the superposition of the Pacific and Indo-Atlantic patterns. Comparison of the surface and deep structure indicates that the ideas on tectonic layering of the lithosphere can be extended to include the entire mantle. In this context, seismic boundaries in the mantle acquire a structural-tectonic sense and can be regarded as deep "detachment" planes.

УДК 550.40(235.2)

КОРООБРАЗУЮЩИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: Sm–Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 1999 г. В. И. Коваленко*, В. В. Ярмолук*, В. П. Ковач**,
С. В. Будников *, Д. З. Журавлев*, И. К. Козаков**, А. Б. Котов**,
Е. Ю. Рыщк**, Е. Б. Сальникова**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 24.12.98 г.

Современные изотопные исследования открывают новые возможности в развитии идей геотектоники. В статье эти данные используются для характеристики корообразующих процессов при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса. По изотопным Sm–Nd-данным в корообразующих процессах пояса принимали участие кислый магматизм и интенсивное терригенное осадконакопление (континентальная кора), анатексис деплетированной мантии (океаническая кора), внутриплитный магматизм с участием плавления обогащенной мантии (океаническая и континентальная кора). На территории Центрально-Азиатского складчатого пояса выделены изотопные провинции: 1 – рифейская в кристаллическом основании микроконтинентов (например, Тувино-Монгольского), протолит которого сформирован 1400–750 млн. лет назад за счет размытия кратонов и образования пассивной окраины суперконтинента Родинии; 2 – раннекаледонская, 3 – герцинская и 4 – индосинийская, кора которых является ювенильной и образовалась за счет превращения деплетированной мантии в океаническую, затем переходную и, наконец, континентальную кору. Континентальная кора микроконтинентов является изотопно-гетерогенной, а ювенильная кора – изотопно-гомогенной. Изотопные данные не противоречат модели тектонического залегания рифейской континентальной коры микроконтинентов на ювенильной коре каледонид. Океаническая кора Центрально-Азиатского складчатого пояса образовалась из деплетированной мантии, но с участием в виде плюмов обогащенной мантии. Внутриплитный (щелочной, бимодальный, трапповый) магматизм предшествовал во времени всему остальному магматизму пояса, непрерывно сопровождал последний и завершил магматическую активность на этой территории. Изотопная структура мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса согласуется с моделями, в которых сверху вниз деплетированная мантия сменяется мантией EM-II, затем нижней мантией PREMA и, наконец, слоем EM-I. В плюмах задействованы в основном три последних источника. Отмечается существенное влияние плюм-тектоники и внутриплитного магматизма на всю геодинамику Центрально-Азиатского пояса, в первую очередь, за счет изменения двухслойной мантийной конвекции на однослойную. Предполагается, что распад суперконтинента Родинии и начало образования Центрально-Азиатского пояса связаны с возникновением под суперконтинентом Южно-Тихоокеанского горячего плюма. Начавшаяся с этого времени субдукция холодной литосферы под отколовшуюся от Родинии Сибирь привела к образованию холодной нижней мантии под современным Центрально-Азиатским поясом и консолидации пояса в основном аккреционным способом. Продолжавшийся параллельно аккреции внутриплитный магматизм был обусловлен влиянием либо Южно-Тихоокеанского, либо Азиатского плюма, на который могла “наехать” дрейфующая Сибирь примерно в среднем палеозое.

В последние годы происходит процесс синтеза новейших фактических данных по геологии, тектонике и геохимии Центрально-Азиатского складчатого пояса, что выразилось в целой серии опубликованных статей, касающихся геодинамики этого региона и имеющих прямое отношение к глобальной геодинамике в целом [6–8, 18, 23, 34]. Эти публикации дают возможность достаточно обоснованно анализировать процесс формирования пояса либо как ряд последовательных открытий и закрытий океанических впадин [6, 18], либо как эволюцию единого океана в течение R–T₁ [1]. Не

вдаваясь в детальный пересказ публикаций, касающихся последовательных открытий и закрытий океанических впадин в Центрально-Азиатском поясе, отметим, что главной идеей их является основанное на палеомагнитных данных предположение о западном дрейфе через Палеоазиатский океан ряда средних по размерам плит и микроплит, отколовшихся на границе венда и кембрия в результате рифтогенеза от суперконтинента Восточной Гондваны, и их аккреционное приращение к Сибирскому континенту, затем открытие в этом же пространстве ряда более молодых тетических

океанов (Туркестанского, Южно-Монгольского, Внутренне-Монгольского и др.) и их относительно быстрое закрытие за счет процессов континентальной коллизии.

До сих пор нет ясности, каковы причины указанных выше геодинамических процессов в Центрально-Азиатском поясе. В свете этой главной проблемы образования пояса возникает целый ряд вопросов, которые ее конкретизируют: почему в венде–кембрии в Восточной Гондване начался рифтогенез, почему оторвавшиеся от Восточной Гондваны плиты и микроплиты двигались на запад и причленились к Сибири, почему закрылся Палеоазиатский океан, и почему затем открылись и закрылись более молодые тетические океаны, завершилась ли этим геологическая история Центрально-Азиатского складчатого пояса, и, наконец, что было в этом регионе до образования Палеоазиатского океана и когда он образовался? В настоящей работе эти вопросы рассматриваются с позиции неодимовой изотопной систематики магматических пород в Центрально-Азиатском складчатом поясе и прилегающих кратонах, поскольку именно магматизм несет в себе метки вещественной специфики поверхностных тектонических и более глубинных мантийных процессов, ответственных за формирование океанов и континентов, и отражает важнейшие корообразующие процессы. Методология таких исследований достаточно полно рассмотрена в работах [39, 40] и на примере Центрально-Азиатского пояса – в работе [10].

Основная идея предлагаемой авторами концепции заключается в обосновании важнейшей роли внутриплитного магматизма при формировании пояса на всем его временном протяжении, что в свою очередь связано с активностью разноглубинной аномальной мантии. Эта идея, хотя и не высказанная прямо, уже напрашивается из анализа различий Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли, определяющих ее главную асимметрию [18, 21]. В этих работах показано, что упомянутая асимметрия обусловлена наличием разноглубинных резервуаров аномальной мантии в Тихоокеанском сегменте.

МАГМАТИЗМ И КОРООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

Корообразующие процессы уже по своему определению характеризуют процессы превращения глубинного вещества Земли (мантии) в земную кору. Поскольку главными транспортерами мантийного вещества к поверхности Земли с образованием ее коры являются магмы, то и важнейшими корообразующими процессами являются магматические. Однако и осадочные процессы играли существенную роль не только при преоб-

разовании коры, но и при создании ее вещественной специфики.

Наиболее обоснованна идея, что деплетированная мантия ответственна за образование океанской коры [39], которая в субдукционной обстановке формирует кору островных дуг (кора переходного типа), а последняя после ряда структурно-вещественных преобразований превращается в континентальную кору [26].

В ходе подобных преобразований происходит вещественная дифференциация мантийного материала, в том числе перераспределение радиоактивных элементов. Вследствие этого меняется скорость накопления радиогенных изотопов на разных стадиях трансформации океанической коры в континентальную, что создает основу для определения возрастных рубежей этих стадий. В этой работе мы в основном будем опираться на данные изучения Sm-Nd изотопной системы коровых протолитов магматических пород, которая с помощью определенных модельных построений может фиксировать время вещественной дифференциации коры, а также взаимосвязи различных стадий формирования земной коры и участвующие в этих процессах источники. Такие модельные построения широко используются в практике изотопно-геологических исследований [39], а в отечественной литературе подробно были рассмотрены, в частности, нами [10, 34].

Однако корообразующие магматические процессы не ограничиваются только преобразованием сравнительно малоглубинной деплетированной мантии. Внутриплитный магматизм, продукты которого участвуют во всех перечисленных выше типах земной коры, захватывает и более глубинные оболочки мантии, возможно, вплоть до границы мантии и ядра [45, 53]. По оценкам ряда исследователей, доля внутриплитного магматизма в океанской коре достигает 24% [11, 51].

С учетом сказанного корообразующую роль магматических процессов удобно разделить на: 1) процессы, ответственные за формирование континентальной коры; 2) процессы, ответственные за формирование океанской коры; 3) внутриплитный магматизм.

Рассмотрим эти процессы на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса с учетом полученных за последнее время авторами и опубликованных Sm-Nd изотопных и геохронологических данных. Предварительно напомним читателю самые общие сведения развития магматизма пояса, имея в виду многочисленные существующие публикации по этому вопросу [2, 3, 9, 17, 50].

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса отмечается практическое непрерывное развитие континентального магматизма, начиная с позднего кембрия и раннего ордовика по настоящее время. Наиболее крупное магматическое событие в

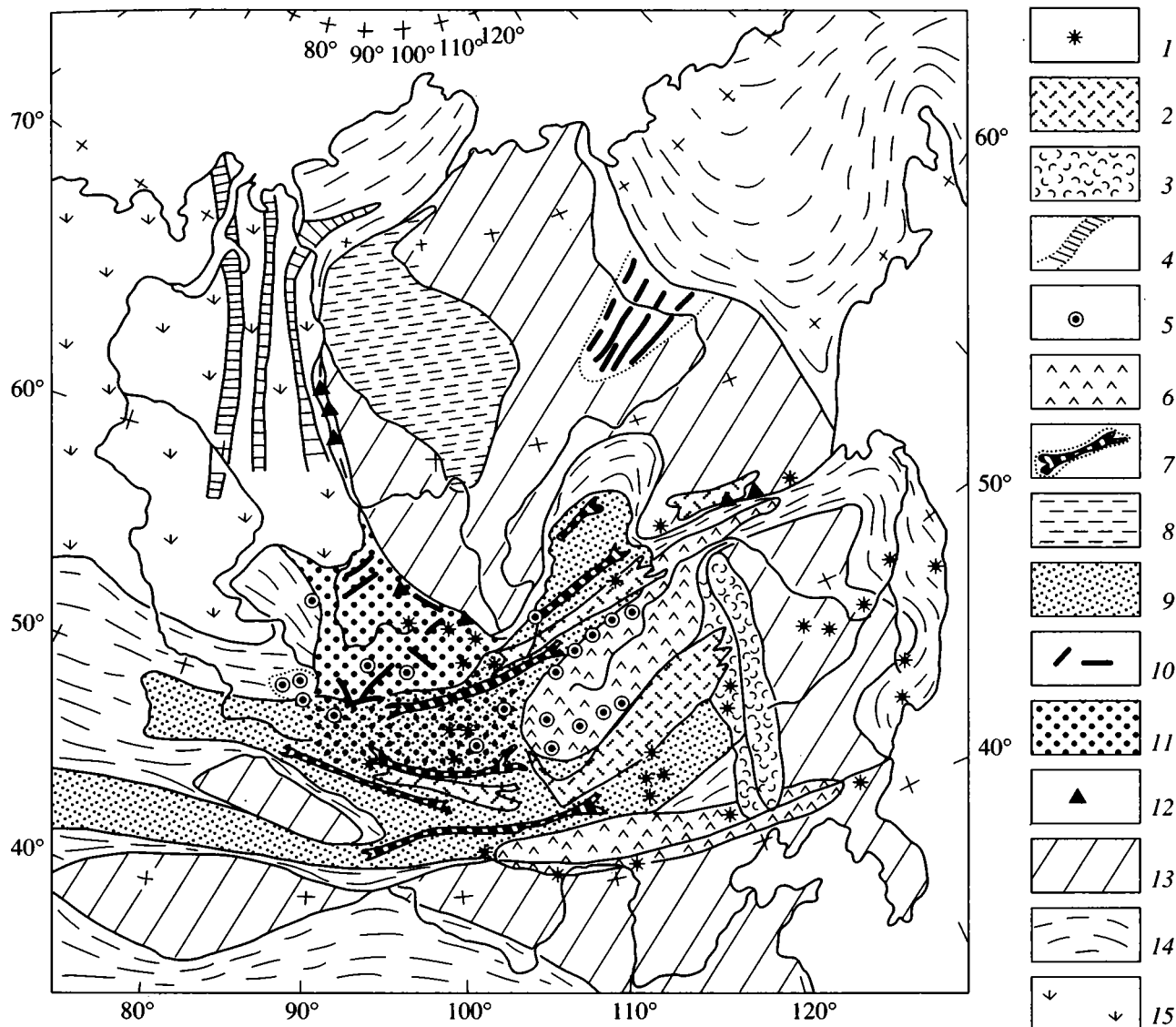


Рис. 1. Схема размещения ареалов континентального магматизма в пределах Сибирской платформы и ее Центрально-Азиатского складчатого обрамления.

1–12 – магматические ассоциации: 1 – кайнозойские, областей типа горячих точек, 2, 3 – позднемезозойские: 2 – внутриконтинентальных рифтовых зон и областей типа горячих точек, 3 – краевого пояса Большого Хингана, 4–6 – раннемезозойские (T_2 – J_{1-2}): 4 – рифтовой системы Западной Сибири, 5 – внутриплитные вулканические и плутонические автономного типа, 6 – коллизионных Монголо-Охотского и Яньшаньского поясов, 7–9 – позднепалеозойские–раннетриасовые (S_2 – T_1): 7 – рифтовых зон Центрально-Азиатской рифтовой системы, 8 – траппов Сибирской платформы, 9 – позднепалеозойского краевого пояса, 10, 11 – среднепалеозойские (S – C_1): 10 – рифтовых зон, 11 – девонского краевого пояса, 12 – позднерифейских зон раскола Родинии; 13 – дорифейские континенты и микроконтиненты; 14 – складчатые пояса, 15 – Западно-Сибирская плита.

начале палеозоя относится к интервалу 480–540 млн. лет, когда после коллизии раннекаледонских структурных комплексов с Сибирской платформой на всей площади новообразованного континентального блока появились многочисленные батолиты гранодиоритов и плагιοгранитов. В позднем силуре и раннем–среднем девоне ведущими стали магматические процессы вдоль континентальной окраины раннекаледонского складчатого обрамления Сибирской платформы, когда воз-

ник краевой вулкано-плутонический пояс, протянувшийся через территории Тувы, Монгольского Алтая, Центральной Монголии и Западного Забайкалья (рис. 1). В строении пояса участвуют базальты, андезиты, риолиты и разнообразные по составу гранитоиды. В тыловой части пояса в это же время образовались системы грабенов (Минусинские, Северная Монголии и др.) с щелочными и субщелочными вулканическими и плутоническими ассоциациями внутриплитной специфики

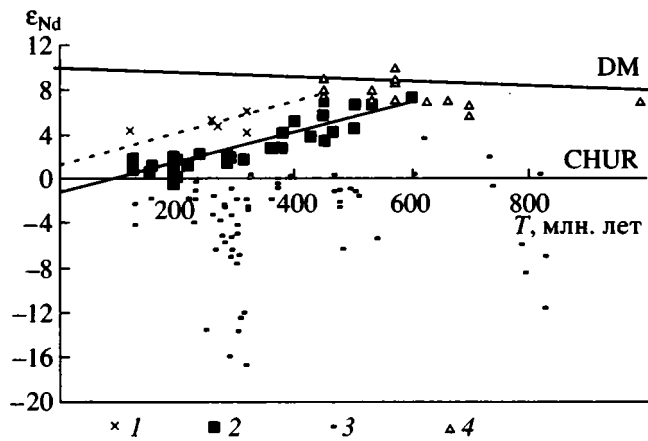


Рис. 2. Изотопные составы магматических пород Центрально-Азиатского складчатого пояса, участвовавших в формировании континентальной коры в структурных зонах: 1 – герцинид, 2 – каледонид (салаирид), 3 – докембрийских блоков; 4 – офиолиты. DM – деплетированная мантия; CHUR – неистощенный (хондритовый) мантийный резервуар.

[32]. Время проявления этого магматизма – от 460 млн. лет [15] и до раннего–среднего девона, когда наступил его расцвет. Наиболее интенсивным магматизм в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса был в позднем палеозое (см. рис. 1), когда практически вся рассматриваемая территория развивалась в режиме активной окраины калифорнийского типа [32]. Здесь возникли вулканно-плутонические пояса, крупные гранитоидные батолиты, позднепалеозойская рифтовая система Центральной Азии [9]. В конце перми магматизм пояса определялся коллизионными процессами с участием активной спрединговой системы (обстановка монголо-охотского типа). В результате здесь возник зонально-симметричный магматический ареал с гранитоидным батолитом в ядре и зонами рифтогенного магматизма по периферии ареала. Эти условия оставались господствующими в раннем мезозое, когда в восточной Монголии, Западном и Восточном Забайкалье на замыкании Монголо-Охотского прогиба возник зональный ареал с Хентейским батолитом в центре. Одновременно в западной Монголии, Туве, Кузнецком прогибе образовался ряд локальных, автономных магматических ареалов со щелочным и базитовым магматизмом [33]. В позднем мезозое и кайнозое континентальный магматизм Центрально-Азиатского пояса в основном был внутриплитным [35]. В нем преобладали субщелочные и щелочные базиты (иногда с редкометальными карбонатитами), нередко (поздняя юра и ранний мел) с участием специфических кислых магматических пород (пантеллериты, онгониты, литий-фтористые и щелочные редкометальные граниты).

Континентальная кора. В соответствии с данными экспериментальной петрологии [62], только она является источником нормальных гранитоидов [62]. В свою очередь Sm-Nd изотопный состав разновозрастных гранитоидов, возникших в результате анатексиса (частичного плавления) континентальной коры, отражает изотопный состав последней. Имеющиеся данные по Sm-Nd изотопному составу гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса представлены на рис. 2 в виде диаграммы $\epsilon_{Nd}^T - T$ (возраст). В соответствии с выделенными нами ранее Sm-Nd изотопными провинциями пояса [10] здесь выделены гранитоиды следующих провинций (рис. 3): раннекаледонской (салаирской), герцинской и докембрийских. Соответственно на рис. 2 приведены важнейшие изотопные характеристики континентальной коры каледонид, герцинид и более древних тектонических зон Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Для наиболее полно охарактеризованных ранних каледонид (в дальнейшем для краткости названных просто каледонидами) вариации изотопного состава Nd (или ϵ_{Nd}^T) развитых в их пределах гранитоидов подчиняются линейной зависимости от возраста (см. рис. 2). Описывающая эту зависимость линия корреляции отвечает отношению $Sm/Nd = 0.22$, соответствующему соотношению этих элементов в среднем составе континентальной коры [27]. Отсюда следует, что гранитоиды каледонской складчатой зоны формировались из относительно однородной коры, сохранившей постоянный состав по крайней мере в интервале 500–100 млн. лет. Более древние по сравнению с геологическими модельными возрастными этой коры, видимо, можно объяснить тем, что основу исходной коры каледонид определяли каледонские островодужные вулканиты и переслаивающиеся с ними разнородные осадочные породы. Изотопные составы вулканитов отвечают модельным Nd изотопным возрастам, тождественным реальному геологическому времени излияния этих пород [12]. Осадки же образовались в результате размыва и сноса с более древних континентальных поднятий и имеют более древние модельные изотопные возрасты [37] и соответственно удвоят общий модельный Nd изотопный возраст островодужной коры [10].

Изотопный состав герцинской континентальной коры на основе более ограниченного фактического материала расположен в области более высоких значений ϵ_{Nd}^T при тех же возрастах гранитоидов по сравнению с каледонидами (см. рис. 2), что обусловлено более молодым возрастом герцинской континентальной коры (модельные возрасты по двухстадийной модели варьируют в интервале 550–750 млн. лет). Эти изотопные составы

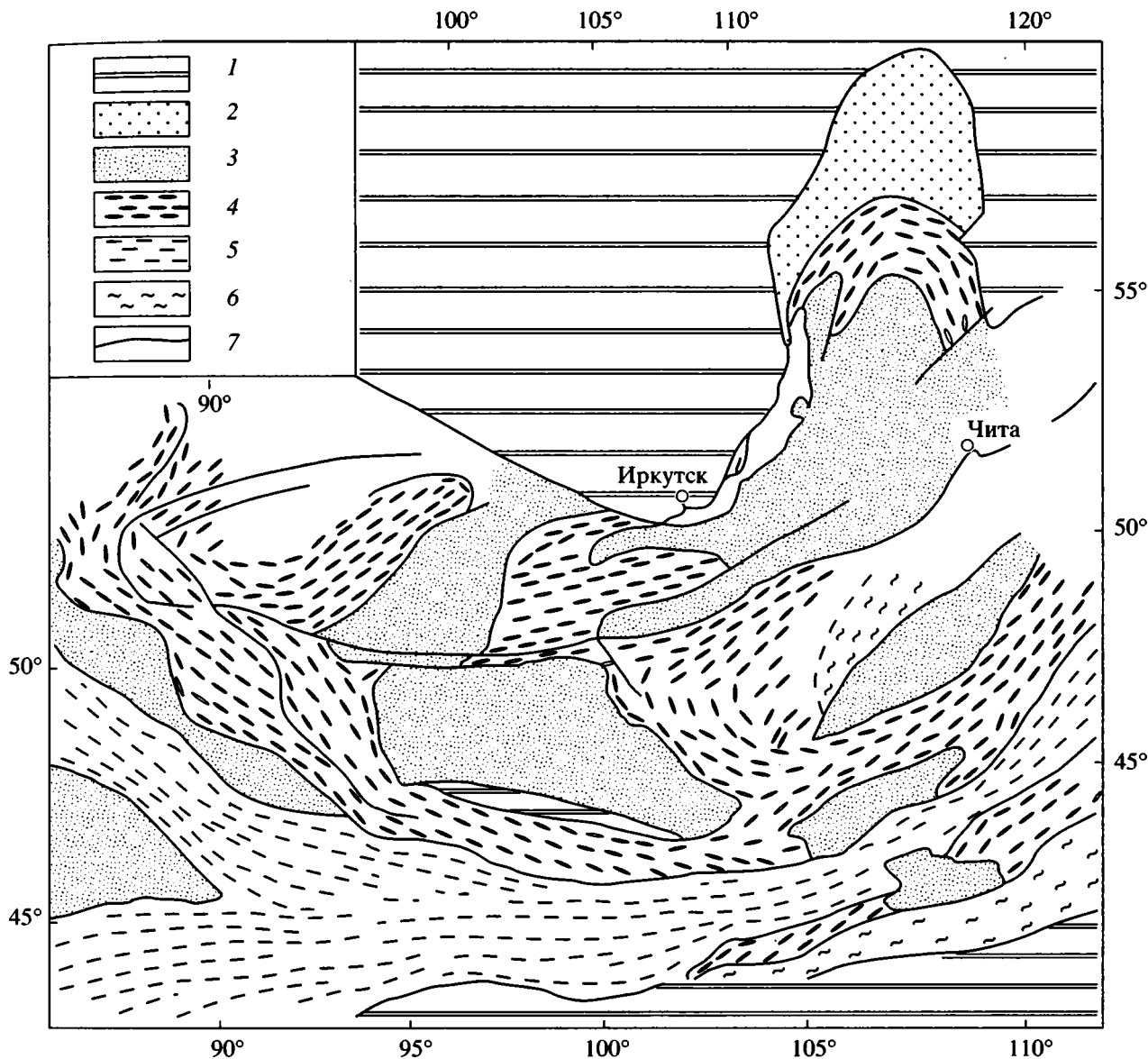


Рис. 3. Районирование континентальной коры Центральной Азии по модельному возрасту ее формирования.

1–6 – коры и модельные возраста их формирования в млн. лет: 1 – архейская (>2600), 2 – раннепротерозойская (2000–2600), 3 – рифейская (1100–1650), 4 – раннекаледонская (600–950), 5 – герцинская (500–700), 6 – раннемезозойская (300–400), 7 – разломы и геологические границы.

располагаются в поле изотопной эволюции средней континентальной коры ($Sm/Nd \sim 0.22$).

Как и ранее [10], сохраняются единичные изотопные метки молодой (мезозойской) коры, тяготеющие либо к Монголо-Охотской зоне, либо к зоне индосинид Центрально-Азиатского складчатого пояса. Весьма изменчив изотопный состав континентальной коры докембрийских изотопных провинций (см. рис. 2). В настоящее время на основе имеющихся новых фактических данных на примере Прибайкалья ее удается разделить (см. рис. 3) на следующие провинции [34]: 1) начала раннего протерозоя (2.4–2.6 млрд. лет) – Патом-

ско-Бодайбинская зона, 2) конца раннего протерозоя (1.9–2.4 млрд. лет – северо-западная часть Баргузино-Витимской зоны, 3) среднерифейская (1.15–1.65 млрд. лет) – юго-восточная часть Баргузино-Витимской зоны и Удино-Витимская зона, 4) позднерифейская – Байкало-Муйская зона. Возраст каждой из этих провинций отражает корообразующее событие. Если протерозойские провинции, к которым относится, например, Северо-Байкальский вулканно-плутонический пояс [19], при своем формировании сопровождалось типично коровым кислым магматизмом, то это не характерно для рифейских изотопных провинций.

Здесь пока нет доказательств заметного участия рифейского кислого магматизма в рифейском корообразовании (см. рис. 2). Тем не менее некоторые авторы [23] предполагают существование позднерифейского окраинно-континентального вулканического пояса [28, 29]. Имеющиеся редкие изотопные данные по позднерифейским кислым магматическим породам (в основном принадлежащие Е.Ю. Рыцку) приведены на рис. 2.

Корообразующие процессы среднерифейского возраста фиксируются по модельным возрастам палеозойских и более молодых гранитоидов, сформированных в пределах большей части Баргузино-Витимской зоны Прибайкалья и большинства так называемых докембрийских микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Похоже, что среднерифейские корообразующие процессы в поясе имели место и что они были в первом приближении синхронными с гренвиллским тектогенезом. В этом отношении следует напомнить, что в упоминавшихся докембрийских микроконтинентах метаморфизм кристаллического основания оказался молодым (не древнее каледонского) (рис. 4). Возраст исходных пород этого основания дискуссионен, но пока нет никаких надежных данных, что этот возраст древнее рифейского. Исключение составляет Байдарикский блок Монголии, где доказан дорифейский возраст не только пород, но и метаморфизма.

С учетом геологических особенностей строения докембрийских микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса (существенно терригенный и карбонатный составы слагающих пород, широкое развитие тектонических покровов и одновозрастной покровообразующий метаморфизм) была предложена модель их образования [34] (рис. 4), которую рассмотрим на основе данных геохронологических и изотопных исследований пород Тувино-Монгольского массива [13]. Предполагается, что кора массива была сформирована в раннем–среднем рифее в обстановке, близкой к существующей в юго-западной части Тихого океана и представленной системой отмерших задуговых бассейнов и островных дуг, заполненных и перекрытых толщами обломочных и карбонатных пород (см. рис. 4, А). О рифейском возрасте коры свидетельствуют изотопные характеристики гранитов Тувино-Монгольского массива, соответствующие ранне-среднерифейским значениям модельных возрастов (1200–1400 млн. лет) их источника. Предполагается, что эта кора залегает в основании микроконтинента и нигде не выведена на поверхность. Перекрывающие ее осадочные толщи, представленные в современной структуре глубоко метаморфизованными породами моренского и эрзинского комплексов, по-видимому, активно не участвовали в гранитообразовании, так как они имеют существенно иные изотопные составы, отвечающие модельным Nd возрастам

~1800–1900 млн. лет. Как свидетельствуют определения возраста отдельных детритусовых зерен циркона (метод SHRIMP), поступления обломочного материала шли за счет размыва раннедокембрийских пород Родинии (единичные цирконы с возрастом более 2 млрд. лет), а также позднерифейских магматических комплексов, возникших, по-видимому, при распаде суперконтинента (цирконы с возрастом 750–850 млн. лет). Последние датировки, в частности, определяют нижний возраст накопления терригенных пород моренского и эрзинского комплексов на шельфе Родинии. Таким образом, осадочные породы кристаллического основания Тувино-Монгольского массива образовались не ранее 750–800 млн. лет и никак не могут рассматриваться в качестве дорифейского кристаллического основания массива или тем более “древнего темени Азии”.

После распада Родинии фрагменты ее пассивной окраины дрейфовали (см. рис. 4, Б) в том же направлении, что и Сибирская платформа. В процессе раннекаледонской аккреции они последовательно были вмонтированы в структуру складчатого обрамления платформы (см. рис. 4, В, Г). На ранней стадии столкновения (см. рис. 4, В) произошел глубокий, вплоть до гранулитовой фации, метаморфизм пород Тувино-Монгольского массива, в том числе его терригенно-карбонатного чехла. Возраст этого метаморфизма равен 536 млн. лет. Завершение коллизии зафиксировано возрастом (~490 млн. лет) многочисленных гранитоидов и регионального метаморфизма в каледонидах Центральной Азии. Мы полагаем, что основным видом деформаций при формировании докембрийских микроконтинентов было покровообразование, в ходе которого более тяжелые породы рифейской ювенильной коры, представлявшие фундамент для терригенных и карбонатных толщ, оставались в нижней части корового разреза массивов (см. рис. 4, Г), и именно эти породы служили источником гранитоидных магм.

Изотопные составы континентальной коры микроконтинентов широко варьируют (от –10 до +7) на рис. 2. Обычно более молодые гранитоиды в этих структурах характеризуются более высокими значениями ϵ_{Nd}^T , чем более ранние. Отметим также, что некоторые гранитоиды, локализованные в карбонатной толще Тувино-Монгольского массива, имеют положительные величины ϵ_{Nd}^T (см. рис. 4, Г, γ_1), чем резко отличаются от всех остальных гранитоидов, локализованных в эрзинских и моренских метаосадках и имеющих в основном отрицательные значения ϵ_{Nd}^T (< +0.7) (см. рис. 4, Г, γ_2). Гранитоиды в карбонатной толще по своему изотопному составу ближе всего к гранитоидам каледонской изотопной провинции.

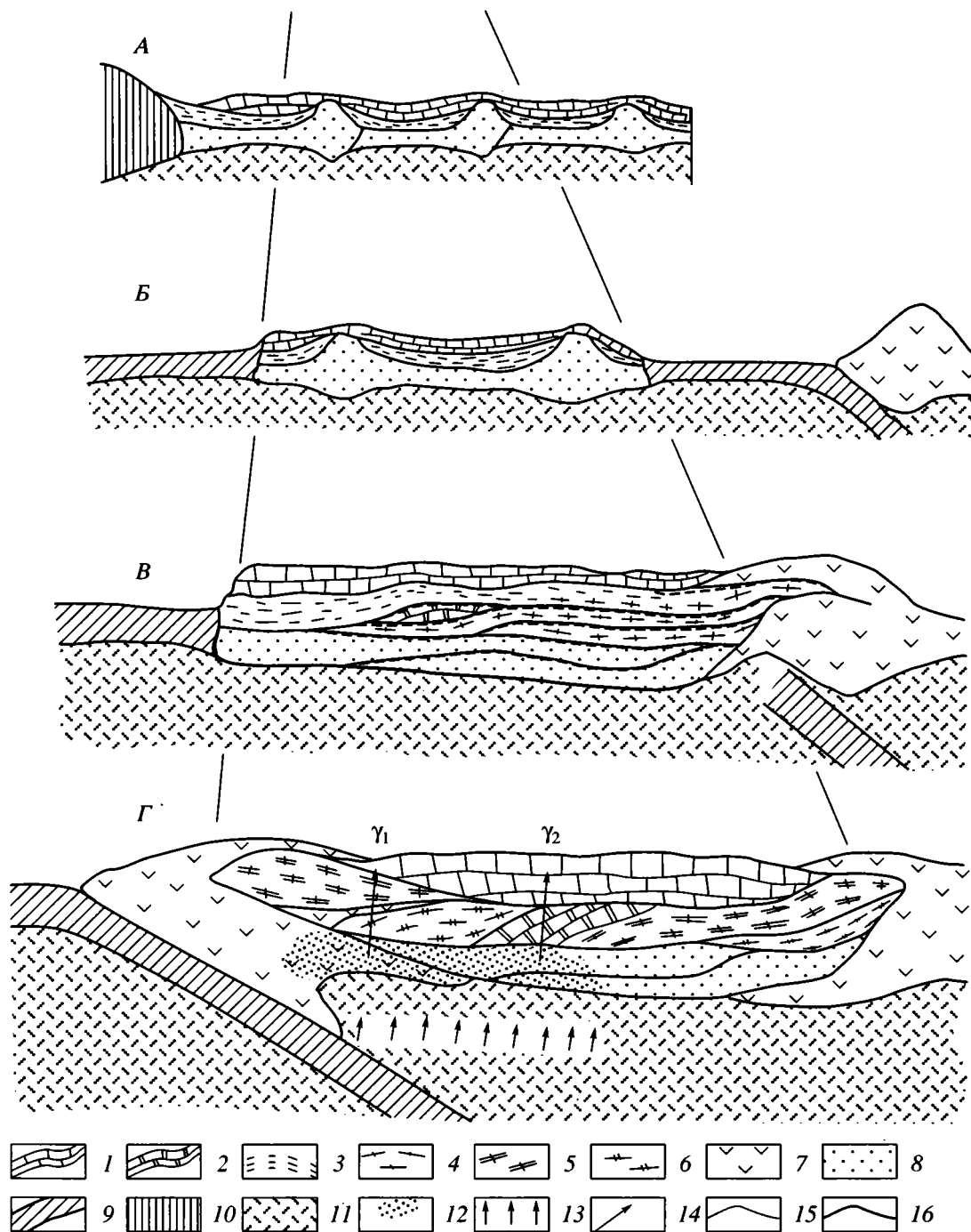


Рис. 4. Модель формирования докембрийских микроконтинентов в каледонидах Центральной Азии на примере Тувино-Монгольского массива: А – стадия пассивной окраины Родинии (1000–750 млн. лет); Б – стадия дрейфа рифейских микроконтинентов, возникших после раскола Родинии (700–550 млн. лет); В – стадия коллизии микроконтинентов с островными дугами, сопровождавшейся высокобарическим метаморфизмом и покровообразованием в срединных массивах и гранитным магматизмом в островных дугах (550–510 млн. лет); Г – стадия завершающей коллизии в ранних каледонидах Центрально-Азиатского складчатого пояса (500–460 млн. лет).

1–6 – вещественные комплексы микроконтинентов: 1 – карбонатные, 2 – то же метаморфизованные, 3 – терригенные, 4 – то же метаморфизованные, 5, 6 – условные знаки комплексов в строении Тувино-Монгольского массива: 5 – моренский, 6 – эрзинский; 7 – раннекаледонские офиолитовые комплексы островных дуг и окраинных морей; 8 – предполагаемая рифейская кора; 9 – океаническая кора; 10 – континентальный массив Родинии; 11 – мантия; 12 – зоны магнеобразования; 13 – надсубдукционные потоки флюидов, расплавов и тепла; 14 – внедрения гранитоидов с характеристиками, типичными по [10]; γ_1 – для пород раннекаледонской изотопной провинции и γ_2 – для пород рифейской провинции; 15, 16 – геологические границы: 15 – стратиграфические, 16 – тектонические.

Позднерифейские корообразующие процессы, обычно коррелируемые с байкальским или панафриканским орогенезом, скорее всего в Центрально-Азиатском складчатом поясе подавлены или затушеваны более поздними процессами. Они фиксируются в виде офиолитов Байкало-Муйского, Восточно-Саянского и, возможно, Дариб-Хантайширского поясов.

В целом, подводя итоги анализа корообразующих процессов, ответственных за формирование континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса, наметим две большие их группы: 1) практически амагматичные рифейские процессы (гренилльская и байкальская), 2) интенсивно магматогенные (в первую очередь фанерозойские) с практически непрерывным коровым кислым магматизмом от границы венда и кембрия до конца мела.

Океанская кора. Считается, что основным источником океанской коры являются деплетированная мантия, из которой выплавляются базиты океанской коры, и окружающие поднятия (включая континентальные), дающие осадки. Однако проблема заключается в возможности выявления океанской коры типа СОХ в домезозойских офиолитах. Как правило, в последних находят океанскую кору типа окраинных бассейнов и юных островных дуг.

Формирование офиолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе датируется следующими возрастными рубежами (в млн. лет): 1) добайкальский – начало позднего рифея, 2) байкальский (800–650), 3) раннекаледонский (~570–530), 4) герцинский (~450–380), 5) индосинийский (290–220), 6) мезозойский Монголо-Охотский (~200). Наиболее подробно изучены в изотопном отношении раннекаледонские офиолиты Озерной зоны [12], имеются единичные данные для байкальских офиолитов [14]. Нами специально проведены по материалам Г.С. Гусева Sm-Nd изотопные исследования для базитов офиолитов рифея (молодовская и кулиндинская зоны Забайкалья), раннего карбона (шерловогорская зона восточного Забайкалья), позднего триаса (Усть-Туринская зона Забайкалья) [14], а также по материалам И.В. Гордиенко и авторов герцинид юго-западной Монголии (офиолиты хребтов Сумэн-Хайрхан и Эдренгийн-Нуру). Все эти данные приведены на рис. 2. Кроме того, на рис. 2 представлены данные об изотопном составе Nd шаровых базитов и плагиогранитов из офиолитов Агардак-Эрзинской зоны каледонид юго-западной Тувы, датированные возрастом 569.5 ± 0.8 млн. лет [56], Pb-Pb метод по единичным зернам циркона).

Величины ϵ_{Nd}^T и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ этих пород рассчитаны на возраст для позднерифейских офиолитов – 900 млн. лет, для каледонских – 570, для гер-

цинских – 450, для каменноугольных – 350, для позднепермских – 210 млн. лет.

Максимальные значения ϵ_{Nd}^T для базитов офиолитов всех изученных возрастов вполне удовлетворительно совпадают с линией изотопной эволюции деплетированной мантии по [48]. Это подтверждает вывод о том, что базиты офиолитов Центрально-Азиатского пояса с такими изотопными характеристиками однозначно образовались из деплетированной мантии и отражают изотопный состав последней для пояса.

В то же время среди офиолитов отмечаются базиты хотя и с положительными, но более низкими величинами ϵ_{Nd}^T , чем это характерно для деплетированной мантии. Такие примеры имеются для рифея (кулиндинская зона Забайкалья, возможно, хр. Дариби в Монголии), для ранних каледонид (Озерная зона Монголии) и для герцинид (юго-запад Монголии). Частично это может быть связано с влиянием континентальной коры (через океанские осадки), но более вероятно, что это обусловлено участием в источниках магм таких базитов более обогащенной мантии, чем деплетированная, например, через мантийные плюмы.

В последнее время появились публикации об отличии изотопных (Nd, Sr, Pb) характеристик базитов СОХ Тихого и Индийского океанов [44]. Рассчитанные для настоящего времени величины $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ для базитов офиолитов Центрально-Азиатского пояса практически попадают в поле перекрытия базитов этих двух океанов и могут относиться как к Тихому, так и к Индийскому океанам.

Внутриплитный магматизм. Этот магматизм, обладающий щелочной или бимодальной вещественной спецификой, а также траппы, широко распространены в Центрально-Азиатском складчатом поясе (см. рис. 1). Несмотря на то что известны протерозойские щелочные породы на Алданском щите (массив Хани с возрастом 1818–1870 млн. лет, массив Селигдар с возрастом 1844–2038 млн. лет), основной объем щелочных пород в поясе попадает в интервал поздний рифей–кайнозой [49]. С позднего рифея (рис. 5) щелочной магматизм в поясе и его обрамлении с небольшими перерывами развивался практически непрерывно до кайнозоя. Начался он на южной периферии Алданского щита (690–720 млн. лет, массивы Арбарастах и Ингили) и на Восточной Саяне (650–725 млн. лет, массивы Белая и Средняя Зима, Джидой, Большетайгинский). Начиная с 675–660 млн. лет щелочной магматизм начался на Енисейском кряже (Среднетатарский массив) и почти непрерывно продолжался до 486 млн. лет. На протяжении кембрия, раннего и среднего ордовика отмечается общий спад внутриплитной активности в рассматриваемом регионе. Однако с позднего ордовика

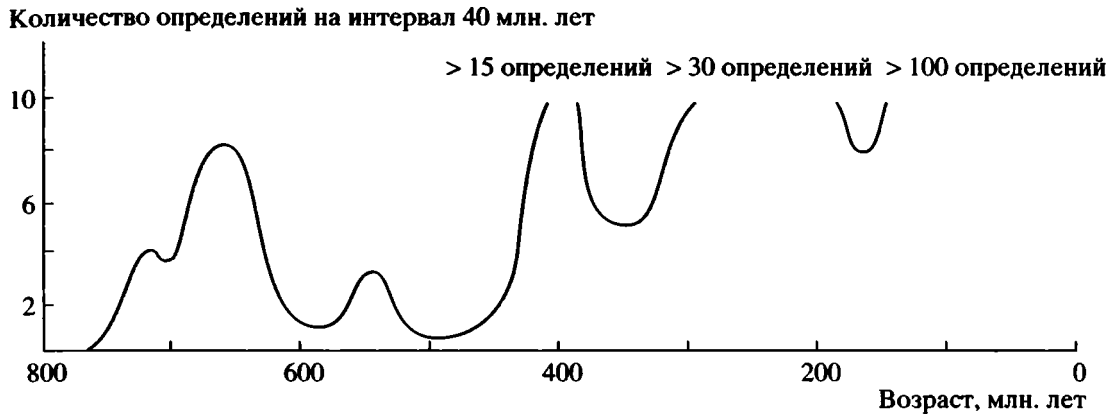


Рис. 5. Гистограмма распределения возрастов пород внутриплитных ассоциаций, развитых на территории Сибири и ее Центрально-Азиатского складчатого обрамления.

такая активность возобновляется в разных участках Сибирской платформы и ее обрамления. Так, с 460 млн. лет начался щелочной магматизм в Прибайкалье и Восточной Туве, а с 440–430 млн. лет – в Минусинской впадине. Примерно с 400 млн. лет щелочной магматизм развивался в Северной Монголии. В силуре и девоне также сформировалась рифтовая система Вилюйского прогиба и Сетте-Дабана, сопровождавшаяся платобазальтовым и щелочным магматизмом. В интервале 350–290 млн. лет щелочной магматизм широко развит в Прибайкалье, во многом синхронно с внедрением огромного Ангаро-Витимского гранитоидного батолита [31]. Время между 300–250 млн. лет отличалось активностью огромной позднепалеозойской (поздний карбон–пермь) Центрально-Азиатской рифтовой системы с широким распространением бимодального и щелочного магматизма [32], а между 250–230 млн. лет – активностью грандиозной Сибирской трапповой провинции. Щелочной магматизм этого возраста известен в Казахстане, Средней Азии, Меймеча-Котуйской провинции Сибири, в Восточной Туве, Прибайкалье, Монголии. В позднем триасе – средней юре (230–160 млн. лет) щелочные породы и другие внутриплитные магматические проявления развиты в Монгольском и Горном Алтае, Гобийском Тянь-Шане, Центральной, Южной и Северной Монголии, Таймыре, Меймеча-Котуе, Прибайкалье. В это же время возникла рифтовая система с щелочным магматизмом в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Начиная с 160 млн. лет и до кайнозоя, непрерывный внутриплитный магматизм широко проявился в пределах южного обрамления Сибирской платформы, концентрируясь в ряде замкнутых областей, отождествляемых с “горячими точками” [35]. В изотопном отношении внутриплитный магматизм сравнительно полно изучен нами, начиная с ~380 млн. лет и до кайнозоя. Эти данные представлены на рис. 6.

В составе внутриплитных магматических ассоциаций этого возраста преобладают породы основного состава, но вплоть до позднего мела довольно широко развиты специфические кислые магматические породы (в первую очередь щелочные гранитоиды, пантеллериты, комендиты, литий-фтористые граниты, онгониты), образующие бимодальные ассоциации с базитами в рифтогенных континентальных структурах [32, 35, 36]. Самые ранние из изученных нами внутриплитных магматических пород в изотопном отношении обогащены Sm по отношению к Nd ($\epsilon_{Nd}^T > +3$) и наиболее близки к линии эволюции деплетированной мантии. При снижении возраста до 140–150 млн. лет величина ϵ_{Nd}^T внутриплитных базитов при

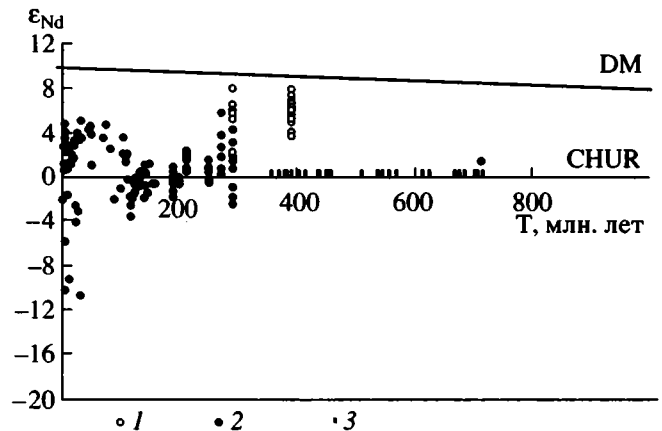


Рис. 6. Изотопные составы внутриплитных базитов Центрально-Азиатского складчатого пояса, возникших: 1 – на активных континентальных окраинах, 2 – во внутриконтинентальных обстановках, 3 – зафиксированные по геохронологическим датировкам внутриплитные события в Центральной Азии. DM – деплетированная мантия, CHUR – неистощенный (хондритовый) мантийный резервуар.

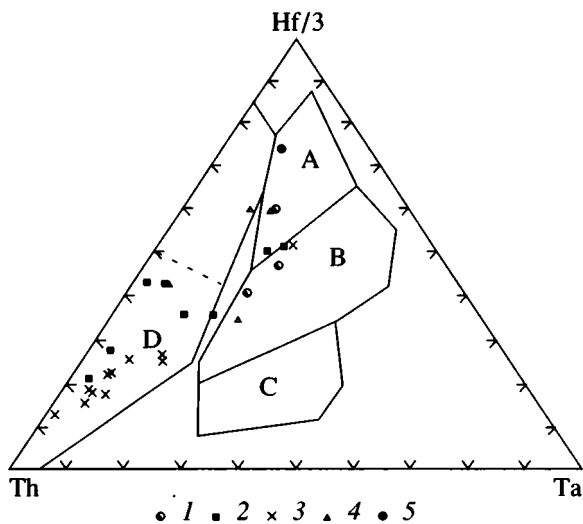


Рис. 7. Геодинамическая систематика составов базальтов офиолитовых комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на диаграмме Та–Нf–Th.

1–5 – Составы базальтов офиолитовых комплексов (возраст в млн. лет): 1 – рифейских (~900–800), 2 – раннекаледонских (~530–570), 3 – Южно-Монгольских герцинид (~450–420), 4 – каменноугольных Агинско-Борщовочной зоны, по [5], 5 – раннетриасовых той же зоны. Поля: А – N-тип базальтов СОХ, В – E-тип базальтов СОХ и внутриплитных толеитовых базальтов, С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты деструктивных границ литосферных плит.

достаточно больших колебаниях в целом снижается до ϵ_{Nd}^T , близком интервалу 0...–2. В более молодых базитах ϵ_{Nd}^T возрастает до положительных значений (~+5), а в КЗ – широко варьирует (от +5 до –10). В целом в вариациях изотопного состава внутриплитного базитового магматизма Центральной Азии участвуют в той или иной степени обогащенные относительно деплетированной мантии мантийные источники расплавов. Эти источники отвечают изотопно-геохимическим типам мантии: PREMA – представляющей ведущий источник базальтов океанических островов, EM-II – мантии, обогащенной Pb и, как следствие, радиогенным стронцием, EM-I – мантии, обогащенной легкими редкими землями, в частности, Nd относительно Sm и соответственно обедненной радиогенным Nd [36].

ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрим на основе представленных изотопных данных механизмы формирования коры Центрально-Азиатского складчатого пояса, структуру коры и мантии, наиболее правдоподобные геодинамические модели формирования пояса и возможные причины его возникновения и направленной эволюции.

Механизмы формирования коры. Из рис. 2 следует, что *океаническая кора* Центрально-Азиат-

ского складчатого пояса, представленная разновозрастными офиолитами, сформировалась в основном за счет деплетированной мантии. Об этом свидетельствует близость максимальных значений ϵ_{Nd}^T базитов разновозрастных офиолитов линии изотопной эволюции деплетированной мантии по [42]. Из этого следует, что региональная деплетированная мантия пояса от рифея до мела мало отличалась в отношении изотопного состава Nd от усредненной для Земли деплетированной мантии. Несмотря на близость максимальных значений ϵ_{Nd}^T изученных офиолитов к деплетированной мантии, механизмы отделения сформированных их расплавов от деплетированной мантии разные, поскольку они образовались в различных геодинамических обстановках. Геологические [5] и геохимические данные (рис. 7) свидетельствуют о том, что ближе всего к обстановкам СОХ оказываются рифейские офиолиты. Однако и они несколько обеднены Nb и Zr по сравнению с базитами СОХ. Учитывая отсутствие явных признаков геохимической дискриминации базитов СОХ и окраинных морей по другим элементам [30], более вероятно, что они образовались в условиях окраинных морей. Раннекаледонские офиолиты возникли в системе окраинное море–примитивная островная дуга [12, 56], а герцинидские и более молодые офиолиты – в условиях примитивных островных дуг (см. рис. 7). Формирование пород в перечисленных типах геодинамических обстановок связывается с плавлением надсубдукционно-го клина верхней (деплетированной) мантии, что вполне согласуется с изотопным составом Nd базитов офиолитов. Однако, судя по наличию для некоторых из изученных рифейских и раннекаледонских офиолитов величин ϵ_{Nd}^T , более низких, чем в деплетированной мантии, в образовании этих пород участвовала и более обогащенная несовместимыми элементами мантия скорее всего за счет участия плюмов при образовании окраинных бассейнов. Офиолиты герцинид и более молодых структур, сформированные в условиях примитивных островных дуг, характеризуются систематическим обогащением легкими РЗЭ и как следствие более низкими по сравнению с деплетированной мантией значениями ϵ_{Nd}^T . По-видимому, в их образовании наряду с деплетированной мантией участвовала мантия, несколько обогащенная несовместимыми элементами.

Таким образом, океанская кора Центрально-Азиатского складчатого пояса сформировалась при частичном плавлении деплетированной мантии, но уже с рифея при участии более обогащенной несовместимыми элементами мантии, т.е. при явных признаках внутриплитной активности мантии.

Континентальная кора Центрально-Азиатского складчатого пояса формировалась, как уже

упоминалось, с начала раннего протерозоя (2.4–2.6 млрд. лет) и до триаса. В соответствии с временем образования континентальной коры в поясе выделены Sm-Nd изотопные провинции (см. рис. 3): 1) начала раннего протерозоя, 2) конца раннего протерозоя, 3) рифейская, 4) раннекаледонская, 5) герцинская, 6) раннемезозойская.

Раннепротерозойские провинции скорее всего являются фрагментами кристаллического основания Алданского щита [34], и их характеристика выходит за рамки данной статьи. Отметим только, что в одном достоверно доказанном примере (Байдарикский блок в Монголии) такие образования установлены в Дзобханском микроконтиненте).

В основном же микроконтиненты Центрально-Азиатского пояса относятся к рифейской изотопной провинции. Как уже упоминалось выше, образование континентальной коры этой провинции – весьма своеобразный процесс, практически лишенный гранитоидного магматизма [13, 34]. Этап образования континентальной коры в интервале Sm-Nd модельных возрастов в основном от 1650 до 1100 млн. лет включает время гренвиллской орогении, но в отличие от классических проявлений последней представлен исключительно осадочными (парапороды) формациями. Судя по обильным цирконам в осадках, гранитоидный магматизм в областях сноса проявился только в интервале 750–800 млн. лет назад [13]. Этот гранитоидный магматизм близок по времени к возрасту редких рифейских риолитов и гранитов (723–726 млн. лет) в Бамбукойской вулканоплутонической структуре, расположенной в раннепротерозойской изотопной провинции Центрально-Азиатского пояса [24]. Это скорее всего свидетельствует о близости областей сноса для осадков рифейской континентальной коры к жестким кратонам типа Сибирского или Китайского или их обломкам и подтверждается величинами ϵ_{Nd}^T для упомянутых гранитов и риолитов (–5.8...–8.2), соответствующими коровым магматическим протолитам с модельным возрастом ~1800–1900 млн. лет. Таким образом, континентальная кора Центрально-Азиатского пояса в рифее образовалась в основном за счет терригенно- и карбонатного осадконакопления.

Раннекаледонская и герцинская континентальная кора Центрально-Азиатского складчатого пояса образовалась классическим автохтонным способом. Об этом свидетельствуют положительные значения ϵ_{Nd}^T гранитоидов в данной изотопной провинции и наличие общих временных трендов изотопной эволюции каледонской и герцинской континентальной коры, начинающихся непосредственно от изотопных составов деплетированной мантии или океанической коры. Для

наиболее полно изученных ранних каледонид автохтонная континентальная кора, образовавшаяся из океанической 570–475 млн. лет назад, сохраняет в основном свои изотопные параметры вплоть до мела. Это – свидетельство геохимической стабильности и гомогенности данной коры, что в тектоническом плане означает несущественное участие более древних блоков коры в каледонидах, т.е. ограниченность континентальной коллизии в каледонидах даже значительно позднее завершения их образования. Несомненно, изотопные данные подтверждают аккреционную, а не коллизионную природу каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса [18].

Для герцинской континентальной коры в рамках ее изотопной изученности также пока фиксируется в большей степени аккреционный способ образования. Изотопные параметры герцинской континентальной коры и величина Sm/Nd отношения к ней, близкие к средним для континентальной коры, сохраняются на протяжении с ордовика и по меньшей мере до мела. Метаморфизм и складчатость в глубинных срезах герцинид имели место 390–370 млн. лет назад (запад Монгольского Алтая).

Единичные изотопные параметры раннемезозойской провинции получены для индосинид и Монголо-Охотского пояса. Они близки к деплетированной мантии. Для индосинид Юго-Восточной Монголии время образования континентальной коры (возраст метаморфизма и складчатости) определено в промежутке 223 ± 28 млн. лет [13].

Структура коры и мантии. В Центрально-Азиатском складчатом поясе, как уже было показано, выделены два главных типа континентальной коры: изотопно-гомогенный аккреционный и изотопно-гетерогенный коллизионный. К первому типу коры относится кора каледонид и герцинид и скорее всего более молодых структур, а ко второму – кора микроконтинентов. Гомогенная кора ранних каледонид и герцинид имеет выдержанный изотопный и химический составы, но это не значит, что она не была подвержена тектонической переработке после ее образования. Несомненно, она была подвержена складчатости, кровообразованию и т.п. процессам, но в них не принимали участие изотопно чуждые для этой коры элементы, например, другого возраста कोरोобразования. В связи с этим образовавшаяся континентальная кора, в частности, ранних каледонид сохраняла свой изотопный состав с момента образования до позднего мела.

Гетерогенная континентальная кора появилась также в период формирования ранних каледонид, но в пределах микроконтинентов. В процессе раннекаледонского высокоградиентного метаморфизма и складчатости в глубинных срезах (кристаллическое основание) микроконтинентов образова-

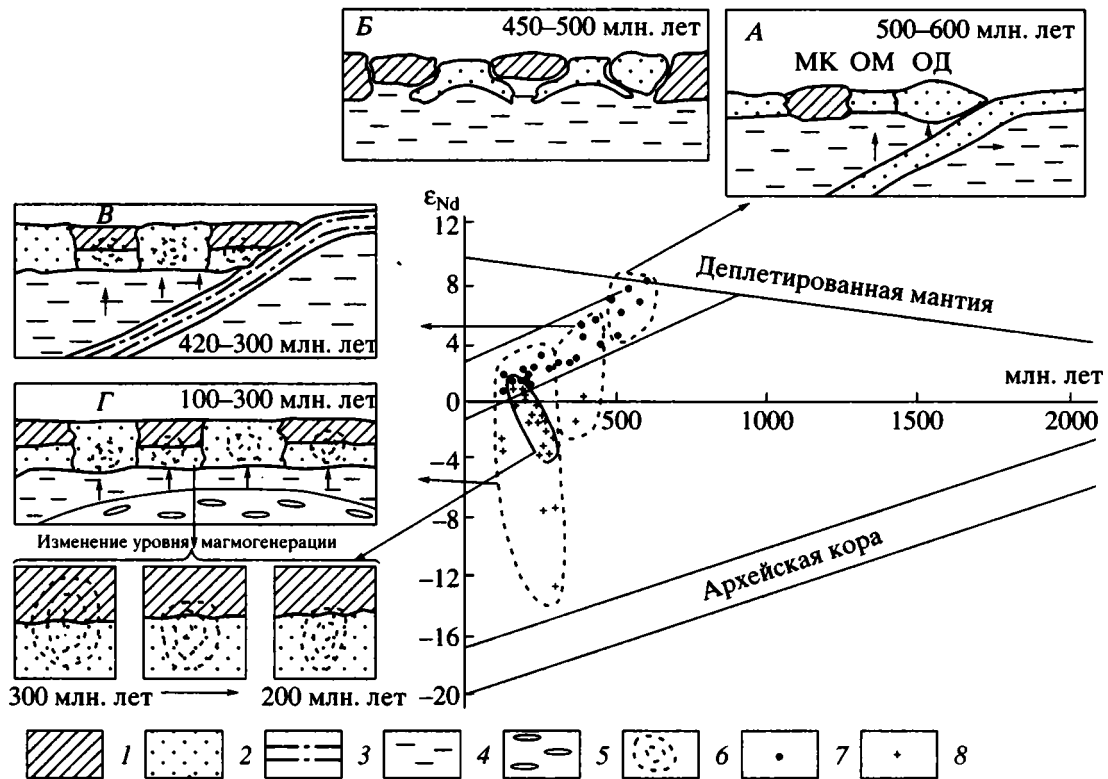


Рис. 8. Обстановки формирования изотопных источников гранитоидов в каледонидах Центральной Азии (показаны на врезках, цифрами отмечен возрастной диапазон существования): А – океаническая – островодужная (ОД – островная дуга, ОМ – окраинное море, МК – микроконтинент докаледонского формирования); В – аккреционно-коллизонная; В – активной континентальной окраины калифорнийского типа; Г – внутриплитная. Дополнительно для интервала времени 300–200 млн. лет показано предполагаемое изменение уровня магмогенерации в блоках докаледонского формирования, вызывающее направленную смену изотопного состава протолитов.

1–3 – изотопные коровые источники: 1 – блоков докаледонского формирования, 2 – каледонид, 3 – герцинид; 4, 5 – мантия: 4 – деплетированная литосферная, 5 – астеносферная; 6 – зоны магмообразования; 7, 8 – изотопные составы магматических пород: 7 – в каледонидах, 8 – в древних блоках внутри каледонид.

лись сложные покровно-складчатые сооружения, как, например, в Тувино-Монгольском массиве, которые объединили такие изотопно-разнородные компоненты, как рифейские парапороды и неметаморфизованные толщи (рифейская кора), а также породы раннего кембрия (каледонская кора) (см. рис. 4).

Изотопная структура микроконтинентов характеризуется вертикальной зональностью, когда более ранняя кора подстилается более молодой корой. В связи с этим более молодые гранитоиды, уровни магмогенерации которых предполагаются более глубокими, имеют более высокие значения ϵ_{Nd}^T и соответственно более молодой модельный возраст, чем ранние гранитоиды (рис. 8). Тем самым изотопные данные подтверждают геологические наблюдения о надвиговой природе микроконтинентов, например, в ранних каледонидах. Судя по изотопным данным, изотопная гетерогенность континентальной коры микроконтинентов определяется смещением в ее составе в первую очередь рифейских толщ и новообразован-

ной ювенильной континентальной коры ранних каледонид.

Таким образом, структура ранних каледонид и герцинид Центрально-Азиатского складчатого пояса изотопно гомогенна. Ювенильная континентальная кора этих структур образовалась в первую очередь через океаническую и переходную кору [26] из деплетированной мантии автохтонным способом. Изотопная гомогенность этой коры в основном сохранялась по крайней мере до позднего мела. Каледонская кора в областях рифейских микроконтинентов подстилает рифейские толщи, что однозначно указывает на надвиговую природу рифейских толщ (см. рис. 8).

Структура мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса фиксируется изотопными составами разновозрастных внутриплитных базальтов. Общая модель строения мантии Земли, учитывающая геохимические и изотопные (Rb–Sr, Sm–Nd, Hf–Lu, Ir–Os, U, Th–Pb) данные по базальтам [45], представлена на рис. 9. В соответствии с этой моделью верхняя оболочка мантии деплетирована несовместимыми компонентами за счет

образования ранней первичной континентальной коры (верхняя мантия). Ниже располагается нижняя мантия, являющаяся источником многих внутриплитных базитов, в особенности ее слои на границах верхней и нижней мантий (670 км) и нижней мантии и внешнего ядра (геофизический слой Д"). Многие исследователи считают, что эти слои обогащены субдуцированным материалом литосферных плит, которые в первую очередь накапливаются на разделе 670 км [47, 59], но в периоды общемантийной конвекции [7, 53] могут концентрироваться и в слое Д", охлаждая внешнее ядро. Этим слоям дано образное название – "могилы (graves) литосферных плит".

В Центрально-Азиатском складчатом поясе для офиолитов и внутриплитных магматических продуктов зафиксированы следующие мантийные источники: деплетированная верхняя мантия; в основании верхней мантии – обогащенная Rb и соответственно радиогенным Sr мантия типа EM-II; умеренно деплетированная нижняя мантия PREMA и в низах нижней мантии – обогащенная легкими PЗЭ и Nd относительно Sm мантия типа EM-I (рис. 10). Такое строение мантии было предложено [36] на основе анализа динамики внутриплитного магматизма и изменчивости изотопного состава его продуктов во времени, а также общих моделей строения и развития мантии в разные периоды геологической истории. Судя по изотопному составу Nd в базитах офиолитов, деплетированная мантия региона мало отличается от деплетированной мантии океанических сегментов Земли (см. рис. 2). Однако наличие составов с пониженными значениями ϵ_{Nd}^T по сравнению с деплетированной мантией свидетельствует об участии в магнообразовании обогащенных мантийных источников скорее всего в виде плюмов, которые нарушали изотопную гомогенность деплетированной мантии. Источник EM-I редок для внутриплитных базитов Центрально-Азиатского складчатого пояса, тяготея только к позднему кайнозою некоторых горячих точек пояса [36]. Источник EM-II наиболее обычен для внутриплитных базитов пояса и больше соответствует главному компоненту упомянутых выше плюмов, хотя нижняя мантия (PREMA) также участвовала в магногенерации. По крайней мере наиболее деплетированные составы внутриплитных базальтов позднего палеозоя (см. рис. 6) близки к PREMA. В более молодых мезозойских базальтах ϵ_{Nd}^T близко к нулю при $\epsilon_{Sr}^T \gg 0$, соответствуя, таким образом, источнику EM-II [36]. Для кайнозойских внутриплитных базальтов источник варьирует от PREMA до EM-I.

Возможная роль внутриплитного магматизма в корообразующих процессах. Внутриплитный магматизм по своему объему и интенсивности, несомненно, являлся важным корообразующим

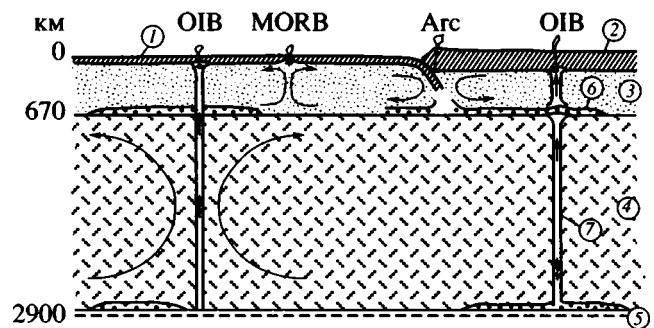


Рис. 9. Общая схема строения Земли [45].

Цифры в кружках: 1–5 – оболочки Земли: 1, 2 – литосферные: 1 – океаническая, 2 – континентальная, 3 – верхнемантийная (деплетированная мантия), 4 – нижнемантийная (примитивная мантия), 5 – внешнее ядро: 6 – субдуцированный материал, участвующий в рециклинге через мантийные плюмы; 7 – мантийные плюмы. Типы магматизма подлитосферных источников (буквенные обозначения): OIB – внутриплитный, MORB – срединно-океанических хребтов, Arc – островных дуг и активных окраин.

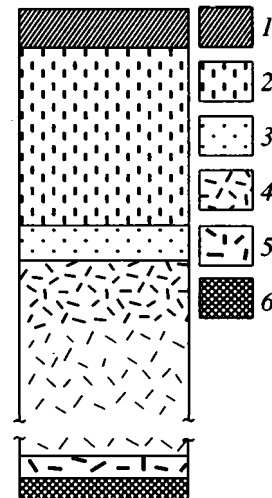


Рис. 10. Модель строения мантии Центральной Азии 1 – литосфера; 2–5 – типы мантии: 2 – деплетированная (верхняя мантия), 3 – обогащенная ^{87}Sr (типа EM-II), 4 – умеренно деплетированная (типа PREMA, нижняя мантия), 5 – обогащенная Nd (типа EM-I); 6 – ядро Земли.

фактором, участвуя в формировании как континентальной, так и океанической коры Центрально-Азиатского складчатого пояса. Однако следует обратить внимание еще на одну особенность внутриплитного щелочного магматизма этого региона. С него начинается вообще магматизм пояса, он сопровождает эволюцию магматизма пояса и им магматизм кончается. Это особенно касается гранитоидного и вообще кислого магматизма (см. рис. 2 и 6). По-видимому, рифейский щелочной внутриплитный магматизм предшествовал интенсивному

каледонскому и более позднему кислому магматизму Центрально-Азиатского пояса. Такая корреляция внутриплитного и остального магматизма региона вряд ли случайна. Естественно, коровый магматизм не мог быть причиной внутриплитного. Наоборот, внутриплитный магматизм мог быть причиной синхронного ему остального, в том числе кислого магматизма. Вероятность такой связи может быть конкретизирована при анализе эволюции геодинамической позиции того и другого магматизма в различные временные интервалы.

Связь корообразующих процессов и геодинамики Центрально-Азиатского складчатого пояса. Время образования пояса – одна из дискуссионных проблем азиатской геологии. Если не рассматривать корообразующие процессы раннего протерозоя, представляющие особую проблему, наиболее ранняя континентальная кора Центрально-Азиатского пояса фиксируется в рифее, не древнее 1.65–1.15 млрд. лет и не моложе 750–700 млн. лет. Эта кора характерна для микроконтинентов пояса [13, 34]. В основном она образовалась за счет сноса материала с соседних кратонов, и ее формирование не сопровождалось существенным магматизмом. В геодинамическом отношении этот процесс напоминал осадконакопление на современных пассивных окраинах океанов [34]. Как будто бы это не противоречит положению Сибири в реконструкции П. Хофмана [46], в которой северная часть Сибири (Анабарский щит) контактирует с северо-западной частью Лаврентии, а ее южная часть, тяготеющая к Центрально-Азиатскому поясу, обращена к глобальному суперокеану (Панталассе) и скорее всего действительно была пассивной окраиной рифейской Родинии. Здесь же между Сибирью, Лаврентией, Австралией и Восточной Антарктикой по геологическим и палеомагнитным данным [52] располагался южнокитайский блок Янцзы с Катазией. Если реконструкция П. Хофмана верна в отношении Сибири, то к восточной (в современных координатах) границе Сибири протягивается через западную Лаврентию и восточную Катазию единый пояс гренвиллид, который пока не зафиксирован в Сибири. Это может означать, что Сибирь и Лаврентия были единым континентом еще до гренвиллской орогении (до 1.0 млрд. лет), либо то, что гренвиллская орогения еще не выявлена в Сибири. Второй вариант следует особо подчеркнуть в свете наличия гренвиллских орогенических поясов на всех континентальных массивах Родинии в реконструкции П. Хофмана [46], кроме Сибири. Существует и третий вариант, при котором зона гренвиллид протягивается из Лаврентии через Гренландию, возможно, в Сибирь и Ангарский складчатый пояс [38] или в область Сетте-Дабана [58]. В последнем случае в песчаниках средне-позднерифейской Маямканской формации выявлены с помощью SHRIMP детритовые цирконы с

типичными гренвиллскими возрастными. Считается, что источником этих песчаников были породы Лаврентии, в том числе и гренвиллиды. В этом же районе, а также на юго-востоке Сибири [20] известны силлы базитов с гренвиллскими возрастными (1005–974 и 942 ± 18 млн. лет соответственно). Для наших целей важен вывод, что с момента существования Родинии крупного океанического пространства между Сибирью и Китаем еще не было и образование пассивной окраины Родинии могло иметь место на единой границе сибирско-китайской ее части.

Отсюда не принципиальным является вопрос, образовались ли будущие микроконтиненты Центрально-Азиатского складчатого пояса на окраине Сибири или Восточной Гондваны (с Китаем), поскольку пассивная окраина суперконтинента была скорее всего единой для Сибирского, Южно-Китайского и Австралийского континентов. Судя по анализу глобальных трансгрессий и регрессий, именно в конце рифея и венда на Земле впервые появились большие объемы суши [55], эрозия которой была благоприятна для образования мощных осадочных толщ на границе Родинии и океана. По мнению многих исследователей, время Родинии – это время низкой эндогенной активности Земли по крайней мере на континентах, что подтверждается также минимумом U–Pb-возрастов по цирконам в интервале 1.3–1.0 млрд. лет [55]. Амагматичный характер развития Земли в позднем рифее подтверждается практически постоянным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатах мира [55] и Сибири [25, 34].

Имеются и другие реконструкции Родинии и ее частей [38, 58], в которых Сибирь по-разному повернута по отношению к Лаврентии. Эти реконструкции не меняют нашего основного вывода об участии Сибири в Родинии, но добавляют новые существенные аргументы в доказательство реальности Родинии. Напомним также, что по многим палеорекострукциям, учитывающим наиболее надежные палеомагнитные данные [6, 43, 46, 52, 57, 61], Сибирь в Родинии находилась близко к экватору.

Внутриплитный магматизм в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса начался с рубежа 750–700 млн. лет, фиксируя рифейский рифтогенез в первую очередь на Алданском щите, Восточной Саяне, Енисейском кряже (см. рис. 1). Этот магматизм сопутствовал распаду Родинии (рис. 11) и совпал по времени с максимумом внутриплитной активности в других участках позднерифейского суперматерика. Так, в западной Лаврентии он начался 780 млн. лет назад, а в восточной – 600 млн. лет назад [46], в восточной Австралии – с 900 млн. лет до 600 млн. лет (Warrina Supergroup), в южном Китае (блок Янцзы) ~700 млн. лет назад [16, 52]. Рифейский внутриплитный

магматизм пояса скорее всего фиксирует не только отделение Сибири от Южно-Китайского и других континентальных участков Родинии, но и дробление шельфа суперконтинента на отдельные фрагменты. Некоторые из них, например, Дзабханский, содержали осколки дорифейского основания кратона, но большинство из них, в частности, Тувино-Монгольский, включали только рифейскую континентальную кору пассивной окраины Родинии. С этого момента между Сибирью и Восточной Гондваной начал возникать Центрально-Азиатский океан, на месте которого сформировался Центрально-Азиатский складчатый пояс.

К началу распада Родинии (~700 млн. лет) многие исследователи приурочивают формирование Тихого океана [18, 54], ветвью которого скорее всего являлся Центрально-Азиатский океан [6, 18]. Детали этого процесса не ясны, но главным аргументом в пользу связи образования Тихого океана с распадом Родинии является, несомненно, более древнее происхождение Тихого океана по сравнению с другими океанами и наращивание аккреционных окраин его, начиная с раннего палеозоя, а скорее всего с рифея [18, 21, 22].

Причиной распада Родинии гипотетически предполагается возникновение ~700 млн. лет назад под ней современного Южно-Тихоокеанского горячего суперплюма [46, 53], фиксируемого методами сейсмической томографии [41]. Палеомагнитные данные не противоречат возможности нахождения Родинии над районом современного Южно-Тихоокеанского суперплюма по крайней мере по палеоширотам, которые и могут только фиксироваться палеомагнитным методом. Если это так, то этот горячий суперплюм мог быть ответствен не только за распад Родинии, но и за всплеск глобального континентального рифтогенеза и связанного с ним щелочного магматизма в позднем рифее, в том числе и в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

К раннему кембрию (540 млн. лет) распавшиеся фрагменты Родинии, кроме Сибири, Янцзы (Южно-Китайский микроконтинент) и Балтии, образовали новый суперконтинент – Гондвану [46, 53, 57]. Для этого допускается быстрый дрейф [43] этих фрагментов в противоположное полушарие, которое с этого времени становится континентальным, освобождая пространство полушария бывшей Родинии для Тихого океана. С этого момента могла образоваться главная неоднородность Земли, выраженная в наличии океанского и континентального полушарий [18, 21]. Причиной сохранения этой неоднородности в течение всего фанерозоя, как считается [41, 53], является активность Южно-Тихоокеанского суперплюма, “разгоняющего” литосферные плиты прочь от своего центра. Но возможен и другой вариант, при котором Ти-

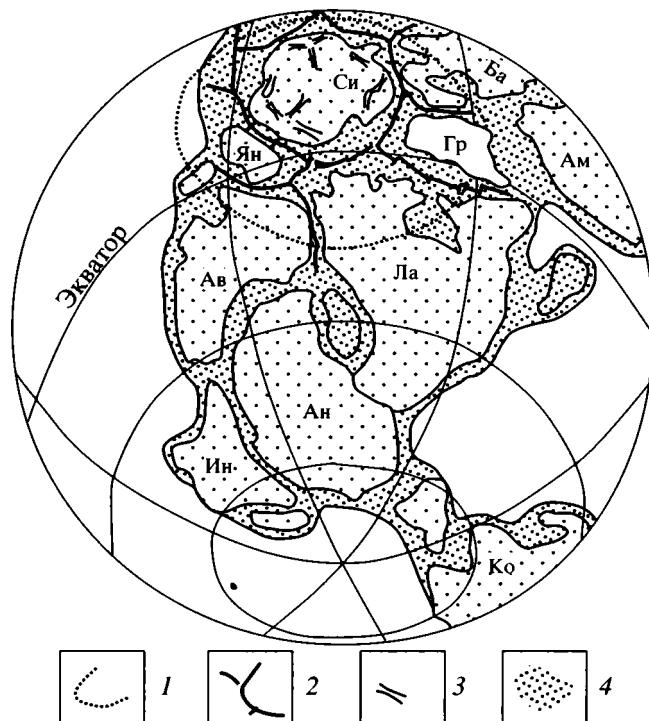


Рис. 11. Схематическая реконструкция позднерифейского материка Родиния на время ее распада (750–650 млн. лет). Континентальные блоки и их размещение даны по [53].

1 – провинция предполагаемого Тихоокеанского горячего суперплюма; 2 – зоны раскола суперконтинента; 3 – континентальные рифты Сибирской платформы; 4 – структуры, сшивающие и обрамляющие континентальные блоки, в том числе шельфовые.

Ав – Австралия, Ам – Амазония, Ан – Антарктида, Ба – Балтика, Гр – Гренландия, Ин – Индия, Ко – Конго, Ла – Лаврентия, Си – Сибирь, Ян – Янцзы.

хий океан является еще более древним образованием. П. Хофман [46] образно назвал процесс образования Гондваны “выворачиванием наизнанку” Родинии, имея в виду, что внешние части Родинии оказались внутренними частями Гондваны и наоборот. При этом не говорится о быстром дрейфе осколков Родинии в противоположное полушарие, а предполагаются их сдвиги и вращения. Тогда океаническое полушарие вокруг “вывернутого” суперконтинента существовало с более древних времен.

Дальнейшее геодинамическое развитие Центрально-Азиатского складчатого пояса детально проанализировано в работах [1, 6, 18]. Нет смысла повторять этот анализ. Мы только подчеркнем некоторые детали этого развития, вытекающие из наших данных.

Нам представляется более вероятной такая реконструкция пояса в раннем кембрие, в которой микроконтиненты уже существовали между Си-

бирью и Восточной Гондваной, отделившись еще от Родинии.

Около 480 млн. лет назад Сибирский континент, двигаясь к Восточной Гондване, аккреционно-субдукционным путем нарастил ювенильную континентальную кору, присоединив к себе многие микроконтиненты. Так образовалась раннекаледонская изотопная провинция Центрально-Азиатского складчатого пояса. С этого времени до раннего мела включительно в пределах пояса, как уже говорилось, наблюдался практически непрерывный кислый магматизм, источником которого в пределах ранних каледонид была ювенильная континентальная кора этого возраста (см. рис. 1). Причиной этого явления скорее всего был внутриплитный магматизм, который синхронно сопровождал кислый магматизм и который был связан с плюмами. Интенсивность внутриплитного магматизма резко возросла, начиная с 450 млн. лет (см. рис. 5), что, видимо, привело к возникновению либо новых океанских бассейнов тетического типа, либо к активизации оставшихся в рамках Палеоазиатского бассейна, которые сейчас соответствуют герцинской изотопной провинции Центрально-Азиатского пояса. Как уже упоминалось выше, континентальная кора в ней также имеет ювенильный аккреционный характер. Далее на фоне продолжающегося внутриплитного магматизма, включая огромный объем сибирских траппов, открылся и закрылся 240 млн. лет назад индосинийский бассейн, завершился ~120 млн. лет назад кислый магматизм, а внутриплитный магматизм продолжался до новейшего времени. С чем это могло быть связано, особенно в свете “холодной” нижней мантии под современной Центральной Азией, установленной сейсмической томографией?

По нашему мнению, наиболее удовлетворительное объяснение упомянутому практически непрерывному внутриплитному магматизму Центральной Азии приходит из предложенной рядом ученых [7] и особенно японскими геологами и геофизиками [41, 53] концепции “плюм-тектоники”, основанной на новейших данных геологии и геофизики и в первую очередь сейсмической томографии всей мантии Земли. Мы не имеем возможности излагать эту концепцию в данной статье, отсылая читателей к перечисленным выше публикациям. Общая идея ее сводится к тому, что установленные сейсмической томографией “холодные” (быстрозвучные по *P*-сейсмическим волнам) и “горячие” (низкоскоростные) участки мантии, коррелируемые с поверхностной геологией, рассматриваются как холодные и горячие плюмы. Холодные плюмы хорошо коррелируются с областями аккумуляции (“могилами”) холодной литосферы в области границы верхней и нижней мантии (~670 км). Считается, что, когда масса накопленного литосферного материала на этой границе превысит некоторую критическую величину, происходит рез-

кий скачок плотности этого материала, и он начинает “тонуть” (возможно, сохраняя верхний обогащенный гранатитом слой на границе 670 км [47, 53] в нижней мантии до ее границы с жидким внешним ядром. При этом двухслойная конвекция в мантии, управляющая и поверхностной плитной тектоникой, сменяется на однослойную общемантийную, вызывающую интенсивную внутриплитную активность горячих плюмов. Накопление холодной литосферы (холодные плюмы) на границе ядра и нижней мантии (слой “Д”) проявляется под суперконтинентами типа Родинии, Гондваны и Пангеи, причиной образования которых, собственно, и является длительная субдукция. Охлаждение внешнего ядра и слоя “Д” холодной литосферой приводит к возникновению горячих плюмов в соседних зонах слоя “Д” и подъему их в верхние оболочки Земли. Обычно после образования холодных суперплюмов под суперконтинентами последние начинают раскалываться, что свидетельствует о возникновении под ними уже горячих суперплюмов за счет постепенного нагревания и переработки холодной литосферы и замещения ее горячей окружающей нижней мантией.

В соответствии с этой концепцией распад рифейской Родинии, как уже говорилось, начался за счет возникновения под ней горячего Южно-Тихоокеанского суперплюма, сейчас находящегося в центре Тихого океана несколько южнее экватора. Уже с этого момента, а, судя по наличию вендских островных дуг, не позднее, чем с байкальской орогении (~700 млн. лет), имела место субдукция под Сибирь [18]. Этот процесс продолжался, видимо, с перерывами вплоть до объединения Сибирского и Китайского континентов на границе палеозоя и мезозоя. Субдукция вдоль азиатской окраины Тихого океана затем продолжалась до современности. Именно она привела к образованию холодной мантии под Центральной Азией [53], которая фиксируется сейчас сейсмической томографией [41] на границе ядра и нижней мантии вдоль сейсмофокальной поверхности Восточной Азии. С палеозойскими этапами этой субдукции связан интенсивный магматизм на границах плит ~570–450 и 450–350 млн. лет назад с образованием офиолитов и кислого корового магматизма.

Внутриплитный магматизм, способствовавший плавлению континентальной коры и непрерывности кислого магматизма в фанерозое Центральной Азии, начался с того же распада Родинии под влиянием Южно-Тихоокеанского горячего суперплюма. Дальнейшее развитие внутриплитного магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса могло быть связано либо с активностью этого горячего суперплюма, как это предполагают японские ученые, либо с влиянием другого (или других) плюмов. Так, по первой версии открытие бассейнов герцинского Палеотетиса-I и индосинийского Палеотетиса-II могло быть связано с

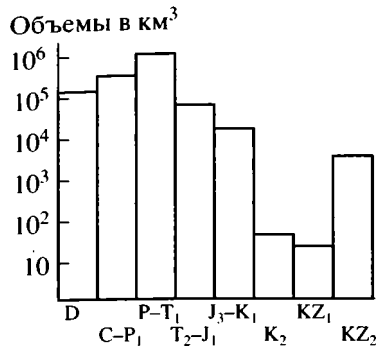


Рис. 12. Гистограмма объемов внутриплитных магматических продуктов, сформированных за фанерозойскую (от девона до кайнозоя) историю развития Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

усилением активности суперплюма, а закрытие – с ослаблением этой активности. По мере закрытия этих бассейнов Сибирь и причленившиеся к ней континентальные фрагменты смещались к северу от центра этого суперплюма вплоть до современного их положения. Однако, судя по разрезам через Восточную Азию, с учетом сейсмической томографии [41], от Южно-Тихоокеанского глубинного плюма горячая мантия протягивается

вплоть до Байкала, где располагается на глубинах ≤ 240 км. К востоку она углубляется и, вероятно, связывается с упомянутым Тихоокеанским горячим суперплюмом. Если это так, то влияние этого суперплюма проявляется и сейчас вплоть до Центральной Азии, несмотря на холодную здесь глубинную мантию (>2000 км). Примерно в такой же позиции находится Гавайская горячая точка, подстилаемая в нижней мантии холодным веществом, но образуемая апофизой Тихоокеанского суперплюма.

По второй версии Сибирь в ходе своего дрейфа от распавшейся Родинии была перемещена в область воздействия другого горячего плюма, который мы называем Азиатским [33]. Мы имеем в виду, что в соответствии с палеогеографическими реконструкциями [60], начиная с силура (420–440 млн. лет), территория Сибири находилась в средних и высоких широтах северного полушария, испытывая в основном вращательные движения. С этого момента после спада, пришедшего на кембрий и ранний–средний ордовик, начинается всплеск интенсивной внутриплитной магматической деятельности (рис. 12, см. рис. 5), по-видимому, совпавший с попаданием Сибири в сферу воздействия Азиатского плюма (рис. 13). В девоне

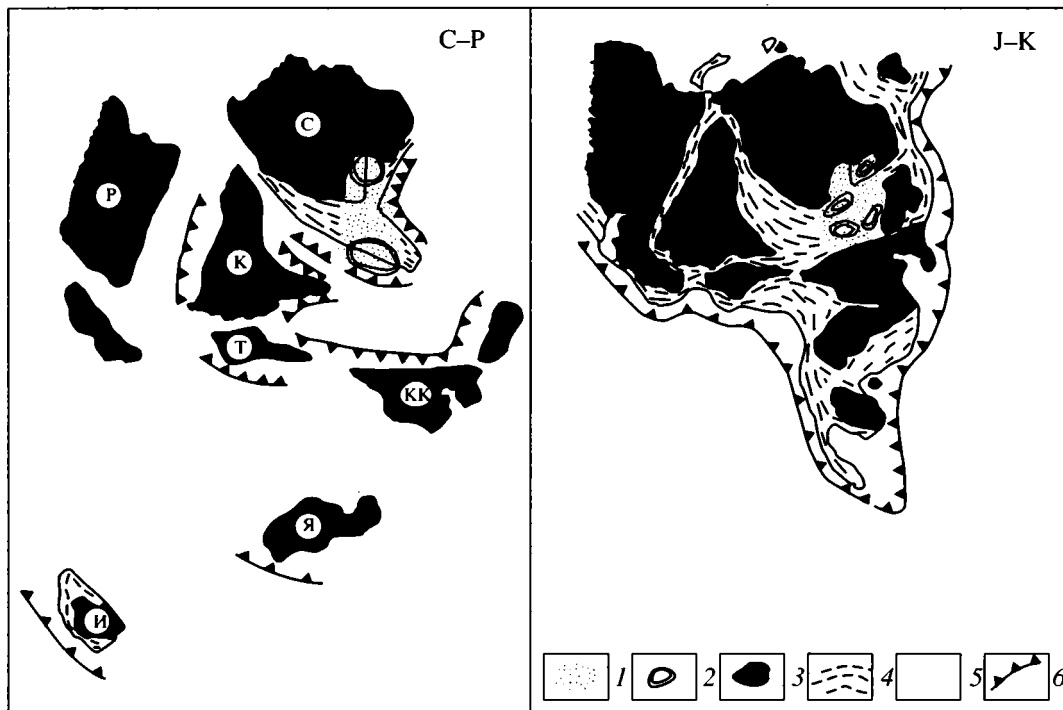


Рис. 13. Модель амальгамации континентальных блоков Азии над Азиатским горячим суперплюмом в позднем палеозое и мезозое.

1 – проекция отдельных суперплюмов; 2 – области внутриплитного магматизма; 3 – докембрийские континентальные блоки; 4 – складчатые пояса; 5 – океанические бассейны; 6 – зоны субдукции. Континенты и континентальные блоки: P – Русский, C – Сибирский, K – Казахстанский, T – Таримский, KK – Северо-Китайский–Корейский, Я – Янцзы, И – Индостанский.

под его воздействием возникли Вилуйская и Саяно-Минусинско-Монгольская рифтовые области; в позднем палеозое и раннем триасе – Центрально-Азиатская рифтовая система, траппы Сибирской платформы и рифтовая система Западной Сибири; в позднем мезозое и кайнозое – горячие точки Центральной Азии (см. рис. 1). Судя по тому, что область внутриплитной активности и особенно ее продуктивность резко упала в позднем мелу и раннем кайнозое (см. рис. 12), можно предположить снижение активности Азиатского горячего плюма в это время (см. рис. 13). Оживление его наблюдается лишь в позднем кайнозое. Можно предположить, что область Азиатского горячего плюма стала результирующим узлом тектонических сил, перемещавших литосферные плиты на протяжении фанерозоя. К этому узлу дрейфовали и многие микроконтиненты и по мере снижения активности Азиатского плюма соединялись в единый Евразийский суперконтинент (см. рис. 13), под которым сконцентрировалась огромная масса длительно субдуцированной холодной литосферы, охладившей вещество плюма. Мы также предполагаем, что по мере отмирания Азиатского плюма его пространство использовалось для перераспределения захороненных литосферных фрагментов с границы верхней и нижней мантии в низы мантии, обеспечив тем самым инверсию ее теплового состояния. Одним из следствий могла стать реакция пограничного слоя ядра и мантии в виде малых не фиксируемых сейсмической томографией восходящих мантийных струй, обеспечивших новую вспышку внутриплитного магматизма в позднем кайнозое с участием источника EM-I.

ВЫВОДЫ

1. По изотопным Sm-Nd данным в корообразующих процессах Центрально-Азиатского складчатого пояса принимали участие кислый магматизм и интенсивное терригенное осадконакопление (континентальная кора), анатексис деплетированной мантии (океаническая кора), внутриплитный магматизм с участием плавления обогащенной мантии (океаническая и континентальная кора).

2. На территории Центрально-Азиатского пояса выделены изотопные провинции:

– рифейская в кристаллическом основании микроконтинентов (например, Тувино-Монгольского), протолит которого сформирован не ранее 800–750 млн. лет назад за счет размыва кратонов и образования пассивной окраины суперконтинента Родинии;

– раннекаледонская, герцинская и индосинийская, кора которых является ювенильной и образовалась за счет превращения деплетированной мантии в океаническую, затем переходную и, наконец, континентальную кору;

– континентальная кора микроконтинентов является изотопно гетерогенной, а ювенильная кора – изотопно гомогенной. Изотопные данные не противоречат модели тектонического залегания рифейской континентальной коры микроконтинентов на ювенильной коре каледонид;

– океаническая кора Центрально-Азиатского складчатого пояса образовалась из деплетированной мантии, по изотопному составу Nd близкой к общемировой, но с участием в виде плюмов обогащенной мантии.

3. Внутриплитный (щелочной, бимодальный, трапповый) магматизм предшествовал во времени всему остальному магматизму Центрально-Азиатского складчатого пояса, непрерывно сопровождал последний и завершил магматическую активность на этой территории.

4. Изотопная структура мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса согласуется с моделями, в которых сверху вниз деплетированная мантия сменяется мантией EM-II, затем нижней мантией PREMA и, наконец, слоем EM-I. В плюмах задействованы в основном три последних источника. Отмечается существенное влияние плюмо-тектоники и внутриплитного магматизма на всю геодинамику Центрально-Азиатского складчатого пояса в первую очередь за счет изменения двухслойной мантийной конвекции на однослойную.

5. Предполагается, что распад суперконтинента Родинии и начало образования Центрально-Азиатского складчатого пояса связаны с возникновением под суперконтинентом громадного Южно-Тихоокеанского горячего плюма. Начавшаяся с этого времени субдукция холодной литосферы под отколовшуюся от Родинии Сибирь привела к образованию холодной нижней мантии под современным Центрально-Азиатским поясом и к его консолидации в основном аккреционным способом. Продолжавшийся параллельно с аккрецией внутриплитный магматизм был обусловлен либо влиянием до сих пор живущего Южно-Тихоокеанского плюма, либо влиянием с девона отмирающего Азиатского плюма, на который могла “наехать” дрейфующая Сибирь примерно в среднем палеозое.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 96-15-98442, 97-05-64384, 99-05-65647, 99-05-65645).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеозойского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–29.
2. Геологические формации Монголии // М.: ШАГ, 1995. 179 с.

3. *Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса // М.: Наука, 1987. 238 с.
4. *Гусев Г.С., Песков А.И.* Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–738.
5. *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.
6. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–76.
7. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 300 с.
8. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н.* Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 5–24.
9. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 23–53.
10. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов В.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б.* Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–713.
11. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Наумов В.Б., Мездисов А.А.* Роль магматизма в концентрации воды во внешних оболочках Земли // Глобальные изменения природной среды и климата. М.: Наука, 1999 (в печати).
12. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С., Стош Х., Ягутц Э., Кориковский С.П.* Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
13. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И.* Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии: U-Pb и Sm-Nd геохронологические и изотопно-геохимические данные // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Тез. XXXII Тектонического совещания. М.: ГИН РАН, 1999. С. 306–308.
14. *Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др.* Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7, 8. С. 152–168.
15. *Костицин Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П.* Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 917–923.
16. *Милановский Е.Е.* Главные этапы проявления рифтогенеза на территории Китая // Геотектоника. 1993. № 3. С. 3–18.
17. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной коры // М.: Наука, 1975. 298 с.
18. *Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Важнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 4. С. 3–18.
19. *Неймарк Л.А., Ларин А.И., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю.* Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
20. *Павлов В.Э., Бураков К.С., Цельмович В.А., Журравлев Д.З.* Палеомагнетизм силлов Учуро-Майского района и оценка напряженности геомагнитного поля в позднем рифее // Физика Земли. 1992. № 1. С. 92–101.
21. *Пуцаровский Ю.М.* Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
22. *Пуцаровский Ю.А., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
23. *Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Геодинамика и тектоническое развитие палеозойской Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли // Геотектоника. 1995. № 4. С. 29–47.
24. *Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Ризванова Н.Г., Шалаев В.С.* Позднедокембрийские осадочные бассейны и рифты Байкальской рифтовой области // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. Тез. докл. СПб. ИГГД, 1998. С. 64.
25. *Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 181–185.
26. *Тектоника Северной Евразии.* М.: Наука, 1980. 221 с.
27. *Тэйлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
28. *Хераскова Т.Н.* Формационный анализ и современная геодинамика // Геотектоника. 1995. № 4. С. 48–61.
29. *Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 5. С. 661–664.

30. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 165 с.
31. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронологическая и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.
32. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
33. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Азиатское горячее поле мантии – магматизм и динамика развития в позднем палеозое и мезо-кайнозое // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 77–81.
34. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П. Изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999 (в печати).
35. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
36. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое–кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–139.
37. Allegre C.J., Rousseau D. The growth of the continent through geological time by Nd isotope analyses of shales // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. № 1. P. 19–35.
38. Condie K.C., Rosen O.M. Laurentia-Siberia connection revised // Geology. 1994. Vol. 22. P. 168–170.
39. De Paolo D.J. Neodymium isotope Geochemistry: an introduction. New York: Springer Verlag, 1988. 187 pp.
40. De Paolo D.J., Linn A.M., Schubert G. The continental crust age distribution methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 2071–2088.
41. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi S., Inoue H. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 4–23.
42. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
43. Gurnis M., Torsvik T.H. Rapid drift of large continents during the Precambrian and Paleozoic: paleomagnetic constraints and dynamic models // Geol. 1994. V. 22. P. 1023–1026.
44. Hickey-Vargas R., Hergt J.M., Spadea P. The Indian Ocean-type isotopic signature in western Pacific Marginal Basins: Origin and Significance // Active Marginal Basins of the Western Pacific. Geophys. Monogr. 88. Amer. Geophys. Union. 1995. P. 175–197.
45. Hofman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. № 16. P. 219–229.
46. Hofman P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland insides-out? // Science. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
47. Irifune T., Ringwood A.E. Phase relationships in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at depths of 600–800 km in the mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. P. 101–110.
48. Jacobsen S.B. Isotopic constraints on crystal growth and recycling // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 315–329.
49. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatite of the World: part 2. Former USSR. 1995. Chapman and Hall, London, Glasgow, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Madras, 226 p.
50. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatkov O.A. // Magmatism, Geodynamics and Metallogeny of Central Asia. Moscow: Mico, 1995. P. 272.
51. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 437–447.
52. Li Z.-X., Zhang L., Powell C.Mc.A. South China in Rodinia: part of the missing link between Australia – East Antarctica and Laurentia? // Geol. 1995. V. 23. № 5. P. 407–410.
53. Maruyama S. Plume tectonics // Journ. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
54. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 121–142.
55. Maruyama S., Lion J.G. Initiation of ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Phanerozoic boundary // The Island Arc. 1998. V. 7. P. 6–35.
56. Pfander J., Kroner A., Kozakov I., Oyup C., Jochum K.P., Todt W. Early Paleozoic oceanic crust in Central Asia: a back-arc type (?) ophiolite zone in Tuva (southern Siberia) // Ophiolite symposium and field excursion. Abstracts Geol. Surv. Finland. Espoo. 1997. F. 42.
57. Powell C.Mc.A., Li Z.X., McElhinny M.W., Meert J.G., Park J.K. Paleomagnete constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana // Geol. 1993. V. 21. P. 889–892.
58. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropolev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstones and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 164. № 3–4. P. 409–420.

59. Ringwood A.E., Irfune T. Nature of the 650 km seismic discontinuity: implication for mantle dynamics and differentiation // *Nature*. 1988. V. 331. P. 131–136.
60. Scotese C.R. Continental Drifts / The PALEOMAP Project. 1994. 80 pp.
61. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Waldephaug H.J. Continental break up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – a tale of Baltica and Laurentia // *Earth-Sci. Rev.* 1996. V. 40. P. 229–258.
62. Wyllie P.J. Magma genesis, plate tectonics, and chemical differentiation of the Earth // *Rev. of Geophys.* 1988. V. 26. № 3. P. 370–404.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев

Magmatism as Factor of Crust Evolution in the Central Asian Foldbelt: Sm–Nd Isotopic Data

V. I. Kovalenko*, V. V. Yarmolyuk*, V. P. Kovach, S. V. Budnikov*, D. Z. Zhuravlev*,
I. K. Kozakov**, A. B. Kotov**, E. Yu. Rytsk**, and E. B. Sal'nikova****

* *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 109017 Russia*

** *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

Modern isotopic studies open new opportunities in the development of geotectonic ideas. In this article, isotopic data are used to characterize the crust formation during the development of the Central Asian Foldbelt. According to Sm–Nd isotopic data, the crust formation history of the belt involved acid magmatism and intense clastic sedimentation (continental crust), anatexis of depleted mantle (oceanic crust), and intraplate magmatism related to enriched magma source in the mantle (oceanic and continental crust). Two isotopic provinces have been recognized in the Central Asian Foldbelt: (1) the Riphean one in the crystalline basement of microcontinents (e.g., Tuva–Mongolian), whose protolith originated 1400–750 Ma ago by erosion of cratons and formation of the passive margin of the Rodinia supercontinent, and (2) the province of Early Caledonian, Hercynian, and Indosinian structures, whose crust is juvenile and reflects transformations of depleted mantle into oceanic, then into transitional, and finally into subcontinental. The continental crust of microcontinents is isotopically heterogeneous, whereas the juvenile crust is homogeneous in this respect. The isotopic data do not contradict the model implying that the Riphean continental crust of microcontinents is thrust upon the juvenile crust of the Caledonides. The oceanic crust of the Central Asian Foldbelt was generated from depleted mantle with a contribution from the enriched mantle plumes. Intraplate alkaline, bimodal, and trap magmatism preceded all other types of igneous activity, accompanied them, and took place at the terminal stage of the foldbelt evolution. The isotopic structure of mantle below the Central Asian Foldbelt well agrees with models implying that the depleted mantle grades downward first into EM-II, then into PREMA, and, finally, into EM-I mantle reservoirs. Three latter sources are mostly involved into generation of mantle plumes. Plume tectonics and intraplate magmatism have exerted a considerable influence upon the general geodynamics of the Central Asian Foldbelt, primarily due to the transition from two-layer to one-layer mantle convection. The available data suggest that the breakup of Rodinia and initial development of the Central Asian Foldbelt were induced by the emergence of the South Pacific hot plume beneath the supercontinent. The ensuing subduction of the cold lithosphere beneath Siberia, which had been split away from Rodinia, led to the appearance of cold lower mantle beneath the present-day Central Asian Foldbelt and to consolidation of the belt largely by means of crustal accretion. The intraplate magmatism at the time of accretion was caused by the South Pacific or Asian plume overridden by the drifting Siberia approximately in the Middle Paleozoic.

ЛИНЕЙНОСТЬ И НЕЛИНЕЙНОСТЬ В ГЕОЛОГИИ

© 1999 г. Ю. М. Пуцаровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 07.09.98 г.

Рассматриваются линейные и нелинейные геологические процессы, что приближает к пониманию их сущности и тенденций в развитии. Земля в целом представляет открытую неустойчивую систему сложнейшего рода, в которой упорядоченность сочетается с хаосом и которой свойственны одновременно проявляющиеся процессы самоорганизации, бифуркации, катастрофизма, протекающие на фоне общей необратимости развития планеты.

Обсуждается тема “эволюция и нелинейность”. Поскольку многие геологические построения опираются на геодинамические модели, подчеркивается особая роль нелинейной геодинамики. Можно полагать, что в XXI веке нелинейность займет положение наиболее общей парадигмы в естественных и общественных науках.

ВВЕДЕНИЕ

В мире науки конец XX столетия отмечается успехами доктрины нелинейности и синергетики. В некоторых публикациях уже сейчас ее называют парадигмой. Каждый год в этой области выходят работы, в поле зрения которых находятся как общие проблемы самоорганизации нелинейных эффектов, так и специализированные. Возникли новые понятия, такие как “динамический хаос”, “пороговая ситуация”, “параметры порядка”, “нелинейный режим с обострением” и др. Наряду с математикой и естествознанием, на орбиту нелинейности вышли гуманитарные дисциплины: история, демография, экономика, социология, психология.

Среди недавних книг общего значения можно назвать следующие: “Синергетика геологических систем” [11], “Самоорганизация и наука, опыт философского осмысления” [23], “Синергетика и прогнозы будущего” [6], “Век бифуркации” [10], “Хаос, структуры, вычислительный эксперимент. Введение в нелинейную динамику” [12]. Но это лишь отдельные примеры.

Такие направления как нелинейная динамика, нелинейные процессы и самоорганизация в биологических системах, а также в области химии в планах Российской Академии наук фигурируют как приоритетные.

Что касается ситуации за рубежом, то как пишут С.П. Капица и его коллеги, “Десятки международных журналов, посвященных нелинейной науке, большое количество конференций указывают на растущий интерес к этой области знания” [6, с. 34].

Хотя усиленное цитирование трудов И.Р. Пригожина [15 и др.] и Г. Хакена [27 и др.] продолжается, что абсолютно справедливо, но как за гра-

ницей, так и в нашей стране появились и новые имена, ставшие уже достаточно популярными.

Из того, что к настоящему времени опубликовано, видно, что в XXI веке учение о нелинейности как в естественнонаучном, так и гуманитарном знании действительно приобретет статус парадигмы.

Разумеется, в данном случае речь не идет об отрицании процессов стадияльной эволюции, но о включении в анализ столь мощного фактора познания, каким являются нелинейные эффекты, абсолютно назрело.

Как ни странно, но в изданиях общего характера нет примеров нелинейности из области геологии. Между тем, разработки на этот счет существуют. Их питает не так давно утвердившееся представление, что Земля – это открытая система, где происходит сложный обмен веществом и энергией, сопровождающийся диссипативными явлениями.

Предтечей современных идей нужно считать некоторые публикации по сейсмологии, относящиеся еще к 30-м годам. Это вполне понятно, поскольку сейсмология немислима без использования математики – колыбели нелинейности. Как начало современного периода следует рассматривать работу О.Л. Кузнецова о нелинейной геофизике, напечатанную в 1981 г. [8]. В ней сказано, что в связи с многообразием нелинейных явлений в геофизике, как общепланетарного масштаба, так и малых порядков “встает вопрос о выделении нового раздела наук о Земле – нелинейной геофизики”. При этом рассмотрен ряд конкретных примеров. В дальнейшем О.Л. Кузнецов неоднократно возвращается к этой теме [9 и др.].

В середине 80-х годов появилась серия работ А.Д. Щеглова, посвященных нелинейной металлогении. В это понятие вкладывалось отсутствие прямых, линейных связей между эволюцией структур

земной коры и проявляющимися местами в их пределах рудными месторождениями, имеющими подкоровые (мантийные) источники [30 и др.]. Традиционная металлогения основывается именно на таких связях.

В 1987 г. вышел в свет солидный труд “Проблемы нелинейной сейсмологии”, изданный под редакцией А.В. Николаева и И.Н. Галкина [16], с широким охватом как общих, так и собственно сейсмологических проблем.

К 1992 г. относится уже упоминавшаяся монография Ф.А. Летникова [11]. В книге впервые рассмотрены макродинамика, макрокинетика и принципы саморегуляции геологических систем.

В мае 1993 г. в Москве, в Геологическом институте РАН состоялся 1-й семинар по нелинейной геодинамике, организованный и проведенный автором этих строк. Прочитанные на нем доклады (числом 13) составили содержание книги: “Нелинейная геодинамика”, изданной в 1994 г. [13]. Однако соответствующее направление (нелинейная геодинамика) было провозглашено раньше, в 1990 г. [18]. Семинар показал, что нелинейная геодинамика существенно сужает поле применения столь широко распространенного детерминистского подхода к геологическим процессам и явлениям.

В ноябре 1995 г., в том же институте проводился 2-й семинар по нелинейной геодинамике, где было прочитано 9 докладов. Наряду с конкретными разработками, на нем формулировалась сущность содержания и задач геодинамики и нелинейной геодинамики. Геодинамика изучает силовые поля и поля напряжений в геосферах, порождающие их причины и следствия их воздействия на геологическую среду. Нелинейная геодинамика как ветвь геодинамики охватывает радикальные отклонения от последовательности (линейности) в развитии геодинамических систем, порождающие неупорядоченность, разного рода нерегулярности и бифуркации в геологических процессах, что может быть связано как с энергетическими импульсами глубин, так и с воздействием на геосферы вземных факторов. Подчеркивалось, что предпосылкой таких феноменов является нестабильность геосферных систем (Ю.М. Пушаровский).

В настоящее время нелинейные эффекты привлекают внимание широкого круга ученых, работающих в таких областях как тектоника, геофизика, петрология, геохимия, учение о рудных месторождениях, нефтяная геология, геоморфология. В 1996 г. появился труд “Нелинейность рельефообразующих процессов и экстремальные ситуации” [2]. Работа представляет первую попытку обобщения теоретических и региональных геоморфологических материалов с точки зрения концепции нелинейности.

Наиболее общим направлением в нелинейной геологии является именно нелинейная геодинами-

ка, как область, касающаяся широкого класса геологических, геофизических и геоморфологических систем. Это подтверждается 3-м семинаром по нелинейной геодинамике, организованным Геологическим институтом и Институтом физики Земли Российской Академии наук и проведенным в октябре 1998 г. На нем было прочитано 14 докладов, краткие тексты которых напечатаны отдельным изданием¹. Можно считать, что в настоящее время в мировой науке в области нелинейной геодинамики отечественная геология лидирует. За рубежом, где безраздельно господствуют идеи в основе детерминистской тектоники плит, нелинейность в геологических системах пока не привлекает внимания, хотя в геофизике “лед тронулся”. Среди наших геологов скепсис временами также дает о себе знать. Здесь имеется ряд причин, одна из них – явно недостаточное знакомство с литературой по нелинейности. Если раньше исходили из того, что все в геологии предопределено и развивается поступательно, то в настоящее время часто приходится сталкиваться с мнением, что вся геология нелинейна. Однако оба этих суждения – крайность. Цель настоящей работы – рассмотреть проблему линейности и нелинейности в геологии.

ЛИНЕЙНЫЕ ПРОЦЕССЫ

В геологии существуют процессы, которые в течение того или иного времени развиваются поступательно, линейно. Однако оговоримся, что в ряде случаев речь идет о линейности в обобщенном виде, поскольку частные нелинейные эффекты исключить нельзя. Проследим это на ряде примеров.

В седиментологии – это процесс последовательного образования фациальных рядов как по вертикали, так и по латерали, будь то речные, морские или океанские отложения. Особое значение в данном случае принадлежит фактору гравитации, когда частицы в осадке распространяются в зависимости от их размеров и (или) удельного веса. Примерами могут служить слои и толщи, в которых гранулометрия убывает от подошвы к кровле либо в латеральном направлении. В последнем случае один из примеров представляют прибрежные россыпи. Столь же очевидно проявление линейной седиментации в процессе хемогенного осаднения. Это относится к толщам солей, формирующимся в солеродных бассейнах.

Процесс образования толщ, связанных с вулканическими извержениями, более сложен, но лишь в том смысле, что здесь в фациальном ряду участвуют как собственно вулканогенные, так и вулканогенно-осадочные и осадочные толщи.

¹ Проблемы нелинейной геологии и геодинамики (Материалы 3-го семинара по нелинейной геодинамике. М., ГЕОС, 1998).

Магматическая геология также дает много примеров линейного развития соответствующих процессов. Наряду с гравитационным фактором важное значение здесь имеет направленная изменчивость Р-Т-условий. На характер формационных рядов оказывает прямое воздействие также состав источников магмы.

Наиболее наглядны в данном случае магматические серии, охватывающие породы, непосредственно связанные генетически и отражающие четко индивидуализированные тренды дифференциации магм. Подобные серии чрезвычайно разнообразны. Их примерами могут быть такие широко распространенные серии как габбро → габбро-диориты → диориты → грано-диориты → граниты (плутоническая серия), или базальт → андезит → дацит → липарит (вулканическая серия).

Характерный пример линейного развития плутонических серий представляют многие гранитоидные интрузивы, например, Тихоокеанского пояса. Длительность их формирования может достигать 100 млн. лет. Состоят они из магматических компонентов, варьирующих по составу от относительно основных к кислым, образующих **последовательные** внедрения.

Вряд ли необходимо подробно останавливаться на развитии метасоматических и метаморфических процессов, отраженных в соответствующих закономерно построенных зональностях, из-за их очевидной принадлежности к линейному ряду явлений.

В случае метасоматической зональности, образующейся в результате взаимодействия движущегося раствора с вмещающей породой или рудой, особенно четко проявлено последовательное изменение физико-химических условий среды. Если это гидротермальный рудный раствор, то возникает околорудная зональность, служащая хорошим поисковым признаком месторождения.

Метаморфическая зональность фиксируется общеизвестными метаморфическими фациями. При региональном метаморфизме возникают ряды, представленные (в порядке увеличения температур и давлений) зеленосланцевой, амфиболитовой, гнейсовой (либо гранулитовой) и эклогитовой фациями.

Ярким примером линейности является процесс кристаллизационной дифференциации в магматических камерах.

Явления зональности и ненарушенной последовательности событий в полной мере относятся и к металлогении.

Д.В. Рундквист показал [22], что существуют два основных эволюционных металлогенических ряда, связанных с гранитоидами: молибденовый и оловянный. Первый характерен для мантийно-коровой эволюционной ветви гранитоидов; второй – для корово-мантийной. В работе приведены

соответствующие конкретные последовательности проявления оруденения для каждого из этих рядов.

В зоне перехода Тихий океан–континент, в направлении от океана к континенту, Е.А. Рудкевич, на основании изучения большого числа объектов, выделила шесть типов металлогенических зон, последовательно сменяющих друг друга вкосте простирания Тихоокеанского рудного пояса: ультрамафический, фемический, фемическо-сиалический, сиалический, ультрасиалический, амагматический [20].

Металлогеническая линейность меньшего порядка прослеживается в пределах рудных районов и провинций. Например, колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая пространственно и генетически непосредственно связаны с палеовулканическими структурами, что и определяет их узловое размещение в этой провинции [1].

В тектонике и геодинамике примеров линейного развития также можно привести достаточное количество, хотя именно в этих областях, где выпадет физико-химический фактор, преобладают нелинейные системы.

В случае платформенного развития к линейным процессам можно отнести формирование систем авлакоген-синеклиза или зарождение и развитие таких локальных структурных форм как валы и флексуры.

Линейный тектогенез проявляется в зонах сочленения платформ и складчатых сооружений, где развивается такой характерный тип тектонических форм, как краевые прогибы.

Длительное развитие синклиналиев или депрессий внутри складчатых поясов – явление того же порядка.

На периферии молодых океанов примерами линейности структурного развития могут служить глубочайшие периферические прогибы, отсутствие которых принадлежит категории артефактов. В случае тихоокеанских окраин их место занимают глубоководные желоба.

Приведенные примеры линейных геологических процессов – лишь немногие из возможных, но их достаточно, чтобы представить общую значимость явления. Линейные геологические процессы тем более нельзя сбрасывать со счета, что на их основе осуществляются разного рода прогнозы, как ситуаций, касающихся геологического строения малых или обширных регионов, так и размещения в земной коре полезных ископаемых.

Теперь укажем несколько примеров линейных модельных построений в геологии. Если говорить о геодинамике, то линейность здесь прежде всего относится к тектонике литосферных плит с ее одноярусным конвективным механизмом, а равно модели Т. Вилсона, формализующей процессы

гармоничного раскрытия и закрытия океанических бассейнов.

К числу линейных построений принадлежит также модель зонной плавки А.П. Виноградова, описывающая процесс выплавления вещества земной коры из материала мантии. Сущность ее заключается в разделении вещества на тугоплавкие и легкоплавкие компоненты при определенной температуре. Это альтернатива гравитационной модели дифференциации мантийного вещества, также по своему существу линейной.

По А.Д. Щеглову [31] примером линейной модели является известная металлогеническая схема Ю.А. Билибина, согласно которой каждому этапу развития геосинклинально-складчатых поясов соответствует строго определенный комплекс месторождений.

В свое время все эти модели сыграли благотворную роль в развитии геологии, но сейчас они либо ушли, либо уходят в прошлое.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Существует немало примеров, когда формационные ряды представлены неполно. Например, в зонах коллизии океанов и континентов в процессе образования формационного ряда шельфа могут происходить “сбои”. Как результат этого, на шельфовых отложениях могут непосредственно залегать глубоководные. Иногда внутри формационного ряда шельфа появляются фрагменты океанических офиолитов. В обоих случаях причиной является нелинейное вторжение в седиментогенез тектонического фактора – покровообразования [28].

Нарушение закона фаций помимо тектоники может быть связано с резким изменением гидродинамического режима, а также внезапным вмешательством такого явления как вулканизм. В числе причин могут оказаться климатический и антропогенный факторы.

Специально рассматривая процессы литогенеза, О.В. Япаскурт пришел к выводу, что аксиома непрерывности и постепенности наращивания структурно-вещественных изменений в комплексах осадочных отложений требует значительных ограничений, поскольку “последовательное усиление постседиментационных преобразований пород присуще не всякому осадочному бассейну” [34, с. 5]. Автор связывает это с дискретностью и импульсивностью проявления различных факторов, в частности, флюидного режима в стратиффере, влияющего на аутигенез. Отсюда несложно подойти к нелинейности литогенетических преобразований, особенно в связи с тем, что стадийность в них может существенно нарушаться. Нелинейные проявления литогенеза в осадочных бассейнах исследовал Ю.К. Бурлин [4].

Существенна роль нелинейных факторов в развитии магматических процессов.

Нестабильность магматических систем может привести к переходу их в закритическое состояние, следствием чего являются катастрофические события. Катастрофы вообще рассматриваются как яркое проявление нелинейного эффекта в ходе любого природного процесса.

В этом плане в первую очередь должны быть упомянуты вулканические извержения. Нелинейность здесь выражена как в самом факте извержения конкретного вулкана, так и распространении и энергонасыщенности вулканических зон в пространстве. Если рассматривать Циркум-Тихоокеанский пояс, то вулканизм проявляется почти по всему его простираению, однако с очень различной интенсивностью. Самой мощной зоной является Большая Курильская гряда, простирающаяся на 1100 км, где сосредоточено 186 крупных наземных и подводных вулканов. Это самая грандиозная вулканическая зона на Земле, в пределах которой, заметим кстати, выделяется до 90% мировой сейсмической энергии. Однако масштаб такой нелинейности следует интерпретировать как региональный, тогда как вулканическое Тихоокеанское кольцо в целом отражает глобальную нелинейность.

Исследования по проектам “Литос” в “Глубинные геосферы” позволили раскрыть важную роль нелинейности в процессах развития океанического магматизма [7]. Так, в пределах Тихого океана на коре различного возраста формируются молодые вулканические структуры (остров Пасха, Ламонтские горы и т.д.), либо локальные, либо образующие группы и вулканические провинции, обладающие геохимической спецификой. Вообще примеров распространения молодых вулканических гор на древнем океаническом ложе имеется очень большое количество. Своим происхождением они обязаны воздействию глубинных нелинейно возникших геодинамических факторов.

Можно считать, что с нелинейными эффектами следует связывать, например, возникновение на Земле эпох грандиозного базальтового магматизма в мезозое.

Условием поступательного развития линейных магматических систем является их равновесное термодинамическое состояние. Но это имеет место далеко не всегда, на что в свое время обращал внимание Д.С. Коржинский, утверждавший, что сложные системы (а магматические системы именно такими и являются) далеки от термодинамического равновесия. Тем самым в их моделирование должен включаться фактор нелинейности.

В последнее время нелинейные модели начали строить для процесса затвердевания магмы [35].

Коснемся некоторых примеров, относящихся к полезным ископаемым.

Что касается нелинейной металлогении [30], то о ней уже была речь выше. Здесь остановимся на некоторых других явлениях.

Одно из них – наличие в земной коре месторождений-гигантов, представленных рудными, горючими или нерудными полезными ископаемыми. Примеры подобных месторождений хорошо известны и приводить их нет необходимости. Мы безусловно не ошибемся, если скажем, что суждение о том, что месторождения-гиганты представляют собой ярко выраженные минерагенические аномалии является общепринятым. По крайней мере это относится к российским геологам. Но отклонения от норм минерагенического процесса в данном случае столь радикальны, что для объяснения аномалий должны быть привлечены влияния нелинейных эффектов. В большинстве случаев (рудные и горючие полезные ископаемые) нелинейные эффекты связываются со специфическим режимом глубинных тепломассопотоков, их энергетикой, отражающей неравновесное состояние внутриземных геосфер.

В отношении нефтегазоносности специальные разработки, относящиеся к ее связи с воздействием нелинейных эффектов выполнены Б.А. Соколовым [24, 25] и А.Н. Дмитриевским [5] с соавторами.

Наиболее полно рассмотрены параметры нелинейных эффектов в тектонике и геодинамике. Поскольку соответствующая публикация вышла в свет недавно [17], изложим суть дела очень кратко.

Как уже говорилось выше, понятие “нелинейная геодинамика” введено автором в 1990 г. Благодаря ему геодинамика утратила прежнее непрекаемое детерминистское начало. В настоящее время представляется возможным обособить глобальные, региональные и локальные проявления нелинейных геодинамических процессов. Каждая из этих категорий отражается в тектонических и иных явлениях, связанных как с земной корой, так и с мантией. Корни нелинейных геодинамических процессов, как это следует из данных сейсмической томографии и геологических признаков, могут находиться на любых глубинных уровнях, что связано с изменчивостью энергетических и геодинамических свойств геосфер как по вертикали, так и по латерали.

Примеры геологического выражения нелинейных геодинамических процессов таковы.

Глобальные нелинейные процессы отражены в главной тектонической асимметрии Земли – разделении ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, в огромной массе симатической коры в области Тихого океана, в резко асимметричном, неупорядоченном распределении на планете сиалических масс, а соответственно и молодых океанов, в нарушении последовательности процесса

океаногенеза, в особенностях формирования такой гигантской деформации, какой является океанская Мировая рифтовая система, как и самое ее появление.

Региональная нелинейность иллюстрируется крупными тектоническими, в том числе неотектоническими перестройками структурного плана платформ и подвижных поясов; магматическими провинциями (отражающими нелинейный режим тепломассопотоков); структурными перестройками в океанах; аккреционными и деструктивными процессами в зонах перехода океан–континент.

Локальная нелинейность отчетливо отражена тектоническими, вулканическими и сейсмическими процессами в Тихоокеанском тектоническом поясе и в других областях Земли.

Нелинейное геодинамическое воздействие на геологическую среду может дихотомировать, что еще более осложняет общую геодинамическую картину.

Совокупность разномасштабных и разноуровневых нелинейных геодинамических процессов представляет крупный фактор в большой степени определяющий сложную дифференциацию в строении и развитии лика Земли.

НЕЛИНЕЙНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ

Разделив геологические процессы на линейные и нелинейные, мы тем самым вплотную подошли к вопросу их соотношения с эволюционными процессами.

В течение последних десятилетий в нашей стране опубликовано множество статей и книг, посвященных эволюции геологических, а теперь уже и геофизических процессов. Широкую постановку этой крупной проблемы наметил еще Н.С. Шатский, который писал: “Одним из важнейших достижений советской геологии является установление необратимого качественного развития всех геологических процессов, происходящих на земной поверхности и в земной коре. Необратимость развития процессов осадкообразования хорошо выяснена. Однако накоплено достаточное количество фактов, позволяющих утверждать, что в истории Земли также необратимо изменяется характер тектонических процессов, рельефообразования, характер выветривания и денудации, характер магматизма и связанного с ним рудообразования и т.д.”. При этом он отмечал, что “эта проблема даже не поставлена в современной зарубежной литературе” [29, с. 54–55]. Приходится констатировать, что и в настоящее время зарубежные исследователи мало ею интересуются.

Особенно мощный импульс этому направлению работ придал А.Л. Яншин, который в многочисленных публикациях выступает против лийеловского униформизма в геологии, отстаивая

принцип эволюции геологических процессов [32, 33]. Главное в этом принципе: историчность, необратимость и определенная направленность таких процессов.

Однако хоть и общепотребительным является понятие “эволюция”, но вкладываемый в него смысл разными учеными не одинаковый. В основном здесь имеются две точки зрения. Одна из них, изложенная Б.С. Соколовым [26], состоит в том, что эволюционный процесс в живой и мертвой природе включает и катаклизмы, и кризисы, происходящие в ходе развития. Другой взгляд – более узкое понимание термина, согласно которому эволюция и революция противоположные понятия. Но как бы то ни было, термин “эволюция” в первую очередь предполагает именно необратимое, но очень сложное развитие. Из этого и будем исходить.

Поскольку Земля (кстати, как и образующие ее геосферы) представляет собой открытую систему, рассуждения должны вестись применительно именно к этому ее состоянию. Нашей планете присущи такие свойства как неравновесность стационарных состояний, неустойчивость систем, катастрофические процессы. В ней сочетаются состояния хаоса, детерминированного хаоса, самоорганизации, порядка. Эволюционирует ли Земля со всеми этими ее состояниями и свойствами? Достаточно поставить этот вопрос, чтобы ответ стал очевидным, разумеется утвердительным.

Из приведенного следует, что Земле присущи линейные, квазилинейные и нелинейные процессы. Конкретные геологические примеры приводились выше. Прямая связь с эволюцией линейно и квазилинейно протекающих процессов ясна. Остановимся на нелинейных. Прежде всего о самом понятии. О нем имеется следующее исчерпывающее высказывание. “Нелинейность означает огромное разнообразие поведения и богатство возможностей, – пороговые эффекты, неединственность решений, существование хаотических траекторий, парадоксальный “антиинтуитивный” отклик при изменении внешних воздействий” [6, с. 45]. В ходе эволюции, если ее понимать как изменение, развитие в природе или обществе, подобные явления непременно присутствуют, а в такой сложнейшей системе как Земля – тем в большей степени. Теперь можно заключить, что противопоставление понятий эволюции и нелинейности неправомерно. Однако воздействие нелинейных эффектов радикально влияет на ход стадийных эволюционных процессов, приостанавливая стадийность, либо направляя развитие в другое русло. Тем самым определяется место нелинейности в эволюции. Видно, что не следует все сводить к нелинейности, поскольку “существует широкий класс процессов, достаточно корректно описываемых в линейном или квазилинейном приближении” [3, с. 75].

НЕЛИНЕЙНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МОБИЛИЗМ

В сущности нелинейная геология в несравненно большей степени связана с мобилизмом, чем с ортодоксальным фиксизмом. Фиксизм, составляющий основу геосинклинальной теории, привержен в общем строгим линейным построениям, хотя скачкообразные явления, “переход количества в качество” им не отрицаются. Отклонения от поступательно развивающегося процесса здесь отмечаются, но они суть частности и рассматриваются как исключение из правила.

Совершенно иначе обстоит дело в мобилизме. Однако сразу же следует подчеркнуть, что мобилистские идеи – это отнюдь не только тектоника литосферных плит. Другой мобилизм (условно мобилизм II) заключается в признании крупных горизонтальных перемещений другого рода образований – континентов, отдельных блоков внутри континентов или океанского ложа, литопластин, формирующих ансамбли тектонического скупивания, террейнов-мигрантов, особенно характерных для континентальных окраин; наконец глубинных масс, движущихся по срывам внутри планеты.

Что касается тектоники литосферных плит, то она с ее жесткими линейными постулатами и механизмами мало способствует развитию нелинейной геологии. Это, кстати сказать, причина того, что геологи запада стоят в стороне от новых веяний, охватывающих все шире нашу науку. Тут уместно добавить, что опорные положения тектоники плит подвергаются все большей критике. Так, А.Д. Щеглов, в своей публикации, специально посвященной нелинейной геологии, пишет, что “особенно иллюзорными оказались представления о процессах субдукции, с которыми многие исследователи без должного анализа конкретных геологических обстановок связывают формирование рудоносных магм, рудных месторождений и металлогенических поясов” [31, с. 6]. По его совершенно справедливому суждению, современная металлогения не может обойтись без представления о нелинейном характере развития геологических процессов. Поскольку журнал, в котором напечатана статья А.Д. Щеглова, имеет ограниченное распространение, позволю себе продолжить ее цитирование: “Более чем очевидно, – пишет автор, – что ни одна из крупных концепций, и прежде всего геосинклинальная и тектоники плит, не может объяснить в полной мере региональных закономерностей размещения месторождений в структурах земной коры. В особенности это относится к гипотезе тектоники плит” (там же, с. 12). По существу в этом с ним солидаризуется и В.Т. Покалов, который указывает, что “в практической геологии анализ закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых проводится... на региональном

и локальном уровнях" [14, с. 6], а не на глобальном, которому и служит тектоника плит. Иными словами получается, что плейттектоника для развития учения по крайней мере о рудных полезных ископаемых не нужна. Что же касается мобилистских построений второго рода (мобилизм II), то их большая роль в металлогенических разрабатках велика. Корни этого уходят в большую сложность глубинных геодинамических процессов, изменчивых по масштабу и интенсивности как от уровня к уровню, так и по латерали. Сейсмотомографические карты и разрезы мантии убедительнейшим образом раскрыли эту изменчивость и позволили автору этих строк высказать идею о нелинейном зарождении внутримантийных энергетических импульсов и движении масс по сублатеральным срывам [19]. В конечном счете образуются хаотизированные поля глубинных геологических неоднородностей мантийных и коровых, с верхними ярусами которых могут коррелировать тектонические, магматические, метаморфические, металлогенические и геофизические процессы. Упомянутые выше формы проявления крупных горизонтальных перемещений масс (мобилизм II) есть следствие открытости системы, каковой является Земля, с присущим ее геосферам сложным разноуровневым обменом веществом и энергией и дискретным проявлением нелинейных геодинамических процессов.

ВЫВОДЫ

В последний период нелинейные процессы привлекают все большее внимание ученых, как естествоиспытателей, так и обществоведов. Они значительно расширяют горизонты научной мысли, способствуя более адекватному пониманию сущности и изменений природных и общественных явлений.

Сложившаяся ситуация в теоретических исследованиях в различных областях геологии, в настоящее время ясно заторможенных, резко улучшится с включением в мировоззренческий арсенал фактора нелинейности.

В качестве базисной основы должно стать понимание Земли в целом и образующих ее отдельных геосфер как открытых систем, с такими их свойствами как неустойчивость, неравновесность, потенциальная возможность катастрофических событий, процессов бифуркации, созидание упорядоченности в ходе самоорганизации в хаотических средах и обратно и т.д.

Многие геологические науки обращаются в своих построениях к геодинамике (тектоника, структурная геология, петрология, геохимия, учение о рудных месторождениях, нефтегазовая геология, литология и др.), в которой важнейшей частью является нелинейная геодинамика. В этом следует отдать ясный отчет и тогда последует отказ от непер-

спективных догматических геодинамических постулатов. Один из путей к этому – углубленное изучение накопившейся в области нелинейности отечественной и зарубежной литературы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В., Гончарова Т.Я. Палеовулканизм и прогнозирование вулканического колчеданного оруденения // Металлогения современных и древних океанов. М.: ЦНИГРИ, 1992. С. 166–167.
2. Александров С.М. Нелинейность рельефообразующих процессов и экстремальные ситуации. М.: Институт географии РАН, 1996. 112 с.
3. Анищенко В.С. Детерминированный хаос // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 6. С. 70–76.
4. Бурлин Ю.К. Нелинейные проявления литогенеза в осадочных бассейнах // Вестник МГУ. 1995. № 2. С. 19–27.
5. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М., Володин И.А. Геодинамические аспекты генезиса нефти и газа // Проблемы происхождения нефти и газа. М.: Наука, 1994. С. 22–30.
6. Капица С.П., Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г. Синергетика и прогнозы будущего. М.: Наука, 1997. 285 с.
7. Кашинцев Г.Л., Пущаровский Ю.М. Гетерогенность мантии под океанами и нелинейность магматических процессов // Геология и минеральные ресурсы мирового океана. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 39–51.
8. Кузнецов О.Л. Нелинейная геофизика // Вопросы нелинейной геофизики. М.: ОНТИ ВНИИЯГТ, 1981. С. 5–20.
9. Кузнецов О.Л., Кейлис-Борок В.И. Преобразование и взаимодействие геофизических полей в литосфере // Geoinformatica. 1995. № 3. С. 6–11.
10. Ласло Э. Век бифуркации. Постигание меняющегося мира // Путь. 1995. № 7. С. 3–129.
11. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
12. Малинецкий Г.Г. Хаос, структуры, вычислительный эксперимент. Введение в нелинейную динамику. М.: Наука, 1997. 255 с.
13. Нелинейная геодинамика / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1994. 191 с.
14. Покалов В.Т. Главные факторы, обуславливающие минерагенический профиль геологических провинций // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 5–12.
15. Пригожин И.Р., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 432 с.
16. Проблемы нелинейной сейсмологии. М.: Наука, 1987. 288 с.
17. Пущаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–14.
18. Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3–8.

19. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
20. Радкевич Е.А. Металлогенические зоны Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 192 с.
21. Разнищин Ю.Н. Два семинара по нелинейной геодинамике // Геотектоника. 1996. № 2. С. 93–96.
22. Рундквист Д.В. Главная последовательность развития гранитоидного магматизма и связанного с ним рудообразования // Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 14–26.
23. Самоорганизация и наука: опыт философского осмысления. М.: Ин-т философии РАН, 1994. 350 с.
24. Соколов Б.А. Нефтегазообразование как нелинейный саморазвивающийся процесс // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 127–136.
25. Соколов Б.А. Пять парадоксов нефтегазовой геологии // Вестник МГУ. 1995. № 2. С. 6–15.
26. Соколов Б.С. Вступительное слово // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 6–8.
27. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир, 1980. 404 с.
28. Хераскова Т.Н. Формационный анализ и современная геодинамика // Геотектоника. 1995. № 4. С. 48–60.
29. Шатский Н.С. О насущных задачах геологии в Советском Союзе // Избранные труды. Т. IV. М.: Наука, 1965. С. 52–55.
30. Щеглов А.Д. Нелинейная металлогения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 6. С. 1471–1474.
31. Щеглов А.Д. О некоторых вопросах нелинейной геологии // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 5–15.
32. Яншин А.Л. Возникновение проблемы эволюции геологических процессов // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 9–20.
33. Яншин А.Л. Вероятная эволюция геофизических полей в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 81–88.
34. Япаскурт О.В. Некоторые аспекты познания процессов литогенеза // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1995. № 6. С. 3–11.
35. Ramos M., Ortiz R., Cerrato Y., Diez-Gil J.L. Nonlinear model for magma solidification // Journ. Phys. Earth. 1995. V. 43. № 1. P. 35–44.

Рецензенты: В.Н. Шолпо, С.А. Куренков

Linearity and Nonlinearity in Geology

Yu. M. Pushcharovsky

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

Linear and nonlinear geological processes are examined in order to clear understanding of their essence and evolutionary trends. The earth as a whole is an open unstable system of a complex nature, displaying a combination of order with chaos and concurrent processes of self-organization, bifurcation, and catastrophism characteristic of the irreversibly evolving planet. A particular attention is paid to "evolution and nonlinearity." Provided that many geological models are based on geodynamic principles, the special role of nonlinear geodynamics is emphasized. It is likely that, in the 21st century, nonlinearity will assume the status of the most general paradigm in the natural and social sciences.

УДК 551.242.2(267)

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В МЕЗОЗОЕ

© 1999 г. Г. Л. Кашинцев, А. А. Шрейдер

Институт океанологии РАН, Москва

Поступила в редакцию 13.11.98 г.

В пределах Прото-Индийского океана выделены пять тектоно-магматических провинций, две из которых могут быть объединены в одну суперпровинцию. В каждой провинции отмечаются три типа структур, характерных для начальных этапов океаногенеза. Эти структуры связаны с однонаправленным процессом формирования океанического бассейна и сложены последовательно сменяющимися во времени континентальными траппами, океанскими рифтовыми базальтами, а затем плато-базальтами тектоно-вулканических поднятий, заложившихся на субконтинентальной или океанической коре.

В Индийском океане в мезозое эта последовательность нарушена во времени и пространстве. Три системы различно ориентированных палеомагнитных аномалий создают картину нелинейного рифтогенеза. Провинции с континентальным трапповым магматизмом существуют в течение длительного периода (более 100 млн. лет) и проявляются в различных частях океана в различное время. Рифтогенез в большинстве случаев предшествует трапповому магматизму, а последний в свою очередь не всегда приводит к последующему океанскому рифтогенезу (Австрало-Антарктическая провинция).

В отдельных существенно разобренных в пространстве провинциях одновременно может проявляться океанский рифтогенез (Мозамбикская котловина, 122 млн. лет) и трапповый континентальный магматизм (Юго-Западная Австралия, 123 млн. лет).

В целом на примере крупных мезозойских тектоно-магматических провинций Индийского океана показано, что здесь линейный характер океаногенеза нарушен, а формирование коры представляет собой довольно хаотичный процесс.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение пространственных и временных особенностей проявления магматизма Индийского океана представляет значительный интерес в связи с тем, что этот океан разделяет совершенно разные по строению, геологической истории и геодинамике два крупнейших океана Земли: Тихий и Атлантический. В его развитии не выявляется линейных закономерностей в размещении основных структур. Океаногенез в данном случае явился результатом нелинейных геодинамических процессов, обусловивших появление четырех крупных провинций, каждая из которых несет индивидуальные структурные черты [7, 8], заметные еще на мезозойском этапе океаногенеза. Отсюда весьма интересны вопросы геодинамики начальных этапов формирования океана и соотношения геодинамики и магматизма в процессе заложения эмбриональных океанических бассейнов.

Ранее нами рассматривались вопросы общей геологической истории океана [5, 12]. Однако при этом было уделено недостаточно внимания крупным магматическим провинциям, играющим ключевую роль в расшифровке первичных океанических структур, а также назревшим вопросам нели-

нейности процессов магматизма, которые пока еще слабо освещены в научной литературе [6].

Достаточно хорошо известно, что геодинамические процессы и магматизм тесно связаны между собой, однако имеющиеся в настоящее время палеореконструкции не раскрывают эту связь в достаточной мере. Это относится и к литературе по Индийскому океану, причем особенно это касается длительных отрезков истории формирования океана. С этой точки зрения настоящее исследование является одной из немногих попыток рассмотреть процессы тектоники, геодинамики и магматизма совместно и проанализировать их причинно-следственные связи.

Выделяя отдельные тектоно-магматические провинции, мы сопоставляли свои схемы с известным эталонным ходом эволюции магматизма при океаногенезе [21, 57]. Этот процесс развивается по схеме: континентальные траппы – рифтогенез, базальты срединно-океанических хребтов (СОХ) – вулканические поднятия на океанической коре, океанические плато-базальты. Следует отметить, что часть древних океанических поднятий, например, таких, как Кергелен (особенно его южная часть), Афанасия Никитина, могли сформироваться при “океанизации” утоняющейся

континентальной коры (стадия Афарской депрессии в Красноморском регионе). Об этом свидетельствуют последние работы некоторых исследователей [17, 30, 38].

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Мезозойский этап формирования Индийского океана охватывает период около 100 лет от поздней юры до конца позднего мела. В течение такого длительного отрезка времени сформировалось довольно большое количество структур типа океанических бассейнов. Однако определение абсолютного возраста пород, слагающих эти структуры, ограничивается в подавляющем числе случаев материалами бурения. При этом количество скважин, вскрывших мезозойские структуры, невелико. Поэтому приходится прибегать к площадной возрастной привязке структур, используя данные идентификации линейных магнитных аномалий, позволяющих реконструировать положение структур океанского дна в геологическом прошлом.

Важнейшей основой реконструкций служит геохронологическая шкала. Ни один из известных вариантов шкалы не является совершенным, работа над ней постоянно продолжается [13, 14]. В настоящей статье при выделении магматических провинций мы используем палеогеодинамические реконструкции, основанные на данных о палеомагнитных аномалиях и результатах бурения дна, а также геохронологические датировки, опирающиеся на наиболее современные [13, 14, 18, 29] версии шкалы.

Рассчитанные на ЭВМ координаты эйлеровых полюсов конечного вращения и углы поворотов Индийской, Австралийской, Африканской и Антарктической литосферных плит приведены в таблице.

Интенсивные исследования последнего тридцатилетия позволили получить значительное количество информации об истории геологического развития различных структур дна акватории и восстановить общую схему формирования дна. Многочисленные палеогеодинамические реконструкции, охватывающие литосферные плиты Индийского океана [3, 4, 12, 15, 24, 27, 35, 36, 42, 44, 45, 47, 49, 52, 53], свидетельствуют о том, что в пределах акватории линейные палеомагнитные аномалии разделяются на относящиеся к современным рифтам и не сводимые к ним. Это обстоятельство позволяет выделить для Индийского океана три системы палеомагнитных аномалий [10]. Палеомагнитные аномалии, относимые нами к первой системе, сформированы в рифтовых зонах, существующих доньше. Палеомагнитные аномалии второй системы сформированы в рифтовых зонах, прекративших существование в кайнозойское время. Па-

леомагнитные аномалии третьей системы сформированы в рифтовых зонах, прекративших существование в мезозойское время.

Палеогеодинамические реконструкции Индийского океана, анализируемые в настоящей работе, проведены с использованием палеомагнитных аномалий второй и третьей систем, позволяющих воссоздать структурно-тектонический план и важнейшие события истории геологического развития дна Индийского океана в мезозое.

Среди известных в литературе палеогеодинамических реконструкций для мезозоя Индийского океана наиболее современными следует признать реконструкции [11, 12, 15, 49, 50, 52]. Интересные реконструкции, приведенные в работе [48], не снабжены параметрами вращений, и поэтому нет возможности сравнить их с выше цитированными. Исходя из этого, мы для настоящего исследования в основном будем использовать палеогеодинамические реконструкции из работ [11, 49].

Анализ материалов реконструкций свидетельствует, что ранняя история эволюции Индоокеанского региона связана с распадом Гондваны, но имеющиеся геолого-геофизические данные позволили восстановить историю ее распада лишь в первом приближении. Согласно палеогеодинамическим реконструкциям, 165 млн. лет назад (палеомагнитная аномалия M51 [14]) все континенты, обрамляющие в настоящее время акваторию Индийского океана, представляли собой единое целое. Восточный край большой Индии примыкал вместе с Цейлоном к Антарктиде, а западный ее край вместе с Мадагаскаром сочленялся с Африкой. Австралия также представляла собой единое целое с Антарктидой (рис. 1).

В интервале 156–130 млн. лет (палеомагнитные аномалии M51–M10) начался процесс разрастания дна в котловине Арго вдоль осей спрединга, проникших с северо-востока из палеоокеана Тетис, что привело к расхождению Австралии и континентальных масс к северу от нее, включая районы большой Индии [46]. Аналогичный процесс на западе региона привел к расколу между Африкой и Большой Индией к северу от Мадагаскара.

В интервале 130–120 млн. лет (палеомагнитные аномалии M10–M0) наблюдалось продвижение осей спрединга на юг между Австралией и Индией, которые, возможно, проникли и далее, отколов Индию от Антарктиды. В то же время в Сомалийской котловине процесс спрединга затух, по одним датировкам, во время аномалии M0 [20, 54], по другим – во время аномалии M10 [22, 47].

Расколу континентальных плит, слагающих суперконтинент Гондвана, предшествовал активный внутриплитных континентальный магматизм. Он проявился в западной и юго-восточной его частях. На западе в мезозое в конце триаса–начале юры магматизм охватил южный районы Африканской

Параметры конечного вращения литосферных плит

Пары плит	Широта	Долгота	Угол поворота	Литературный источник
165 млн. лет (M51)				
Индийская Антарктическая	3.6° ю.ш.	15.3° в.д.	-92.01°	[36]
Африканская Антарктическая	15.1° ю.ш.	16.5° з.д.	-56.27°	[36]
130 млн. лет (M10)				
Индийская Антарктическая	2.0° ю.ш.	28.1° в.д.	-88.98°	[49]
Африканская Антарктическая	7.2° ю.ш.	27.9° з.д.	-47.71°	[49]
120 млн. лет (M0)				
Индийская Антарктическая	0.8° ю.ш.	9.7° в.д.	-81.97°	[49]
Африканская Антарктическая	7.0° ю.ш.	30.6° з.д.	-38.36°	[49]
110 млн. лет				
Индийская Антарктическая	2.6° ю.ш.	10.3° в.д.	-78.64°	[49]
Африканская Антарктическая	6.3° ю.ш.	31.8° з.д.	-33.16°	[49]
84 млн. лет (C34)				
Индийская Антарктическая	7.8° ю.ш.	10.9° в.д.	-65.10°	[52]
Африканская Антарктическая	2.0° ю.ш.	39.2° з.д.	-17.85°	[50]
68 млн. лет (C31)				
Индийская Антарктическая	9.7° с.ш.	17.4° в.д.	-45.12°	[52]
Африканская Антарктическая	0.6° с.ш.	39.2° з.д.	-11.32°	[50]
64 млн. лет (C28)				
Индийская Антарктическая	17.36° с.ш.	10.81° в.д.	-43.57°	[15]
Африканская Антарктическая	9.09° с.ш.	33.44° з.д.	-12.77°	[15]
Индийская Сомалийская	22.74° с.ш.	25.25° в.д.	-35.67°	[15]
Индийская Австралийская	2.95° ю.ш.	176.77° в.д.	-17.9°	[15]
Австралийская Антарктическая	21.07° с.ш.	23.66° в.д.	-27.4°	[15]

плиты. За этим последовал раскол между Африкой и Антарктидой (аномалия M24 – 153 млн. лет). Однако, судя по наличию аномалии M25 (154 млн. лет), раскол в первую очередь произошел между Индо-Мадагаскарской и Африканской плитами, хотя в этой области опережающего рифтогенез траппового магматизма не наблюдается. При этом следует отметить, что незначительный разрыв во времени позволяет

считать эти события практически одновременными. Траппы Карру в начальные этапы своего проявления охватывают период 203–184 млн. лет. Наиболее древние магматиты представлены долеритами, базальтами и кислыми породами.

Практически одновременно обширный континентальный магматизм охватил юго-восточную часть Гондваны. Плато-базальты изливались на

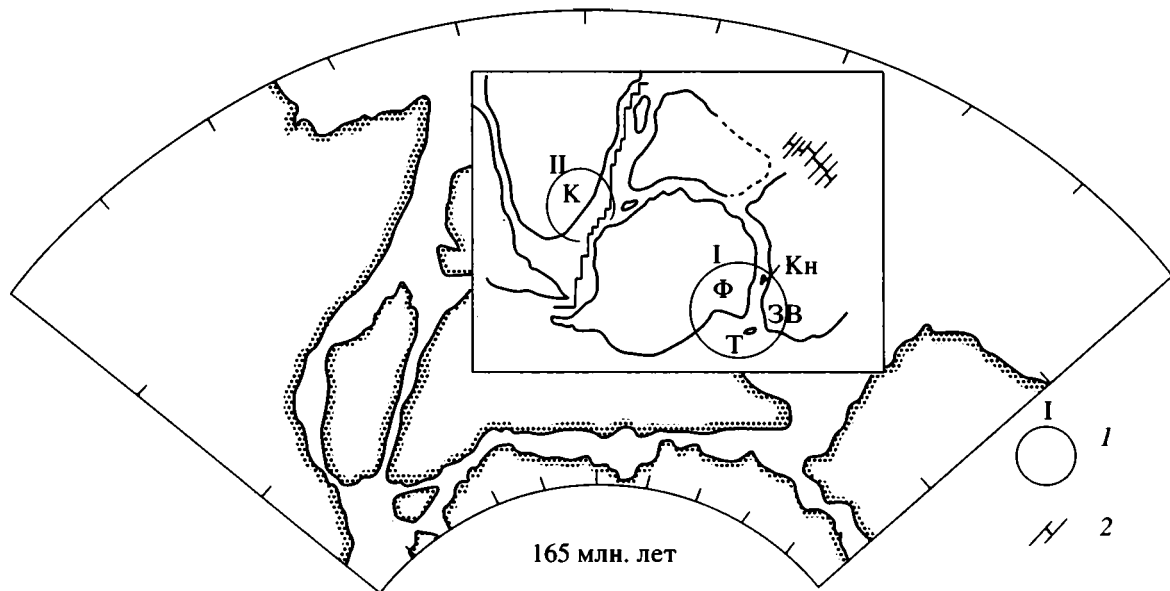


Рис. 1. Палеогеодинамическая реконструкция для времени 165 млн. лет (для реконструкций, приведенных на рис. 1–3, параметры вращения плит сведены в таблице). На врезке дана реконструкция на время 150 млн. лет (интерполяция на интервале 130–150 млн. лет).

1 – магматические провинции; 2 – палеорифты и трансформные разломы.

Магматические провинции: I – Австрало-Антарктическая (магматические комплексы: Ф – траппы Феррара, ЗВ – Западная Виктория, Т – Тасмания, Кн – Кенгуру); II – Африкано-Антарктическая (К – траппы Карру).

Антарктической (базальты серии Феррара) и Австралийской (Западная Виктория, Тасмания, о-в Кенгуру) плит [31]. Этот магматизм не привел к рифтогенезу между Австралийской и Антарктической плитами; рифтогенез начался спустя почти 60 млн. лет в начале позднего мела, около 95 млн. лет назад [19, 55]. Причем наиболее активным рифтогенез стал лишь в эоцене (аномалия 20). Отсюда следует, что не всегда трапповый магматизм непосредственно предшествует рифтогенезу, хотя такая связь и может существовать [21].

Характерной особенностью пород, слагающих траппы Австрало-Антарктической провинции, являются низкие содержания TiO_2 – 0.69 мас. %, Zr – 94, Nb – 5 г/т и высокая степень контаминации пород: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7116$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51155$; $(\text{La}/\text{Sm})_N = 2.4$.

Траппы Карру в этом отношении несколько иные. В них несколько больше K_2O – 0.74–1.7 мас. %, Zr – 128–211, Nb – 5.5–12.7 г/т при меньших отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7055$; $(\text{La}/\text{Sm})_N = 2.5$. При близких отношениях $(\text{La}/\text{Sm})_N$ абсолютные содержания легких редкоземельных элементов (РЗЭ) в траппах Карру выше, чем в траппах юго-восточной Гондваны. Все это свидетельствует о том, что начальные этапы магматизма континентальной Гондваны характеризуются наличием двух отличающихся по составу магматов магматических провинций: Африкано-Антарктической и Австрало-Антарктической (см. рис. 1).

Первые признаки океанической коры Индийского океана фиксируются к северо-западу от Австралии и пространственно никак не связаны с трапповым магматизмом на противоположной стороне плиты, хотя время появления океанического рифта и океанических базальтов в нем следует практически сразу за наиболее молодыми траппами юго-западной Гондваны (Тасмания – 165 млн. лет). Базальты в котловине Арго (скв. 261, 765) соответственно появились 140–156 млн. лет назад. Наличие древних аномалий M24–M25 в Сомалийской и Африкано-Антарктической котловинах не подтверждается данными по базальтам на время заложения рифта. Наиболее древними океаническими базальтами являются магматиты, вскрытые в Мозамбикской котловине (скв. 249), возраст которых составляет 122 млн. лет и относится к началу раннего мела. Сравнение океанических базальтов двух выделенных провинций показывает, что в обоих случаях они относятся к типичным толеитам срединно-океанических хребтов и существенных отличий в их составах не наблюдается. Можно лишь отметить менее титанистый характер базальтов скважины 249 ($\text{TiO}_2 = 0.75$ мас. %), при среднем содержании этого элемента в абиссальных толеитах Австралийской провинции 1.52 мас. %. Толеиты в Мозамбикской котловине имеют также крайне низкое отношение $(\text{La}/\text{Sm})_N = 0.5$. Однако данных по одной скважине явно недостаточно для каких-либо выводов об особенностях состава океанических базальтов на первых этапах формирования

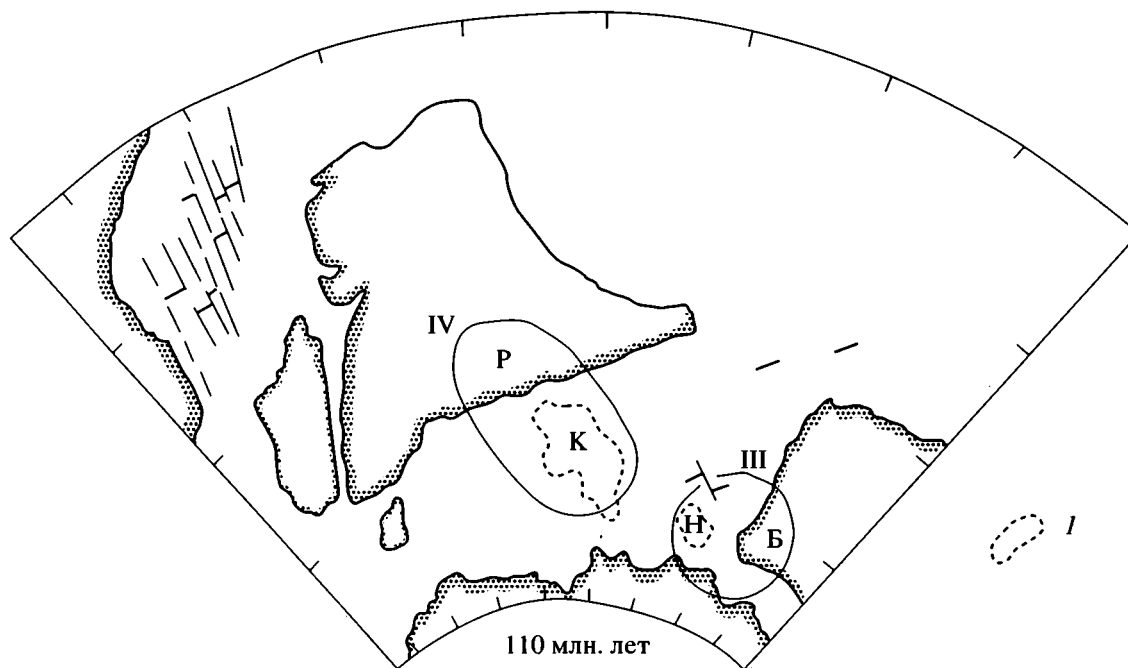


Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция для времени 110 млн. лет (С34).

1 – Тектоно-вулканические поднятия. Остальные условные обозначения см. на рис. 1. Магматические провинции: III – Западно-Австралийская (Б – Банбери, Н – Натуралист); IV – Центральная (Р – Раджмахал, К – Кергелен).

океанической коры Индийского океана. Рифтовый магматизм вдоль северо-западной части Австралийской плиты в валанжине (130 млн. лет) перемещается к южной оконечности Австралии, где в пределах континента (провинция Банбери) и прилегающих океанических поднятиях (Натуралист) проявляется базальтовый вулканизм толеитового и щелочного типа [28, 38]. Вместе с тем продолжается проградация рифта в юго-западном направлении в Пертскую котловину, где формируются толеитовые базальты (скв. 257, 259). Эти магматиты с возрастом 130–112 млн. лет занимают пространственно несколько обособленное положение и могут быть выделены в отдельную Западно-Австралийскую подпровинцию (рис. 2).

В период существования поздне меловой зоны спокойного магнитного поля (палеомагнитные аномалии М0–С34) произошла существенная реорганизация системы спрединга в Индийском океане. Отмерли оси спрединга в котловинах Перт и Арго к северу и западу от Австралии. Отмерла мезозойская система спрединга у побережья Антарктиды и в Мозамбикском проливе. Вместе с тем около 95 млн. лет назад [43, 55] начался процесс раскола между Австралией и Антарктидой. Заложилась ось спрединга хребта Вартон (Кокосового), прото-Центрально-Индийского и Западно-Индийского срединных хребтов [16, 32–34, 41, 50]. Начинается спрединг в Мозамбикской котловине. В это время, видимо, происходит отторжение Ма-

дагаскара от Индии [54] и трансформные смещения в области плато Кергелен.

В этом интервале времени вслед за проявлением магматизма в области юго-западной Австралии начинается активная магматическая деятельность на противоположной стороне организующейся океанической впадины. В восточной части Индийской плиты имеют место трапповые излияния в провинции Раджмахал (117 млн. лет).

Почти одновременно в центральной части океанического бассейна в результате активного магматизма закладывается вулканическое платообразное поднятие Кергелен (114 млн. лет). В данном случае трапповый магматизм на окраинах континентальных плит (Австралийской и Индийской) проявляется позже рифтогенеза между этими плитами. Траппы Банбери и Раджмахал разорваны во времени всего на 10 млн. лет, однако пространственно их разделяют почти 2000 км, а плато Кергелен, соответственно, находится в 1000 км от районов проявления траппов. Вместе с тем следует отметить, что по составу и изотопным характеристикам траппы Австралии и Индии близки. В них одинаковы отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5126$ и 0.5127 соответственно; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.95$ и 17.50 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.59$ и 15.60 ; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1.1$ и 1.8 ; $\text{Zr} = 122$ и 110 ; $\text{Sr} = 228$ и 231 ; $\text{Nb} = 6$ г/т в обоих случаях. Также очень близки содержания в них TiO_2 , K_2O и соотношение РЗЭ. В целом можно сказать, что состав магм

идентичен. Близки по составу к траппам и базальты формирующего поднятия Кергелен. Состав базальтов из скважин и драгированных образцов характеризуется следующими компонентами и параметрами: $TiO_2 = 1.5-2.1$ и $K_2O = 0.32-0.59$ мас. %; $Zr = 108-156$, $Sr = 197-226$, $Nb = 8-9$ г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7047-0.7052$; $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5126-0.5128$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.04-18.18$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.15-15.59$; $(La/Sm)_N = 1.4-1.5$.

Сравнение составов базальтов трапповых областей и вулканических поднятий показывает, что принципиальных различий в них нет. Это позволяет предположить, что в интервале времени 130–114 млн. лет в восточной части Гондваны существовала обширная (до 2000 км в диаметре) магматическая провинция, в пределах которой продуцировались базальтовые расплавы близкого состава, и, судя по изотопным характеристикам, источником их была обогащенная верхняя мантия. Есть все основания считать, что магматиты Западно-Австралийской подпровинции и Центральной провинции (Кергелен–Раджмахал) были частями единой крупной магматической провинции (Индо-Австралийская). Многими исследователями [25, 26, 38, 39, 51, 56] отдельные структуры в центральной и восточной частях Индийского океана (плато Кергелен, плато Натуралиста, Девяностоградусный хребет) связываются с действием плюма, находящегося под плато Кергелен.

Таким образом, в интервале 130–114 млн. лет Австрало-Антарктическая магматическая провинция, представленная близкими по составу контаминированными траппами, сменяется в пространстве Индо-Австралийской магматической провинцией. Происходит как бы перемещение магматической активности в северо-западном направлении с активным расширением зоны магматизма. Еще раз отметим, что в первом случае обширный трапповый магматизм не привел к распаду сопряженных плит – Австралийской и Антарктической. Во втором случае траппы проявились на окраинах уже расколотых плит по обе стороны образовавшегося океанического бассейна. Отсутствие прямой последовательности траппы–рифтогенез, на наш взгляд, отражает нелинейность геодинамических процессов, с одной стороны, а, с другой – заставляет предположить, что в системе структурирование–магматизм ведущую роль играют геодинамические процессы. Они скорее всего являются спусковым механизмом, определяющим латеральное передвижение плит и появление последующего магматизма в результате нарушения сплошности литосферы и проявления процессов декомпрессии в мантии.

Прослеживая дальнейший процесс формирования Индийского океана, приходится “переместиться” еще более к северо-западу, где активные геодинамические и магматические процессы концентрируются между Индийско-Мадагаскарской и

Африканской плитами. Здесь в Западно-Индийской провинции на период 90–85 млн. лет находится начало раскола между Индией и Мадагаскаром, который сопровождается интенсивным вулканизмом в восточной части Мадагаскара [40]. Происходит формирование прото-Аравийско-Индийского хребта. Раздвиг приводит к скупиванию океанической коры в области между хребтом и Мадагаскарской плитой. В результате этого образуется очень сложная структура – Амирантский хребет, сложенный типичными абиссальными океаническими толеитами. Их возраст соответствует середине позднего мела – 82 млн. лет [2]. В пределах Аравийско-Индийского хребта (скв. 236, 239, 707) формируются преимущественно океанические толеиты, часть базальтов представлена подсубщелочными разновидностями (скв. 248).

В Мозамбикской котловине в интервале палеомагнитных аномалий C34–C28 происходит постепенное затухание процесса спрединга. Завершается трансформное смещение между северным и южным секторами плато Кергелен. Происходит дальнейшее формирование Аравийско-Индийского хребта с отделением Индии и Сейшельского блока. Возможно, как результат этих преобразований в пределах Индо-Австралийской провинции 83–82 млн. лет назад появляются более мелкие вулканические поднятия, формировавшиеся на стыке рифтовых зон и трансформных разломов [1]. К ним относятся поднятия Афанасия Никитина и Девяностоградусного хребта (рис. 3). Базальты этих поднятий, при всей близости магматитам траппов и крупных океанических плато, имеют некоторые специфические черты. Их состав становится более пестрым, и они несут черты как базальтов океанических рифтов, так и базальтов обогащенной мантии. Например, по K_2O содержания колеблются от 0.12 (скв. 758) до 0.90 мас. % (скв. 216); $Zr = 73$ и 172 , $Sr = 132-235$ г/т. Толеитовые базальты поднятия Афанасия Никитина отличаются наиболее низкими близкими базальтам срединных хребтов величинами отношений $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7038$; $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5130$ при небольших величинах $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.44$. Отношение $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.59$ и остается тем же, что в траппах или базальтах плато Кергелен [9].

Переход от мезозоя к кайнозой знаменуется значительными по объему излияниями траппов на западном побережье Индии (траппы Декана). В Западно-Индийской провинции, как и в Центральной, траппы проявляются вслед за океаническим рифтингом, а не определяют его. Как и в случае с траппами Банбери и Раджмахал, наряду с контаминированными сериями, присутствуют серии базальтов, практически не затронутых контаминацией (траппы Амбемали) [23, 24]. Их геохимические характеристики почти по всем параметрам (исключая $TiO_2 = 2.5$ мас. % и $Nb = 11$ г/т)

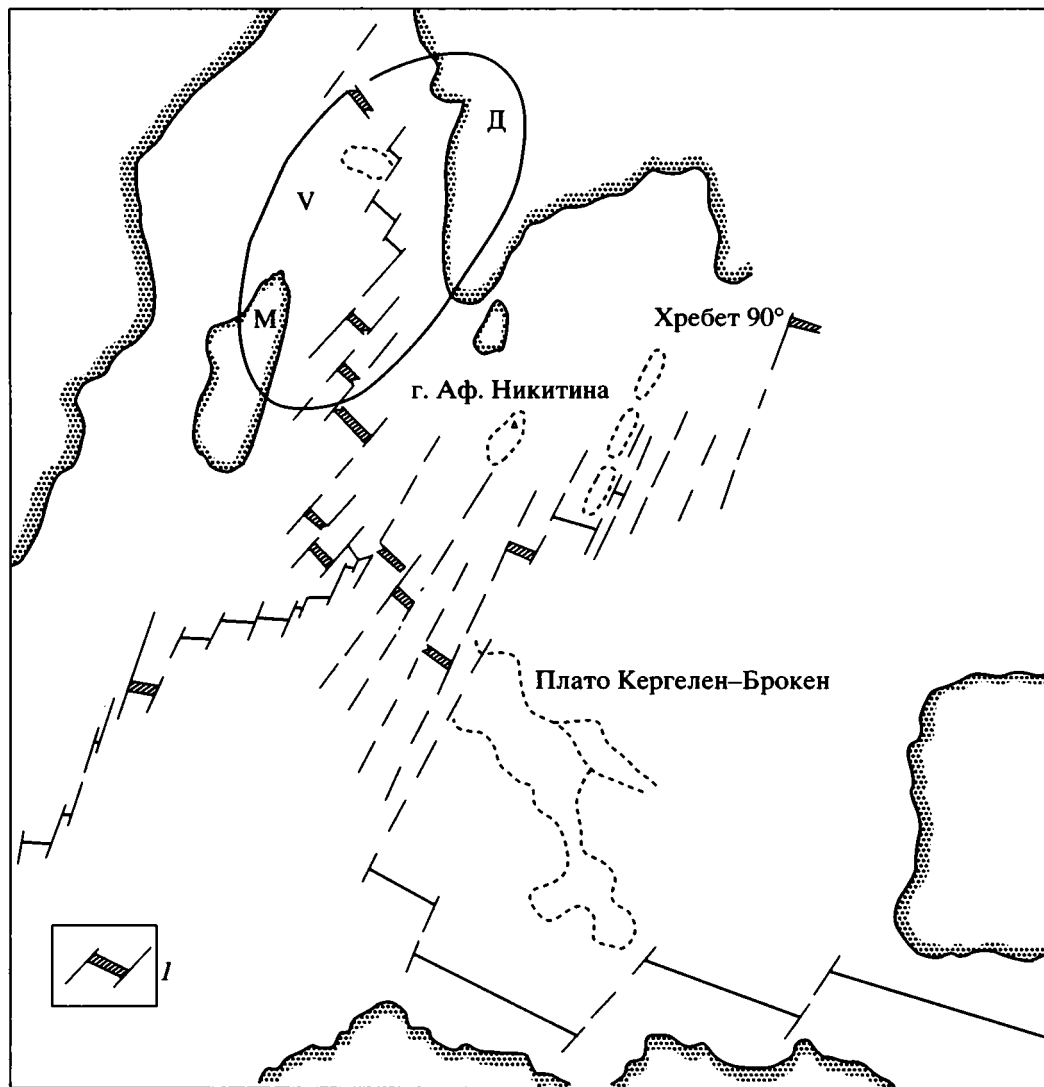


Рис. 3. Палеогеодинамическая реконструкция для времени 63 млн. лет (С28).

1 – палеооси спрединга, восстановленные по совмещенным хронам. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 2. Магматические провинции: V – Западно-Индийская (Д – траппы Декан, М – базальты Мадагаскара).

идентичных составу более ранних траппов. Изотопные отношения неконтаминированных траппов Декана и базальтов Мадагаскара ближе к обедненной мантии, производящей толеиты СОХ. В них при меньших величинах отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7043$ и 0.7036 , соответственно, несколько выше отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5129$. Траппы Декана отличаются и более высокие отношения изотопов свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.10$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.70$), при этом мадагаскарские базальты по этим параметрам ближе к базальтам хребта Девяностого градуса и плато Натуралист ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.83$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.52$). Толеиты Аравийско-Индийского хребта при близости концентраций литофильных элементов характеризуются более низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} =$

$= 0.7035-0.7036$ и высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5130$ по сравнению с океаническими толеитами Центральной провинции, т.е. ближе к обедненной мантии. На это указывают также более низкие отношения изотопов свинца в базальтах скв. 239: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.84$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.45$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере Индийского океана видно, что существующая при расколе континентальных плит последовательная смена во времени траппов океаническими базальтами рифтов, а затем и вулканических поднятий в их пределах не всегда выдерживается. Выделенные в пространстве и времени магматические провинции характеризуются

присутствием всех трех структурных типов магматизма, однако их смена во времени нарушена. Только в западной части Гондваны в Африкано-Антарктической провинции эта последовательность сохраняется (траппы Карру – рифтогенез – поднятие Конрад). Но и в этом случае начальные этапы рифтогенеза проявились значительно севернее области непосредственного проявления траппов.

В трех других крупных провинциях рифтогенез либо опережает появление трапповых серий (Декан, Раджмахал, Банбери), либо проявляется со значительным временным отрывом (юрские траппы Австралии и Антарктиды–Австрало-Антарктическое поднятие). Указанные отклонения от общей направленности континентальный магматизм – океанический рифтогенез связаны с нелинейностью геодинамических процессов, изменивших поступательный ход магматических событий. Наряду с этим, на наш взгляд, определенную роль играют и такие специфические факторы, как различная глубина корней континентов, состав глубинных пород, реологические свойства последних, наличие древних зон проницаемости и другие, проявляющиеся в случайном сочетании.

В целом описанные магматические провинции пространственно совпадают с выделяемыми структурными провинциями Индийского океана за пределами срединно-океанических хребтов [7]. При этом следует отметить, что временные рамки формирования магматических провинций довольно широкие, так что процессы их образования и океанических структур в отдельных провинциях идут параллельно. Например, океанский рифтогенез в Мозамбикской котловине на западе (скв. 249, 122 млн. лет) происходит практически одновременно с началом траппового магматизма на востоке (Австралия, базальты Банбери, 123–130 млн. лет) [28]. Другими словами, в формировании коры океана нет прямой последовательности событий, что исключает представление о единонаправленном линейном ходе океаногенеза.

Авторы искренне благодарны Ю.М. Пуцаровскому за ценные замечания, высказанные во время предварительного просмотра статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-65698).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В., Аношин Г.Н., Сборщиков И.М. Геохимия вулканитов поднятия Афанасия Никитина (Индийский океан) // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 132–147.
2. Геологическое строение Амирантской дуги в Индийском океане. Владивосток: Дальнаука, ТОИ-ДОРАН, 1997. 161 с.
3. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
4. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
5. Кашинцев Г.Л. Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра–палеоцен) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 55–68.
6. Кашинцев Г.Л., Пуцаровский Ю.М. Гетерогенность мантии под океанами и нелинейность магматических процессов // Минеральные ресурсы океанов и морей. С.-Петербург: ВНИИОкеангеология. 1995. С. 38–51.
7. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
8. Пуцаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимодействия между ними. Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
9. Суцеская Н.М., Овчинникова Г.В., Борисова А.Ю. и др. Геохимическая неоднородность магматизма поднятия Афанасия Никитина (северо-восточная часть Индийского океана) // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 146–164.
10. Шрейдер А.А. Распределение относительных мгновенных скоростей спрединга в Индийском океане. Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акватории морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 178–186.
11. Шрейдер А.А. Палеоокеанологическое изучение аномального магнитного поля Индийского океана: Дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ИОРАН, 1989. 395 с.
12. Шрейдер А.А. Особенности раскрытия дна Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. думка, 1990. С. 128–134.
13. Шрейдер А.А. Хронология линейных магнитных аномалий океана // Физика Земли. 1993. № 4. С. 3–19.
14. Шрейдер А.А. Взаимосвязь геомагнитных инверсий с изменениями в природной среде в интервале 160–250 млн. лет // Физика Земли. 1997. № 11. С. 29–33.
15. Шрейдер А.А., Зоненшайн Л.П., Бочарова Н.Ю., Кононов М.В. Палеогеодинамические реконструкции Индийского океана за последние 0–70 млн. лет // Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 147–160.
16. Шрейдер А.А., Лыгин В.А., Стеньшинский С.Б. Хронология дна котловины Вартон // Физика Земли. 1995. № 10. С. 47–51.
17. Borisova A. Yu., Belvatskii B.V., Portnyagin M.V., Sushchevskaya N.M. Petrogenesis of N- of ivinefic suite from Afanasiy Nikitin rise: constraints on participation of continental crust in the genesis of anomalies tholeiitic suites of the Indian ocean // Journal Petrology, 1998 (submitted).

18. *Cande S., Kent D.* Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // *Journ. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 6093–6095.
19. *Cande S., Mutter J.* A revised identification of the oldest sea floor spreading anomalies between Australia and Antarctica // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 58. P. 151–160.
20. *Cochran J.* Somali basin, Chain ridge and origin of the northern Somali basin gravity and geoid low // *Journ. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 11985–1208.
21. *Coffin M., Eldholm O.* Volcanism and continental break-up global complication of large igneous provinces. Magmatism and the causes of continental break-up // *Geol. Soc. Publ.* 1992. № 68. P. 17–30.
22. *Coffin M., Rabinowitz P.* Reconstruction of Madagascar and Africa: evidence from Davies fracture zone and Western Somali Basin Crust // *Journ. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 9385–9406.
23. *Cox K., Hawkesworth C.* Geochemical stratigraphy of the Deccan traps an Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic process // *Journ. Petrol.* 1985. V. 26. № 2. P. 355–357.
24. *Curry, Emmel F., Moore D., Raitt R.* Structure, tectonics and geological history of the Northeastern Indian ocean // *The ocean basins and margins.* Plenum press, 1982. V. 6. P. 399–450.
25. *Davies H., Sun S., Frey F., Gautier I., McCulloch M., Price R., Bassias Y., Klootwijk C., Leclair L.* Basalt basement from the Kerguelen plateau and the trail of the DUPAL plume // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 103. P. 457–469.
26. *Duncan R.* Geochronology of basalts from the Ninetyeast ridge and continental dispersion in the eastern Indian ocean // *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 1978. V. 4. P. 283–405.
27. *Fisher R., Sclater J.* Tectonic evolution of the Southwest Indian ocean since the mid-Cretaceous: Plate motion and stability of the pole of Antarctica/Africa for least 80 Myr // *Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.* 1983. V. 73. P. 553–576.
28. *Frey F., McNaughton N., Nelson D., Delaeter J., Duncan R.* Petrogenesis of the Bunbury basalts, Western Australia: interaction between the Kerguelen plume and Gondwana lithosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 144. P. 163–183.
29. *Gradstein F., Agterberg F., Ogg J., Hardenbol J., Veen P., Thierry J., Huang Z.* A Mesozoic Time Scale // *Journ. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 24051–24074.
30. *Hassler D.R., Shimizu N.* The osmium isotopic composition of peridotite xenoliths from the North eastern Kerguelen // *Journal of conference abstracts.* Cambridge Publication, 1996. V. 1. № 1. P. 237.
31. *Hergt J., Peate D., Hawkesworth C.* The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 105. № 1/3. P. 134–148.
32. *Larson R.* Late Jurassic sea-floor spreading in the eastern Indian ocean // *Geology.* 1975. V. 3. P. 69–71.
33. *Larson R.* Early Cretaceous breakup of Gondwanaland off Western Australia // *Geology.* 1977. V. 5. P. 57–60.
34. *Larson R., Mutter J., Diebold J., Carpenter G.* Cuvier basin: a product ocean crust formation by early cretaceous rifting off Western Australia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 45. P. 105–114.
35. *Lawver L., Sclater J., Meinke L.* Mesozoic and cenozoic reconstructions of the south Atlantic // *Tectonophysics.* 1985. V. 114. P. 233–254.
36. *Lawver L., Scotese C.* A revised reconstruction of Gondwanaland // *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics // Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. Ser.* 1987. V. 40. P. 17–23.
37. *Mahoney J.* Decan traps // *Continental flood basalts.* Kluwer press, 1988. P. 151–194.
38. *Mahoney J., Jones W., Frey F. et al.* Geochemical characteristics of lavas from Broken ridge, the Naturaliste plateau and southernmost Kerguelen plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian ocean // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. № 3–4. P. 315–345.
39. *Mahoney J., Macdougall J., Lugmair G., Gopalan K.* Kerguelen hotspot source for Rajmahal traps and Ninetyeast Ridge // *Nature.* 1983. V. 303. P. 385–389.
40. *Mahoney J., Nicollet C., Dupuy C.* Madagascar basalts. Tracking oceanic and continental sources // *Earth Planet Sci. Lett.* 1991. V. 104. № 2/4. P. 350–363.
41. *Mark R.* Evidence for the breakup of eastern Gondwanaland by the early Cretaceous // *Nature.* 1974. V. 251. P. 196–200.
42. *McKenzie D., Sclater J.* Evolution of the Indian ocean since the late Cretaceous // *Geophys. J. Roy. Soc. London,* 1971. V. 25. P. 437–528.
43. *Mutter J., Hegarty K., Cande S., Weissel J.* Breakup between Australia and Antarctica: a drift review in the light of new data // *Tectonophysics,* 1985. V. 114. P. 255–279.
44. *Norton J., Sclater J.* A model of the evolution of the Indian ocean and breakup of Gondwanaland // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 6803–6829.
45. *Powell C., Luyendyk B.* The sea-floor spreading history of the eastern Indian ocean // *Mar. Geoph. Res.* 1982. V. 5. P. 225–247.
46. *Powell C., Roots S., Vevers J.* Pre breakup continental extension in east Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian ocean // *Tectonophysics.* 1988. V. 155. P. 261–283.
47. *Rabinowitz P., Coffin M., Falvey D.* The separation of Madagascar and Africa // *Science.* 1983. V. 220. P. 67–69.
48. *Roeser H., Fritsch J., Hinz K.* The development of the crust off Dronning Maud land. East Antarctica // *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break up.* Geol. Soc. Spec Publ. London, 1996. № 108. P. 243–264.
49. *Royer J., Coffin M.* Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen plateau region // *Proc. Ocean Drill. Sci. Res.* V. 120. College St., 1992. P. 917–928.
50. *Royer J., Patriat P., Bergh H., Scotese C.* Evolution of the southwest Indian ocean Ridge from the late cretaceous (anomaly 34) to middle eocene (anomaly 20) // *Tectonophysics.* 1988. V. 155. P. 235–260.
51. *Royer J., Pierce J., Weissel J.* Tectonic Constraints on hotspot of the Ninetyeast ridge // *ODP Sci. Results.* 1991. V. 121. College Station TX. P. 763–776.

52. Royer J., Sandwell D. Evolution of the eastern Indian ocean since the late Cretaceous: constraints from GEOSAT altimetry // Journ. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 13755–13782.
53. Scotese R., Gahagen L., Larson R. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 27–48.
54. Segoufin J., Patriat P. Existence de anomalies mesozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique–Antarctique–Madagascar // C. R. Acad. Sci. Paris, 1980. V. 291 (B). P. 85–88.
55. Veevers J. Breakup of Australia and Antarctica estimate as mid cretaceous (95 + 5 MA) from magnetic and seismic data at the continental margin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 77. № 1. P. 91–99.
56. Weins D., Frey F.A. Role of the Kerguelen plume in generating the eastern Indian ocean seafloor // Journ. Geophys. Res. 1996. V. 101. № B6. P. 13831–13849.
57. White R.W., Mckenzie D.P. Magmatism of rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // Journ. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B6. P. 7685–7729.

Рецензент: Ю.М. Пуцаровский

Mesozoic Tectonics, Geodynamics and Magmatic Provinces of the Indian Ocean

G. L. Kashintsev and A. A. Shreider

Institute of Oceanology, ul. Krasikova 23, Moscow, 117218 Russia

The Proto-Indian ocean is divided into five tectonomagmatic provinces, two of which may be considered as one superprovince. Three types of structures characterizing initial stages of oceanic crust formation are recognized in each province. These structures of oceanic basin were formed by successive eruptions of lavas corresponding in composition to continental traps, oceanic-rift basalts, and plateau basalts of tectonovolcanic rises with subcontinental or oceanic basement. In the Mesozoic, this sequence of events was disturbed in time and space. Three distinct systems of magnetic anomalies suggest the nonlinear type of rifting. Provinces of continental trap magmatism originated in different parts of the ocean at different stages of a long period of evolution (more than 100 m.y.). Rifting generally preceded the inception of trap magmatism, and the latter not always was a precursor of subsequent oceanic rifting (Australian–Antarctic province). In some essentially distant provinces, manifestations of oceanic rifting (Mozambique basin, 122 Ma) and continental trap magmatism (southwestern Australia, 123 Ma) were concurrent. The considered example of large Mesozoic magmatic provinces in the Indian ocean shows in general that the linear character of oceanic crust genesis was disturbed here and modified into a rather chaotic process.

УДК 523.036.33(260)

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ АСИММЕТРИЯ СРЕДИННЫХ ХРЕБТОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

© 1999 г. Л. В. Подгорных*, М. Д. Хуторской**

*ВНИИОкеангеология, С.-Петербург

**Российский университет дружбы народов, Москва

Поступила в редакцию 21.09.98 г.

Приведены результаты статистического анализа распределения теплового потока в структурно-морфологических зонах вдоль геотраверсов, пересекающих Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие, Аравийско-Индийский, Мальдивский и Центрально-Индийский хребты. Обнаружены статистически значимые различия средних значений теплового потока на склонах хребтов и в смежных абиссальных котловинах. Сопоставление геотермической асимметрии со структурно-морфологическими и геофизическими данными позволило предложить модели для объяснения этого явления. Предполагается, что уже после формирования океанической коры образовались вторичные неоднородности в структуре литосферы, обусловившие геотермическую асимметрию. Сделано предположение, что модель ортодоксального спрединга не согласуется с новыми фактическими данными.

Применение компьютерных технологий для обработки больших геофизических банков данных позволило выявить пространственные закономерности распределения физических полей на планете. В 1996 г. авторами был сформирован банк геотермических данных и соответствующая система управления для него. Банк включал более 22 тыс. измерений теплового потока на планете [17]. Процедура графической обработки содержания банка позволила создать “Карту Планетарного теплового потока” масштаба 1 : 30 000 000 [11]. Дальнейшее рассмотрение этих данных привело к выводу о возможности осуществить статистический анализ геотермических материалов по отдельным геотраверсам Мирового океана с целью выявления общих закономерностей, присущих отдельным морфоструктурам, пересекаемым этими геотраверсами. Ранее такие обобщения не проводились из-за отсутствия необходимой цифровой информации по океаническим регионам.

Детальные исследования теплового потока на склонах срединно-океанических хребтов и в смежных абиссальных котловинах показали, что его распределение относительно оси хребта не везде симметрично, а является более сложным и зависящим от многих особенностей тектонического строения и развития литосферы этих зон [10, 12, 18, 24].

С целью проверки этих выводов статистическими методами авторами были проведены исследования геотермической асимметрии по геотраверсам в Атлантическом (Анголо-Бразильский, Канаро-Багамский, 2° с.ш., 19° с.ш., 45° с.ш., 31° ю.ш.), Тихом (12° с.ш., 0°, 15° ю.ш.) и Индийском (6° ю.ш., 10° ю.ш., 18° ю.ш., 23° ю.ш.) океанах.

Геотермическая асимметрия Срединно-Атлантического хребта

Асимметрия различных геофизических полей и структурно-морфологических особенностей крыльев срединных хребтов установлена для обширных участков экваториальной зоны Атлантики и весьма вероятна для системы Срединно-Атлантического хребта в целом [7, 8, 23].

В Атлантическом океане нами были выбраны шесть участков с наиболее полной информацией по тепловому потоку: широтные геотраверсы вдоль 45° с.ш. в полосе 43–47° с.ш. при протяженности профиля от 55 до 0° з.д. (анализ данных производился по 153 измерениям); Канаро-Багамский геотраверс, проходящий по 25° с.ш. в полосе от 20–30° ю.ш. при протяженности профиля от 85 до 15° з.д. (386 измерений теплового потока); геотраверс по 19° с.ш. в полосе 17–21° с.ш. при протяженности геотраверса от 55 до 25° з.д. (42 измерения теплового потока); геотраверс 2° с.ш. вдоль разлома Сан-Паулу при ширине от 0 до 5° с.ш. протягивается от 45 до 2° з.д. (97 измерений теплового потока); Анголо-Бразильский геотраверс, ограниченный координатами 5–20° ю.ш., 40° з.д. – 15° в.д. (266 измерений) и геотраверс 31° ю.ш. в полосе шириной 27–33° ю.ш. и протяженностью 40° з.д. – 10° в.д. (33 измерения теплового потока) (рис. 1).

В результате проведенного анализа геотермических данных были получены статистические характеристики теплового потока в пределах отдельных морфоструктур и проведено сравнение однотипных совокупностей для проверки значимости различий средних (табл. 1).

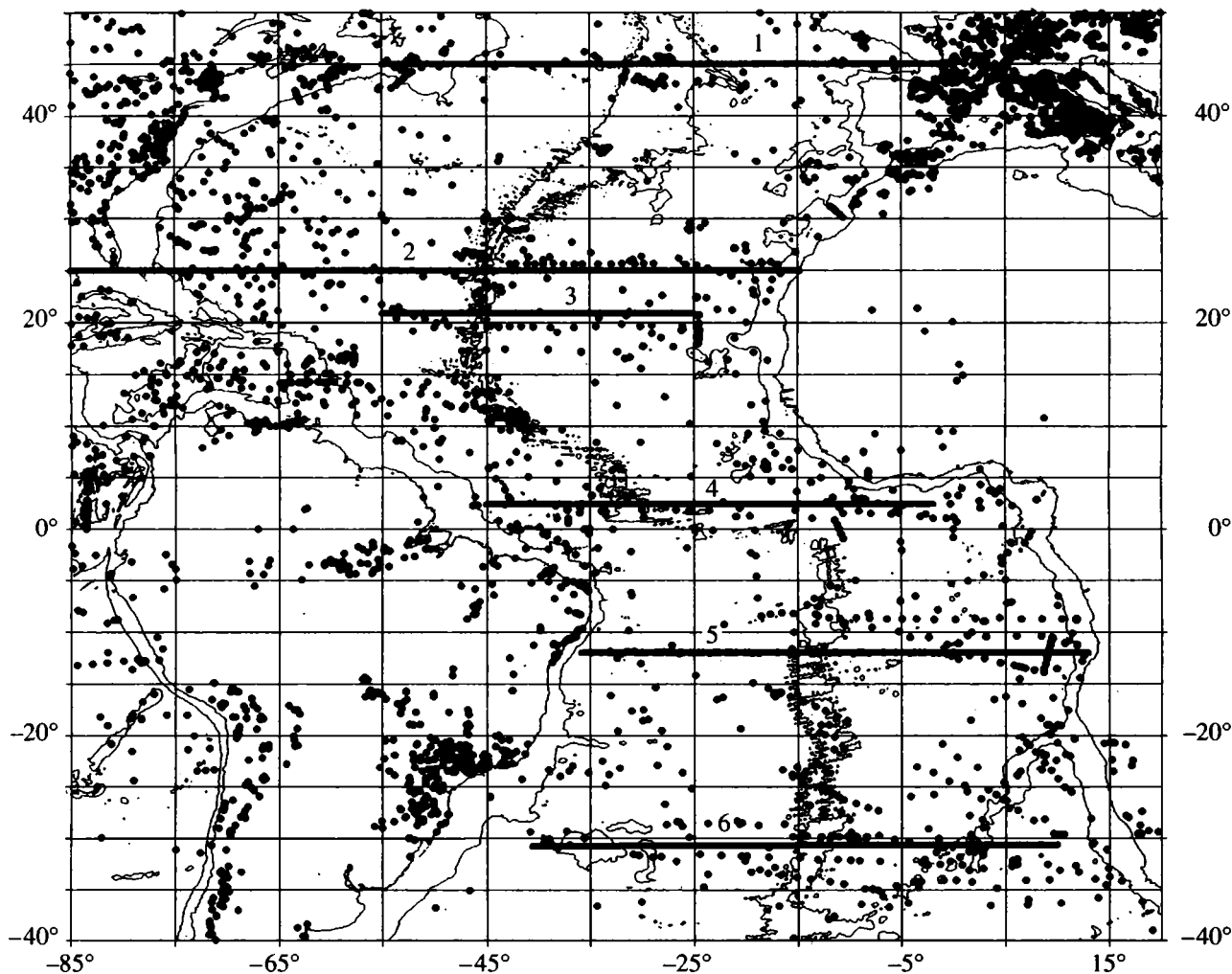


Рис. 1. Схема расположения исследованных геотраверсов в Атлантическом океане.

Цифрами обозначены геотраверсы: 1 – 45° с.ш.; 2 – Канаро-Багамский; 3 – 19° с.ш.; 4 – 2° с.ш.; 5 – Анголо-Бразильский; 6 – 31° ю.ш. Точками на рис. 1, 4 и 6 показано расположение станций измерений теплового потока.

Как видно из таблицы, сравнительный статистический анализ по всем вышеуказанным профилям с помощью t-теста показал значимое отличие средних значений теплового потока для склонов хребта по геотраверсам 45° с.ш., Канаро-Багамскому, 2° с.ш., Анголо-Бразильскому и 31° ю.ш.; для абиссальных котловин – по геотраверсам 2° с.ш., Канаро-Багамскому, Анголо-Бразильскому и 31° ю.ш.

Рассматривая эти данные, можно отметить следующее.

1. В пределах всех изученных геотраверсов северной и южной Атлантики наблюдается неоднородность в среднем тепловом потоке западного и восточного крыльев Срединно-Атлантического хребта.

2. Гребневая зона Срединно-Атлантического хребта, как это неоднократно отмечалось и ранее (см., например, [19]), характеризуется высокими

средними значениями и большой дисперсией данных теплового потока, что объясняется влиянием конвективного теплопереноса в активной вулканической зоне хребта.

3. Анализ данных теплового потока в абиссальных котловинах показал некоторое увеличение его среднего значения в западных котловинах (55–63 мВт/м²) по сравнению с восточными, где средний тепловой поток равняется (46–57 мВт/м²). Исключением является тепловой поток на геотраверсе 31° ю.ш., где он составляет 32 мВт/м² в Бразильской абиссальной котловине.

Геотермическую и структурную асимметрию хорошо видно на блок-моделях по Канаро-Багамскому и Анголо-Бразильскому геотраверсам (рис. 2, 3). Большинство геотермических данных по этим геотраверсам были получены во время многолетних экспедиционных геолого-геофизических исследований ВНИИОкеангеология, направ-

Таблица 1. Результаты статистической обработки геотермических данных по геотраверсам Атлантики

Геотраверс	Средний тепловой поток/стандартное откл., мВт/м ²						
	склоны хребта			абиссальные котловины			Гребневая зона
	Западный	Восточный	t-тест	Западная	Восточная	t-тест	
45° с.ш.	52 ₁₈ /21 ¹	58 ₁₆ /23	+ ²	–	69 ₅₃ /18	Не определен	189 ₁₁ /102
Канаро-Багамский	50 ₃₁ /26	44 ₂₈ /21	+	52 ₂₃₁ /14	46 ₇₆ /14	+	177 ₁₁ /97
19° с.ш.	40 ₂₁ /15	43 ₆ /15	–	–	55 ₁₅ /22	Не определен	–
2° с.ш.	55 ₁₇ /21	51 ₆ /16	+	54 ₁₃ /7	59 ₃₃ /10	+	64 ₂
Анголо-Бразильский	61 ₇₆ /24	41 ₆₇ /23	+	60 ₆₃ /21	50 ₄₉ /16	+	75 ₁₁ /100
31° ю.ш.	39 ₁₃ /21	34 ₈ /14	+	32 ₄ /10	56 ₈ /13	+	–

Примечание: ¹ – в нижнем регистре – количество измерений; ² – статистически значимое отличие выборок – (+), незначимое отличие – (–).

ленность которых состояла в изучении глубинно-геолого-геофизического строения акватории по геотраверсам Атлантического океана [2, 3, 6, 7, 9, 14].

На примере наиболее хорошо изученного Анголо-Бразильского геотраверса обсудим причины наблюдаемой геотермической асимметрии Срединно-Атлантического хребта.

В пределах Анголо-Бразильского геотраверса выполнены детальные измерения теплового потока, гравитационного и магнитного полей, рельефа дна, проведен большой объем сейсмических исследований.

Морфоструктура дна вдоль геотраверса подчиняется традиционной схеме строения трансокеанических структур [6]. В центральной части геотраверса располагается Срединно-Атлантическое поднятие, по обе стороны от которого лежат абиссальные плиты (Ангольская и Бразильская котловины) и сопряженные с плитами окраинно-материковые флексуры (Африканский и Южно-Американский континентальные склоны с подножьями). Перечисленные структуры первого порядка осложнены системой подчиненных и наложенных морфоструктур: выделяются мозаично-ячеистые и линейно-грядовые поднятия, плато, трюги, вулканические постройки центрального типа (см. рис. 2). Несмотря на плавные в целом сопряжения структур, продольные относительно срединного хребта зоны контактируют по сбросам. Исходя из ландшафтных характеристик (размер, амплитуда, выдержанность ориентировки), отмечается асимметрия крыльев срединного поднятия: при формировании базальтового ложа тектоно-магматическая деятельность наиболее интенсивно проявилась на западном “бразильском” крыле [7].

Строение магнитного поля западного и восточного флангов поднятия также асимметрично. Аномалии западного фланга отличаются относительно повышенной интенсивностью (до 150 нТл) и более выдержанной линейностью. Они хорошо идентифицируются до 33-й аномалии включи-

тельно. Аномалии восточного фланга характеризуются сглаженным (до 100 нТл) знакопеременным фрагментарно линейным полем, и корреляция здесь весьма условна [3]. Асимметрия в строении аномального магнитного поля западного и восточного флангов срединного поднятия устанавливается и на геомагнитном разрезе: поверхность нижней кромок намагниченных тел на западном фланге не опускается глубже 12 км, а на восточном – достигает 20 км от поверхности океана.

По данным МОВ ОГТ [7], отмечается существование структурных швов, захороненных под осадочным чехлом. На сейсмическом разрезе они выражаются в виде мощного рефлектора, проходящего через всю кору и смещающего поверхность М. Хотя эти швы не выражены ни в рельефе дна, ни в гравитационном поле, тем не менее их структурный план дает основание предположить асимметрию обусловивших их тектонических процессов. На Ангольском шве наблюдается надвигание океанической литосферы по поверхности палеоконтинентального склона в сторону континента, а на Бразильском – листрическое сползание.

Наблюдаемая асимметрия в глубинной структуре и в магнитном поле склонов и абиссальных котловин вдоль геотраверса связана, естественно, с различием в энергетике геодинамических процессов, о чем можно судить на основании анализа геотермических данных.

Обсуждая причины геотермической асимметрии хребта, можно в первом приближении согласиться с авторами работы [7], которые объясняют ее “...отсутствием единого механизма формирования океанической литосферы” [7, с. 21], но полученные нами результаты заставляют предположить наличие вторичных процессов активизации, которые в большей степени проявились на западном фланге хребта в полосе геотраверса.

Этот вывод основан на расчете времени установления стационарного геотермического режима после “включения” источника тепла. Источник обычно ассоциируется с существованием долгоживущей

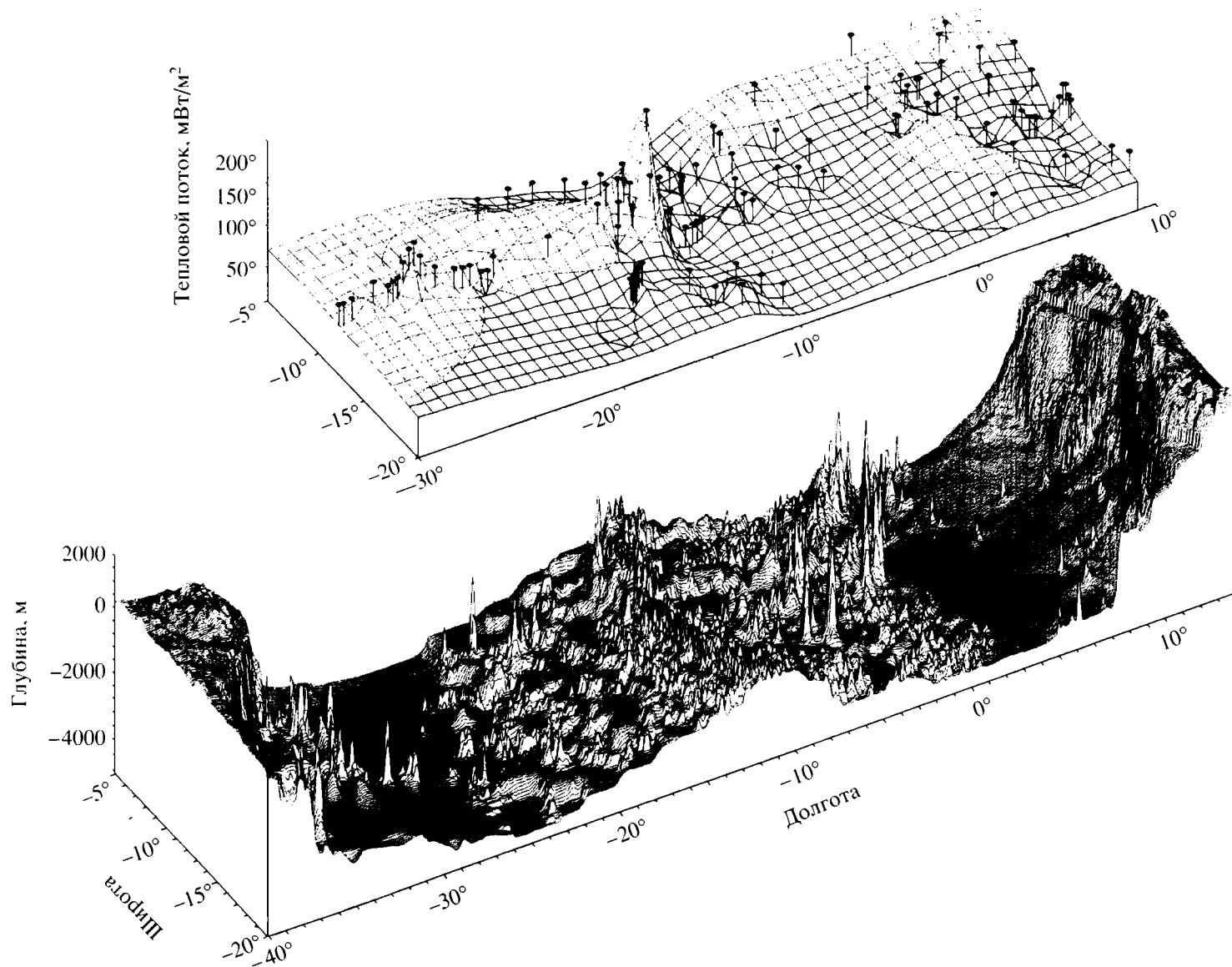


Рис. 2. Блок-модель геотермического поля (вверху) и поверхности дна (внизу) по Анголо-Бразильскому геотраверсу. На верхних блок-моделях этого и следующего рисунков показано размещение станций измерений теплового потока, использованных для статистического анализа.

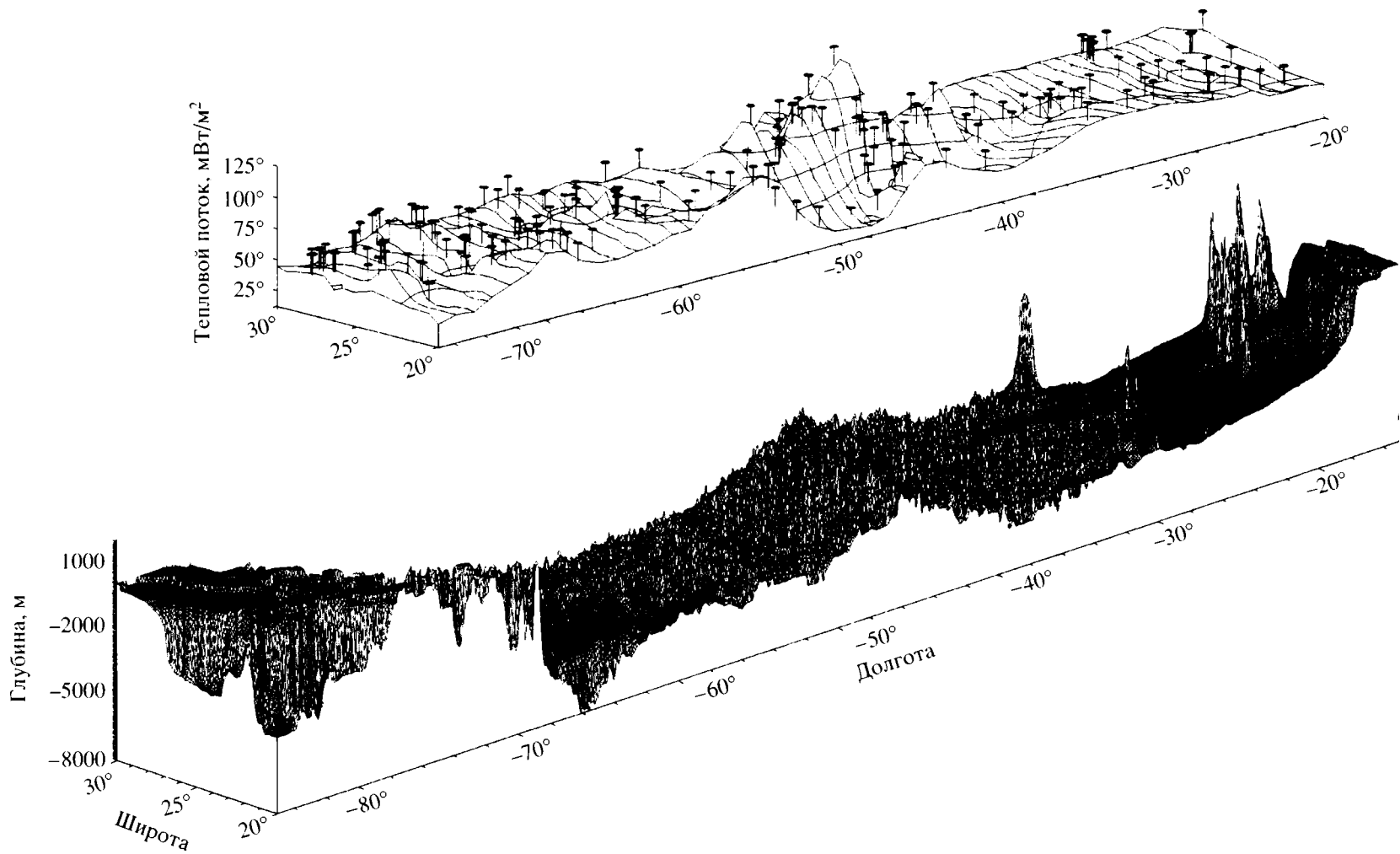


Рис. 3. Блок-модель геометрического поля (вверху) и поверхности дна (внизу) по Канаро-Багамскому геотранверсу.

зоны фракционного плавления мантийного вещества на границе океанической литосферы и астеносферы. Глубина этой границы растет по мере удаления от зоны спрединга, что связано с релаксацией мощности тепломассопотока в срединном хребте и кристаллизацией астеносферного вещества. Если бы асимметрия обуславливалась только различными механизмами формирования океанической литосферы, то при ее мощности в 40–50 км, характерной для полосы между аномалиями № 10 по обе стороны хребта [4], уже через 25 млн. лет (при температуропроводности $a = 5 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$) установится стационарный тепловой режим в литосфере, и различия в тепловом потоке будут сnivelированы.

Можно предположить или разную мощность литосферы с западной и восточной стороны хребта (в этом случае в стационарном геотермическом поле сохранятся различия фоновых значений теплового потока), или действие нестационарных и более поздних геодинамических процессов, изменивших термическую структуру уже сформировавшейся океанской литосферы.

Первое из наших предположений не подтверждается независимыми геофизическими результатами, полученными при изучении геотраверса, а также оценками мощности литосферы по данным о батиметрии дна [22]. Второе предположение более реально, так как структурная неоднородность и наличие наложенных тектонических процессов в сформировавшейся литосфере подтверждается данными магнитометрии и сейсмического профилирования.

Относительное повышение теплового потока на западном фланге хребта может быть обусловлено наличием листрических сбросов, образовавшихся в результате локального растяжения и утонения литосферы, а также наличием возможного наклонного теплового источника на западном склоне хребта. При этом в литосферу могли внедряться дайки мантийных гипербазитов, которые, с одной стороны, уменьшили глубину нахождения нижних кромок намагниченных тел, а с другой стороны, привнесли дополнительное тепло при внедрении в более холодную литосферу. На восточном фланге хребта в результате отмеченного надвигания океанической литосферы на палеоконтинентальный склон произошло “экранирование” глубинного теплового потока, т.е. энергия начала распространяться от более нагретой подошвы литосферы в сторону более холодной кровли палеоконтинентального склона, т.е. внутрь Земли. Естественно, это нестационарный процесс, и неестественное направление распространения энергии в теле планеты должно через некоторое время прекратиться, но при достаточно большой суммарной мощности надвинутых пластин экранирование может растянуться на значи-

тельное время и обусловить уменьшение наблюдаемого теплового потока, что фиксируется практически во всех конвергентных зонах с широким распространением шарьяжных структур [16].

Очевидно, эта интерпретация причин наблюдаемой геотермической асимметрии может быть распространена и на другие регионы Срединно-Атлантического хребта.

Геотермическая асимметрия Восточно-Тихоокеанского поднятия

С целью выявления геотермической асимметрии в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия был проведен анализ данных теплового потока вдоль нескольких наиболее изученных геотраверсов в юго-восточной Пацифике. Выборка измерений теплового потока была сформирована с помощью соответствующего запроса из глобальной компьютерной базы данных, на основании которой была построена “Карта планетарного теплового потока” масштаба 1 : 30 000 000 [11].

Основной объем измерений в этой части Тихого океана был получен американскими и канадскими учеными. Тем не менее около 50 измерений выполнено российскими учеными, в том числе и авторами во время 14-го рейса НИС “Дмитрий Менделеев” и 24-го рейса НИС “Академик Курчатов” [13].

Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет одно из главных звеньев глобальной цепи срединно-океанических хребтов. В юго-восточной части Тихого океана оно служит границей между литосферной плитой Пацифик на западе и плитами Антарктической, Чилийской, Наска и Кокос на востоке. Морфологически поднятие выражено в виде широкого (1000–1200 км) вала с пологими склонами, расчлененными на крупные и мелкие глыбы, среди которых высятся отдельные подводные вулканические горы или вулканические массивы. Параллельно главной оси Восточно-Тихоокеанского поднятия иногда встречаются глыбово-вулканические поднятия относительно небольшой протяженности. Гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия располагается на глубинах 2–3 км, и лишь несколько отдельных вулканов поднимаются до отметок менее 2 км. Высшей точкой хребта в этой части океана является остров Пасхи, расположенный в зоне его сочленения с широтным глыбово-вулканическим хребтом Сала-и-Гомес [5].

Особенностью Восточно-Тихоокеанского поднятия, отличающей его от других срединных хребтов, является отсутствие продольной рифтовой долины и обрамляющей ее хребтов, что объясняется высоким темпом спрединга (до 16 см/год), при котором обильные массы поступающего к поверхности магматического материала полностью заполняют рифтовую долину.

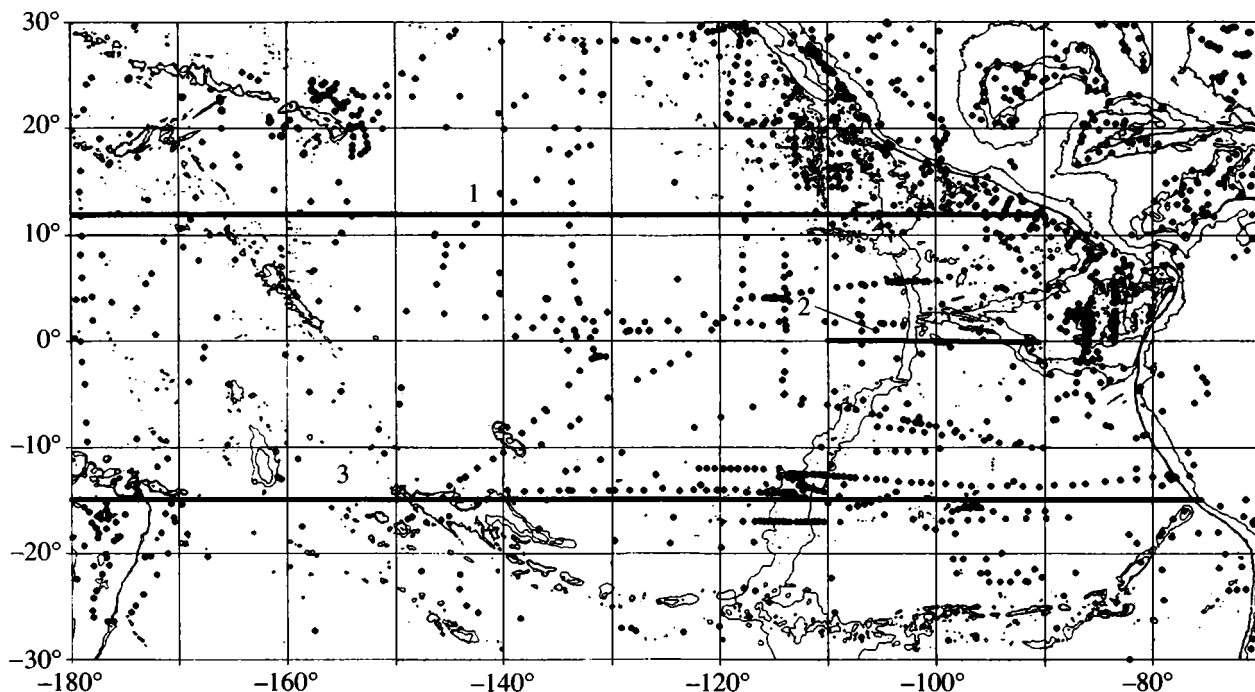


Рис. 4. Схема расположения исследованных геотраверсов в Тихом океане.

Цифрами обозначены геотраверсы: 1 – 12° с.ш., 2 – 0°, 3 – 15° ю.ш. Остальные усл. обозначения см. на рис. 1.

Осадочный слой на поднятии довольно тонкий, а в ряде мест и вообще отсутствует. Второй слой, представленный в основном базальтами, имеет мощность порядка 1 км, а “третий слой”, который, судя по результатам драгировок на разломе Хизена в 24-м рейсе НИС “Академик Курчатов”, состоит из амфиболовых сланцев, имеет мощность 3.6–3.7 км, что почти на 2 км меньше мощности этого слоя за пределами поднятия. Г. Менард в своих работах называл Восточно-Тихоокеанское поднятие мегантиклинальным воздыманием океанской земной коры, в котором слои становятся постепенно все более тонкими по мере приближения к гребню [21].

На всем протяжении Восточно-Тихоокеанское поднятие сочленено многочисленными трансформными разломами, по которым его блоки сдвинуты иногда на значительные расстояния. Например, смещение оси поднятия в разломах Хизена и Тарп трансформной системы Элтанин между 53 и 57° ю.ш. достигает 15° по долготе, т.е. более 1500 км. Характер смещений меняется по простиранию поднятия: к югу от параллели 40° ю.ш. преобладают правосторонние смещения, между 40 и 20° ю.ш. – левосторонние, а севернее 20° ю.ш., вплоть до стыка с широтным Галапагосским поднятием, – опять правосторонние.

Таким образом, простирание Восточно-Тихоокеанского поднятия в Южном полушарии похоже на латинскую букву S, что очень напоминает

морфологию Срединно-Атлантического хребта в Южном полушарии [5].

Многие исследователи также отмечают сходные черты геофизических полей южной части Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия в юго-восточной части Тихого океана [20, 25]. Это сходство выражается в одинаковых величинах аномалий полного вектора геомагнитного поля и гравитационных аномалий в редукции Фая.

Для изучения геотермической асимметрии в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия были обработаны данные по трем геотраверсам, где имеется наибольшая плотность измерений теплового потока (рис. 4). Для статистического анализа было использовано более 150 измерений. Данные объединялись по морфологическому признаку, т.е. для каждого склона или для каждой абиссальной котловины составлялись отдельные выборки.

Статистическое сравнение однотипных выборок с западной и восточной стороны от поднятия проводилось, как и в случае сравнения однотипных морфоструктур в Атлантике, с помощью t-теста (табл. 2).

Приведенные результаты расчета t-теста показали, что в районе геотраверса 12° с.ш. ни склоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, ни абиссальные котловины по разные его стороны (в пределах плит Пацифик и Кокос) статистически неотлич-

Таблица 2. Результаты статистической обработки геотермических данных по геотраверсам Восточно-Тихоокеанского поднятия

Геотраверс	Средний тепловой поток/стандартное откл., мВт/м ²					
	склоны хребта			абиссальные котловины		
	западный	восточный	t-тест	западная	восточная	t-тест
12° с.ш.	115 ₁₁ /61	106 ₁₅ /77	-	58 ₂₇ /36	58 ₃₅ /72	-
0°	74 ₂₉ /52	36 ₂₉ /29	+	Нет данных	Нет данных	Не определен
15° ю.ш.	46 ₂₈ /29	122 ₁₀₅ /83	+	54 ₇₃ /46	79 ₁₀₈ /63	+

мы. В этом случае нет оснований говорить о геотермической асимметрии одноименных морфологических элементов океанического дна с западной и восточной стороны от Восточно-Тихоокеанского поднятия. Их следует объединить в две единые выборки (абиссальные котловины и склоны поднятия) со средними значениями теплового потока 58 мВт/м² соответственно (рис. 5).

Геотермическая асимметрия подтверждена статистически для геотраверсов вдоль экватора и по 15° ю.ш. Из табл. 2 видно, что на экваториальном геотраверсе среднее значение теплового потока на западном склоне поднятия в два раза выше, чем на восточном, и это различие статистически значимо. В южном геотраверсе тоже видна статистически значимая геотермическая асимметрия

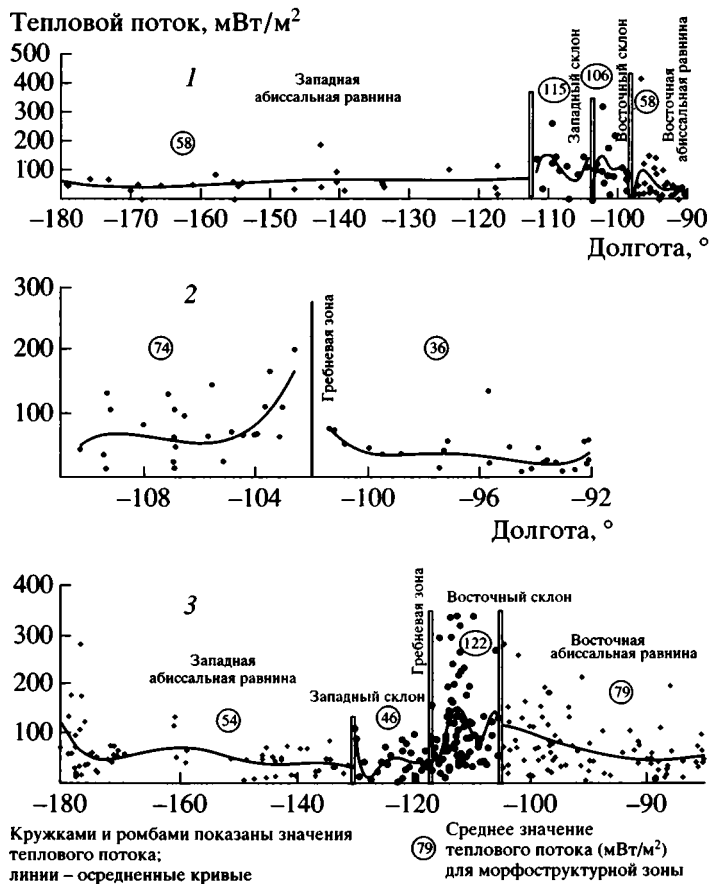


Рис. 5. Профили теплового потока вдоль геотраверсов в Тихом океане.

Геотраверсы: 1 – 12° с.ш.; 2 – по экватору, 3 – 15° ю.ш. Кружками и ромбами показаны значения теплового потока; линии – осредненные кривые. Цифры в кружках – среднее значение теплового потока (мВт/м²) для морфоструктурной зоны.

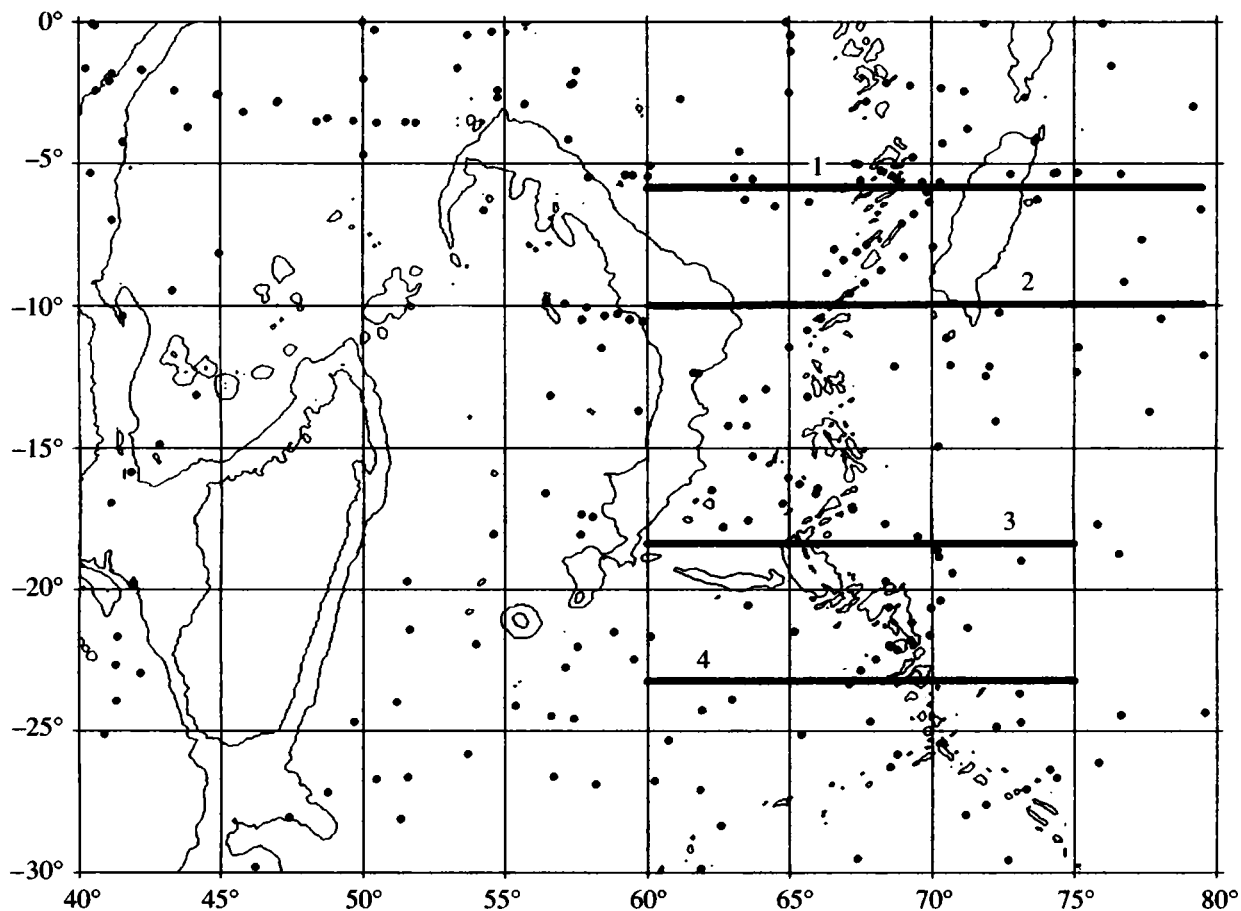


Рис. 6. Схема расположения исследованных геотравверсов в Индийском океане.

Цифрами обозначены геотравверсы: 1 – 6° ю.ш.; 2 – 10° ю.ш.; 3 – 18° ю.ш.; 4 – 23° ю.ш.

однотипных морфологических элементов, но здесь, в отличие от экваториального геотравверса, более прогретыми являются восточные. Особенно ярко геотермическая асимметрия проявляется в пределах склонов поднятия – на восточном склоне тепловой поток в три раза выше (!), чем на западном.

Неоднородный характер асимметрии теплового потока вдоль трех изученных геотравверсов заставляет проанализировать геодинамические обстановки в каждом из регионов.

Что касается северного геотравверса, то отсутствие асимметрии на этом пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия вполне естественно, так как спрединг здесь, судя по идентифицированным магнитным аномалиям, строго ортогонален поднятию по направлению и равен по скорости на его западном и восточном флангах. Какие-либо дополнительные источники глубинного тепла, кроме источника рифтовой природы, в теплофизическом смысле представляющего собой однотипную дайку, здесь не отмечаются.

Район экваториального геотравверса включает ортогональный Восточно-Тихоокеанскому поднятию Галапагосский рифт и впадину Хесса, ко-

торые морфологически выражены восточнее оси поднятия. На первый взгляд кажется странным, что на восточном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия тепловой поток в среднем ниже, чем на западном. Однако если вспомнить, что раскрытие Галапагосского рифта происходит клинообразно в западном направлении, то становится вполне объяснимым повышение теплового потока на западном склоне, так как в “острие клина” сосредоточена максимальная энергия, заставляющая его раскрываться и продвигаться далее на запад. Естественно, что величина этой энергии выражается в тепловом потоке. Можно предположить, что в этом регионе не будет различия в тепловых потоках абиссальных котловин, так как “галапагосский клин” не продвинулся еще в пределы абиссали на плите Пацифик и не имеет там морфологического выражения. Но обоснованный вывод возможен только после проведения измерений теплового потока.

Полоса геотравверса 15° ю.ш. включает на восточном фланге глыбово-вулканическое поднятие Наска, которое пересекает абиссальную котловину (Перуанскую впадину) и примыкает к подножью

Таблица 3. Результаты статистической обработки геотермических данных по геотраверсам в Индийском океане

Геотраверс	Средний тепловой поток/стандартное отклонение, мВт/м ²		
	склоны хребта		
	западный	восточный	t-тест
6° ю.ш.	49 ₁₉ /32	76 ₄ /1.5	+
10° ю.ш.	40 ₃₃ /26	46 ₇ /16	+

Восточно-Тихоокеанского поднятия. Западнее последнего это поднятие не прослеживается. Наблюдаемое повышение теплового потока на восточном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия свидетельствует о современной магматической активности, т.е. о приближении к поверхности дна магматических очагов в этом блоке океанской литосферы.

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

Геотермическая асимметрия Аравийско-Индийского, Мальдивского и Центрально-Индийского хребтов

Для исследования геотермического поля на срединных хребтах Индийского океана были выбраны участки, на которых достаточно данных для анализа распределения теплового потока вкрест простираения хребтов [1]. Эти участки ограничиваются координатами 5–8° ю.ш. и 60–80° в.д. (геотраверс по 6° ю.ш. в пределах Аравийско-Индийского хребта), 5–15° ю.ш. и 60–80° в.д. (геотраверс по 10° ю.ш. в пределах Мальдивского хребта), 15–20° ю.ш. и 60–75° в.д. (геотраверс по 18° ю.ш.), а также 20–25° ю.ш. и 65–75° в.д. (геотраверс по 23° ю.ш.) – оба в пределах Центрально-Индийского хребта (рис. 6).

По данным проведенного анализа не была установлена асимметрия теплового потока в пределах западного и восточного склонов на геотраверсах 23° ю.ш. (среднее значение теплового потока для общей выборки данных составляет $q_{cp} = 70$ мВт/м²), и 18° ю.ш. – $q_{cp} = 18$ мВт/м²). На геотраверсах 6° и 10° ю.ш. была выявлена геотермическая асимметрия Аравийско-Индийского хребта. На западных его склонах средний тепловой поток ниже, чем на восточных (табл. 3). К сожалению, недостаточное количество измерений в абиссальных котловинах вдоль индоокеанских

геотраверсов не позволило провести аналогичный анализ. Асимметрия средних тепловых потоков в пределах склонов особенно ярко выражена на участке тройного сочленения Мальдивского, Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского хребтов в районе 6° ю.ш.

ВЫВОДЫ

Подводя итог выполненному анализу, можно сделать следующие выводы:

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

2. Существующая методика расчета возраста второго слоя океанской коры по геотермическим данным [4, 15 и др.] основана на предположении о равной скорости спрединга по обе стороны от оси океанических хребтов. Именно на этом основании выведена формула, позволяющая рассчитать возраст дна (t) по измерениям теплового потока (q): $q = \lambda T_a / (\pi a t)^{1/2}$, где λ – теплопроводность литосферы, T_a – температура астеносферы, a – теплопроводность, а формула для оценки мощности литосферы (H_L): $H_L = T_s / T_a (\pi a t)^{1/2}$, где T_s – температура солидуса мантийного вещества. Наличие геотермической асимметрии существенно ограничивает применение этих формул и заставляет предположить другую, более сложную модель для количественных оценок параметров океанской литосферы. Проведенные ранее исследования зависимости между оценками возраста океанической коры по магнитным аномалиям и по величине теплового потока не установили значимую их корреляцию [2]. Существование геотермической асимметрии позволяет объяснить причину отсутствия такой корреляции.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-65996).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержицкий Е.В.* Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 131 с.
2. Геолого-геофизический атлас Атлантического океана. М.: МОК ЮНЕСКО, 1989.
3. *Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Осипов В.А.* Структура аномального магнитного поля от срединного хребта до Ангольского шельфа // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: Изд-во Севморгеология, 1986. С. 70–80.
4. *Городницкий А.М.* Строение океанической литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
5. *Живаго А.В.* Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 8–47.
6. *Нарушкин Г.Д., Погребницкий Ю.Е.* Морфоструктура дна Юго-Восточной Атлантики // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: Изд-во Севморгеология, 1986. С. 20–23.
7. *Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И.* Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе // Сов. геология. 1990. № 3. С. 8–22.
8. *Подгорных Л.В.* Тепловой поток в восточной части Анголо-Бразильского геотраверса // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. (Результаты исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе). Л.: Изд-во Севморгеология, 1986. С. 93–101.
9. *Подгорных Л.В.* Тепловой поток в восточной части Канаро-Багамского геотраверса // Геолого-геофизические исследования на геотраверсах Мирового океана. С.-Пб.: Изд-во Севморгеология, 1992. С. 101–103.
10. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Асимметрия распределения теплового потока в Южной Атлантике // Тепловое поле земли и методы его изучения. М.: Изд-во Российского университета дружбы народов, 1997. С. 158–162.
11. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Планетарный тепловой поток (Карта масштаба 1 : 30 000 000 и объяснительная записка к ней). Москва–Санкт-Петербург: Оргсервис ЛТД, 1997, 65 с.
12. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Асимметрия распределения теплового потока вдоль Анголо-Бразильского геотраверса (Южная Атлантика) // Докл. РАН. 1998. Т. 355. № 4. С. 212–215.
13. *Попова А.К., Смирнов Я.Б., Хуторской М.Д.* Геотермическое поле трансформных разломов // Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. С. 78–87.
14. *Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 163 с (Тр. ГИН РАН, вып. 495).
15. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
16. *Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 258 с.
17. *Хуторской М.Д., Тоцицкий В.О., Подгорных Л.В.* Глобальная геотермическая база данных и возможности картирования // Тезисы к I Московскому геотермическому совещанию. М.: МГГА, 1996. С. 23.
18. *Budanov V.G., Ermakov B.V., Podgornykh L.V.* Geophysical asymmetry of the wings of mid-Atlantic ridge(mar): gravity, magnetic fields, heat flow // European Geophysical Society, Annales Geophysical. Part I. Society Symposia. Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Supplement I to Volume 15. SE27. Tectonic evolution and thermal structure at at mid-ocean ridges. 1997. P. 161.
19. *Foster S.E., Simmons G., Lamb W.* Heat flow near a north Atlantic fracture zone // Geothermics. 1974. V. 3. № 1. P. 3–16.
20. *Kuo B.-Y., Forsyth D.W.* Gravity anomalies of the ridge transform system in the South Atlantic between 31 and 34.5°S. Upwelling centers and variation in crustal thickness // Mar. Geophys. Res. 1988. V. 10. P. 205–232.
21. *Menard H.W.* Fracture zones and offsets of the East-Pacific rise // J/ Geophys. Res. 1966. V. 71. № 2. P. 682–685.
22. *Parsons B., Sclater I.C.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow age // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 5. P. 883–891.
23. *Piskarev A.L., Asiafurova E.G., Beljaev I.V., Podgornykh L.V. et al.* Long-term and local changes of the magnetic properties in basalts // On magnetization of the Ocean Crust. Proceed. of Conf. Seattle. 1996. P. 132–134.
24. *Podgornykh L.V., Khutorskoy M.D.* Geothermal asymmetry on the mid-oceanic ridge of Atlantic and Pacific // Proceed. of Intern. Conf. "The Earth's thermal field and related research methods". М., 1998. P. 207–209.
25. *Schouten H.* A firmdamental analysis of magnetic anomalies over oceanic ridges // Mar. Geophys. Res. 1971. V. 1. P. 111–114.

Рецензенты: Ю.М. Пуцаровский, Б.Г. Поляк

Geothermal Asymmetry of Mid-Ocean Ridges in the World Ocean

L. V. Podgornykh* and M. D. Khutorskoi**

* *VNIIOkeangeologia, St. Petersburg*

** *University of Peoples' Friendship, Moscow*

The results of statistical analysis of the heat flow distribution in particular structural–morphological zones along geotraverses, across the Mid-Atlantic Ridge, East Pacific Rise, Carlsberg, Chagos–Laccadive, and Central Indian ridges, are considered. The statistically significant differences in heat flow average values are characteristic of ridge slopes and adjacent abyssal plains. The correlation between geothermal asymmetry and structural–morphological and geophysical data is used as a basis of models clarifying this phenomenon. The geothermal asymmetry is supposed to result from subordinate irregularities in the lithosphere structure, which originated after the oceanic crust formation. The orthodox sea-floor spreading model appears to be discordant with new data.

УДК 551.243.(575.1)

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЮЖНОГО ТАМДЫТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ, УЗБЕКИСТАН)

© 1999 г. И. И. Бабарина

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 25.11.97 г.

В юго-восточной части Тамдытау (Центральные Кызылкумы, Южный Тянь-Шань) наблюдается единый герцинский структурный план для нижнепалеозойских метатерригенных и несогласно перекрывающего их среднепалеозойского терригенно-карбонатного комплексов пород. Палеозойские деформации, проявленные в них, связаны с циклами эволюции Туркестанского палеоокеана [3, 5, 8].

В образованиях нижнего палеозоя сохранились реликты каледонских покровных деформаций аккреционного генезиса, условия проявления которых менялись от эпизональных (конседиментационное покровообразование, формирование олистостромового комплекса) до среднеглубинных (более 10 км), где породы подвергались изменениям до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Каледонское шарьирование происходило с востока на запад (в современных координатах). В условиях эпизона оно сменилось формированием открытых складок западной вергентности. Каледонские структуры занимают поперечное – субмеридиональное положение по отношению к наложенному широтному герцинскому структурному плану.

Каледонская вертикальная структурно-вещественная зональность была нарушена в результате герцинских горизонтальных перемещений аккреционной природы. Движение покровов в современных координатах происходило с севера на юг. Герцинское шарьирование с синхронным метаморфизмом серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации привело к выведению к поверхности (экзгумации) и пространственному совмещению фрагментов каледонской структуры с разной степенью структурно-вещественной переработки, которые принято рассматривать в литературе как стратиграфические подразделения. Герцинский покровный комплекс осложняется несколькими этапами хрупких позднепалеозойских деформаций коллизионного генезиса.

В составе герцинского коллизионного сооружения Южного Тянь-Шаня выделяются раннепалеозойские геологические формации с реликтами проявления каледонского тектогенеза. Одним из районов, где такие формации детально изучались, являются Центральные Кызылкумы, которые расположены в западной части Южного Тянь-Шаня и представляют собой многопокровное шарьяжное сооружение [3, 5–8, 14, 16, 17, 19]. Шарьяжная тектоника отражает процессы, связанные с эволюцией Туркестанского палеобасейна [5, 8].

В данной работе рассматриваются соотношения каледонских и герцинских структурных парагенезов в метатерригенных комплексах нижнего палеозоя юго-восточной части Тамдытау (рис. 1). Целью исследований ставилось изучение каледонской структуры района, реконструкция которой является одним из ключевых моментов для понимания раннепалеозойской геодинамики Кызылкумов. Выявлено сочетание разновозрастных этапов покровообразования, которое привело к образованию сложного мозаичного рисунка, обусловленного поперечным положением каледонских структур по отношению к широтному герцинско-

му плану. В результате герцинского шарьирования были пространственно совмещены ранее удаленные элементы каледонской структуры, сформированные в разных условиях и рассматриваемые в литературе как стратиграфические подразделения.

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Юго-восточная часть Тамдытау сложена метатерригенными неоднородно метаморфизованными образованиями кембрия – силура, которые с угловым и азимутальным несогласием перекрываются терригенно-карбонатными отложениями девона – среднего карбона. Нижнепалеозойские породы представлены толщами разного состава и происхождения, между которыми не сохранилось стратиграфических соотношений. В современной структуре эти комплексы формируют ряд тектонических пластин.

По особенностям внутреннего строения и характеру проявления каледонских деформаций район делится на два домена: Северный и Южный, границей между которыми служит Южно-Бесапантауский разлом (см. рис. 1).

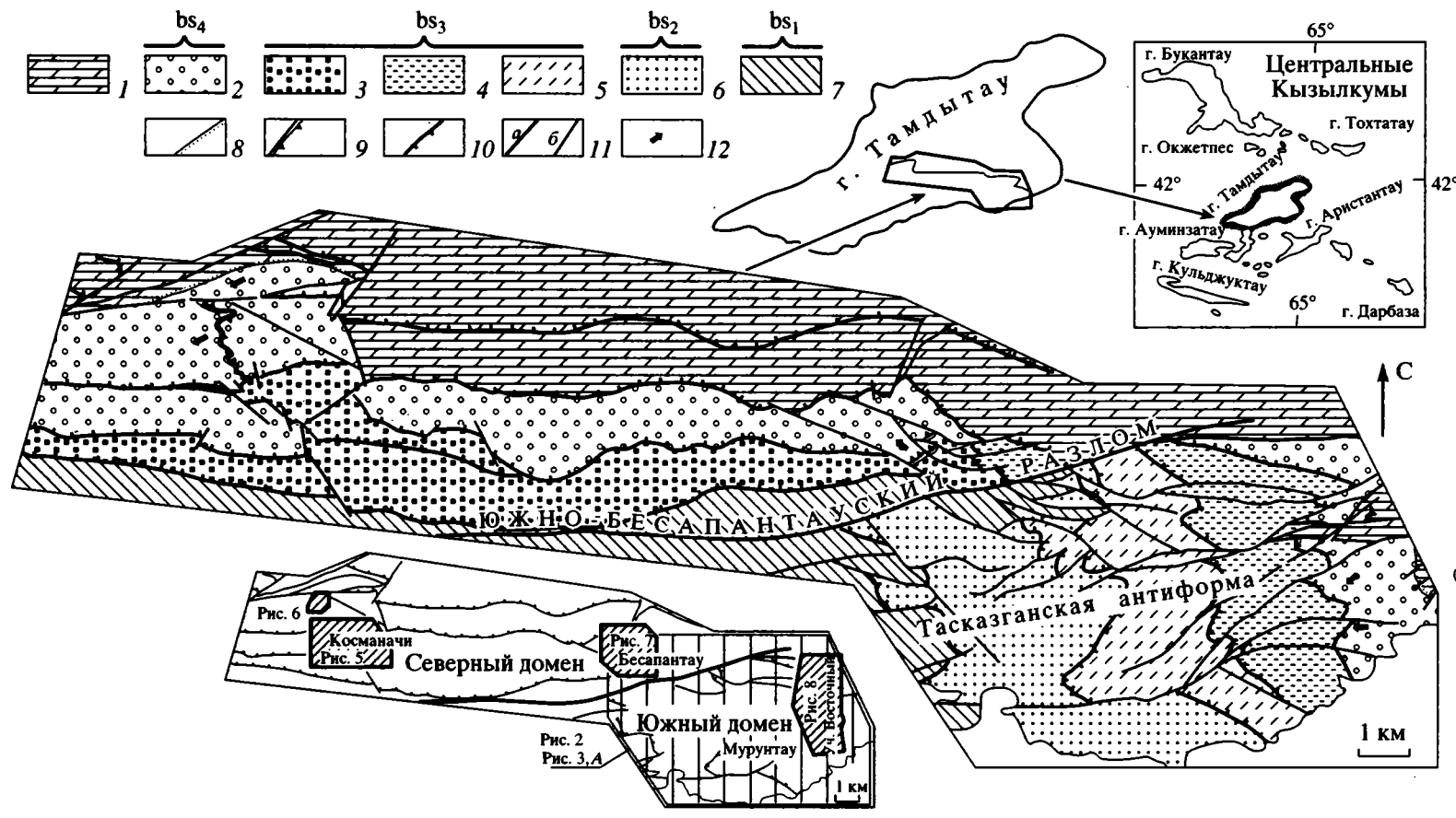


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной части Тамдытау.
 bs₁–bs₄ – образования, рассматриваемые в литературе, как подбиты беспананской свиты. 1 – средний палеозой, терригенно-карбонатный комплекс; 2–7 – нижний палеозой: 2 – грубое флишное переслаивание разнозернистых песчаников и алевролитов, 3 – олистостромовые образования, 4 – переслаивание алевролитов и песчаников, 5 – чередование метаалевролитов и метапесчаников, 6 – метапесчаники, метapelиты и микросланцы, 7 – углеродистые сланцы; 8 – граница несогласного залегания; 9, 10 – зоны пластического течения: 9 – герциньские, 10 – каледонские; 11 – хрупкие разрывы: а – главные, б – второстепенные; 12 – направление наращивания разреза. На врезках – местоположение рисунков 1, 2, 3 А, 5–8.

Структура Южного домена¹ представляет собой пакет покровных чешуй (рис. 2, 3), которые образованы метатерригенными отложениями нижнего палеозоя с разным уровнем метаморфизма в различных пластинах (рис. 4, А) и карбонатными породами девона (в составе верхней пластины).

Северный домен имеет также чешуйчатое строение (см. рис. 1, 4, Б). Тектонические пластины не выдержанны по мощности и часто выклиниваются. Некоторые комплексы, выделяемые здесь (T_2), не участвуют в строении Южного домена. Девонские доломиты имеют с подстилающими породами тектонический, реже стратиграфический (Косманачи) контакт.

Метатерригенные образования нижнего палеозоя на юге Тамдытау (см. рис. 1) в литературе рассматриваются как бесапанская свита [1, 9, 10 и др.], которая делится на четыре подсвиты.

В первую (нижнюю) подсвиту (bs_1) включает толща, образующая нижние пластины Южного и Северного доменов. По комплексу хитинозоа возраст подсвиты отвечает раннему – среднему ордовику [9, 13, 14]; в кремнекарбонатных породах, которые находятся в тектонических линзах, определены водоросли венда – раннего кембрия [14].

Ко второй подсвите (bs_2) относят комплексы, формирующие вторую и третью пластины Южного домена. Кроме хитинозоа и единственной находки граптолитов, других органических остатков здесь не обнаружено. На основании этих находок возраст подсвиты принимается как ордовикский или ордовик – раннесилурийский [9, 14].

В третью подсвиту (bs_3), или “пестрый бесапан”, включают тектонически совмещенные пачки, образующие четвертую – седьмую пластины Южного домена и входящие в состав нескольких пластин в Северном домене. Фаунистически охарактеризованы только комплексы Северного домена. Здесь присутствуют органические остатки позднего протерозоя, кембрия, ордовика, силура, позднего силура – раннего девона [9, 14, 18], включая находки в кремнисто-доломитовых телах, которые находятся в олистолитах. Комплексы, образующие четвертую и пятую пластины Южного домена, состав которых не типичен для третьей подсвиты, ряд исследователей [4, 13] выделяют в особую тектоно-литологическую единицу – как называемую “Мурунтаускую линзу”.

В качестве четвертой подсвиты (bs_4), или “зеленого бесапана”, рассматривается пачка грубого флишоидного переслаивания, которая образует восьмую пластину Южного домена и ряд пластин в Северном домене. Возраст пород установлен по

хитинозоа как среднеордовикский – раннесилурийский [14].

Критериями для выделения подсвит служат, главным образом, литологический состав пород и степень их метаморфизма. Принятые стратиграфические границы [9, 10] фактически являются вязкими разрывами между по-разному метаморфизованными и деформированными породами, а фаунистические определения возраста комплексов немногочисленны и зачастую противоречивы. Поэтому выделение стратиграфических подразделений нижнего палеозоя в данном районе представляется недостаточно обоснованным.

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

В юго-восточной части Тамдытау прослеживается единый герцинский структурный план для всех палеозойских комплексов пород (см. рис. 1, 2). Картируется ряд тектонических пластин, смятых в открытые широтные и субмеридиональные пологосарнирные складки поздних генераций и нарушенных системами хрупких крутопадающих разрывов. В метатерригенных комплексах нижнего палеозоя фиксируются реликты структурно-вещественных парагенезов каледонских деформаций.

С помощью крупномасштабного геолого-структурного картирования и геометрического анализа [11] выделено четыре этапа палеозойских деформаций (таблица 1). Для количественной оценки степени дислоцированности применялась методика тектонофациального анализа [15].

КАЛЕДОНСКАЯ СТАДИЯ (СИЛУР)

Деформации этапов D_1^1 и D_1^2 диагностируются только в раннепалеозойских комплексах. Доломиты нижнего девона залегают на них со структурным несогласием. Это позволяет говорить о додевонском (вероятно, силурийском) времени проявления ранних деформаций.

ЭТАП D_1^1

Реликты структуры этапа D_1^1 сохранились во всех толщах нижнего палеозоя. Однако в разных комплексах интенсивность проявления деформаций и степень синхронных с ними метаморфических преобразований пород различны [2], что обусловлено первичной вертикальной структурной зональностью, нарушенной позднее в результате герцинского шарьирования.

В структурный парагенез D_1^1 входят: субпослойная сланцеватость S_1 (на поверхности микролитонов – углеродисто-рудное вещество, слюдистые агрегаты, хлорит); зоны пластического течения (shear

¹ Описание нижнепалеозойских комплексов, участвующих в строении Северного и Южного доменов, приведено на рис. 4, А, Б.

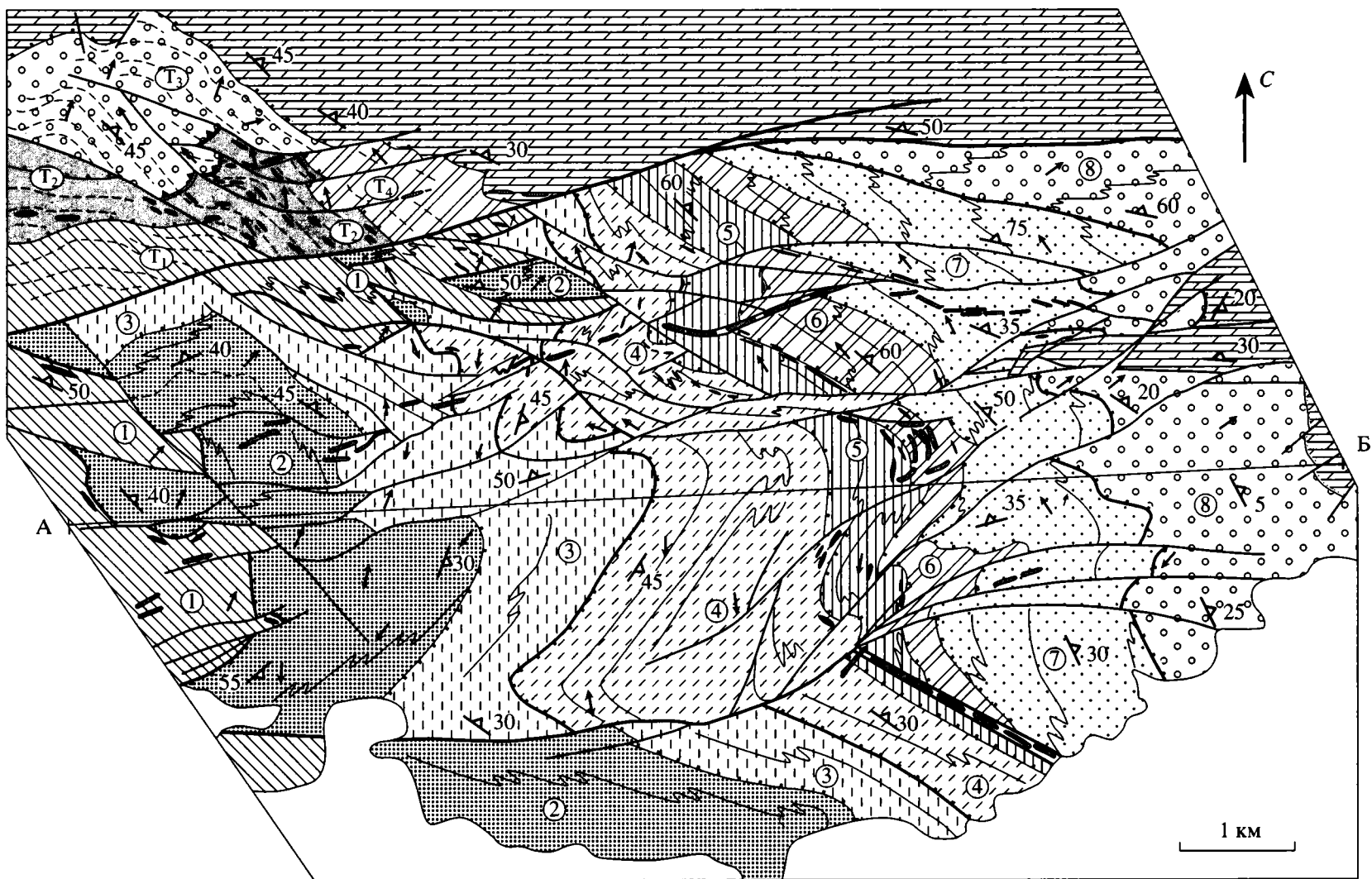
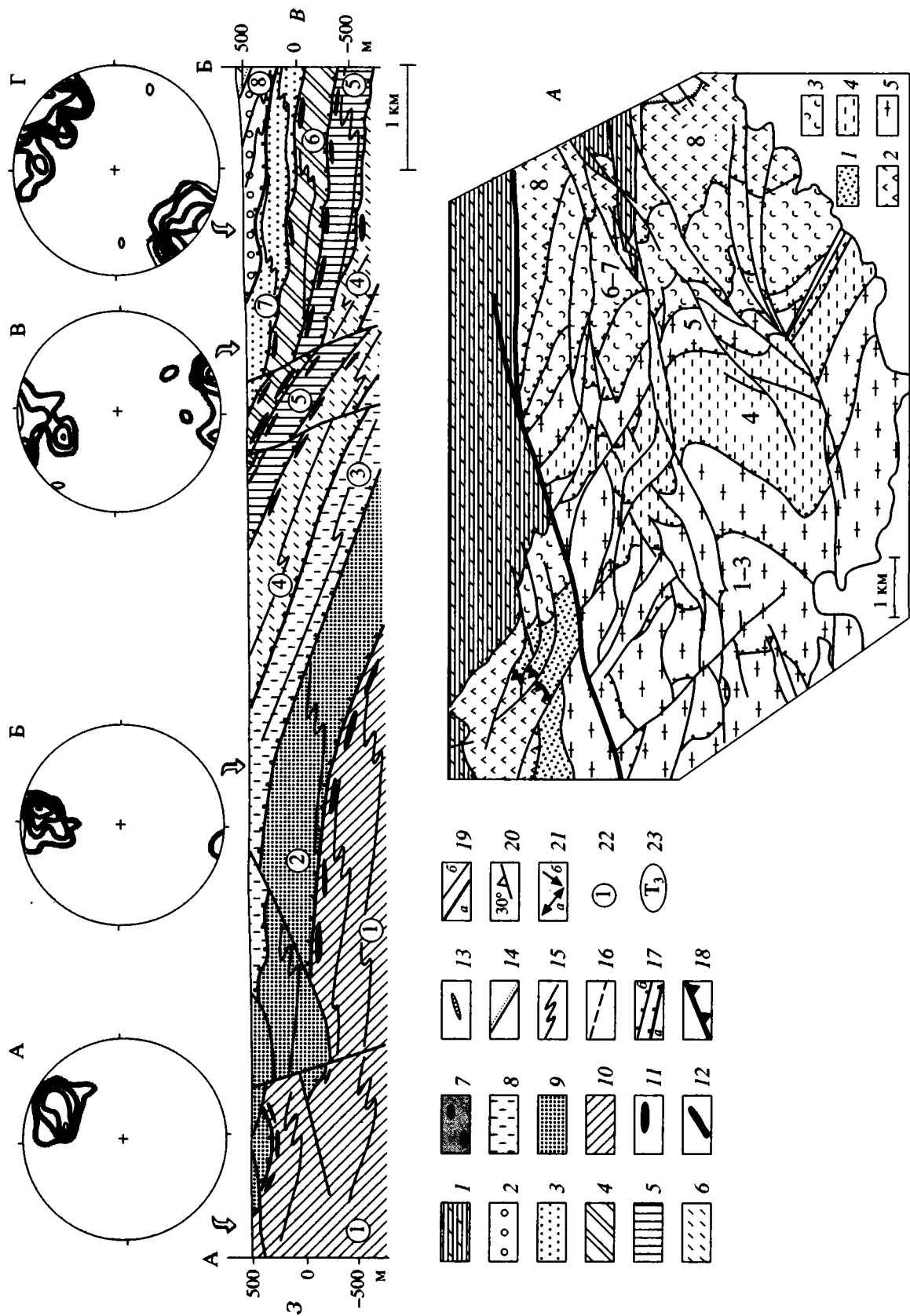


Рис. 2. Геологическая карта Мурунтау и сопредельных территорий (см. рис. 1). Составила И.И. Бабарина по собственным данным, а также с использованием материалов Ю.С. Савчука и А.Г. Бендика. Условные обозначения см. на рис. 3.



zones) север – северо-восточного простирания; изо-клинальные складки F_1 (мелкие, наблюдаются редко); линейность L_1 пересечения S_0 и S_1 ; агрегатная линейность по оси b , представленная уплощенно-вытянутыми стяжениями, состоящими из агрегата сульфидов и хлорита; птигматитовые складки; метаморфогенные кварцевые жилы (главным образом, параллельные сланцеватости).

Южный домен

Раннепалеозойские комплексы с разной степенью проявления структурно-вещественных преобразований этапа D_1^1 в современной структуре тектонически сближены и образуют в Южном домене серию герцинских пластин. По характеру деформаций D_1^1 выделяются группы (от одной до трех) пластин, сформированные толщами, харак-

теризующимися более или менее однородным динамометаморфизмом D_1^1 (таблица 2, см. рис. 3, А). При переходе из одной группы в другую деформация и метаморфизм меняются дискретно, поскольку первоначальных соотношений между поразному измененными толщами не сохранилось. При высокой степени преобразований диагностика первичного состава пород затруднена, они превращены в полосчатый агрегат, по облику напоминающей гнейс, в котором тонкие (не более 0.5 см) кварц-полевошпатовые прожилки чередуются с полосками углеродисто-слюдистого вещества. При слабых изменениях породы практически не утрачивают своего первоначального вида и только серицит-хлоритовый агрегат, подчеркивающий в пелитовых разностях послынную сланцеватость, выдает наличие преобразований. Такая контрастность динамометаморфизма определяется условиями проявления деформаций: от близповерхностных (эпизона) до среднеглубинных (низы мезозоны), откуда породы были тектонически выведены к поверхности в результате более позднего тектогенеза.

Северный домен

В комплексах T_2 и T_3 Северного домена синхронный деформациям метаморфизм не превышает низшие ступени зеленосланцевой фации, следовательно, проявление D_1^1 происходило в эпизональных условиях. Комплекс T_2 представляет собой олистостром [9, 14]. В тектонических линзах встречаются гравелиты, массивные окварцованные песчаники, кремни, доломиты (см. рис. 4, Б). Наиболее крупные линзы образованы углеродисто-кварцевыми песчаниками на востоке (Бесапантау) и углеродистыми микрокварцитами на западе (Косманачи) (рис. 5)). В матриксе – рассланцованные аргиллиты, алевролиты и песчаники. В Бесапантау олистостром с тектоническим контактом перекрывается комплексом флишоидного переслаивания T_3 (см. рис. 4). Вероятно, покровообразование было конседиментационным, так как тектонический контакт и послынная сланцеватость S_1 в олистостроме и в аллохтонном комплексе T_3 конформны друг другу.

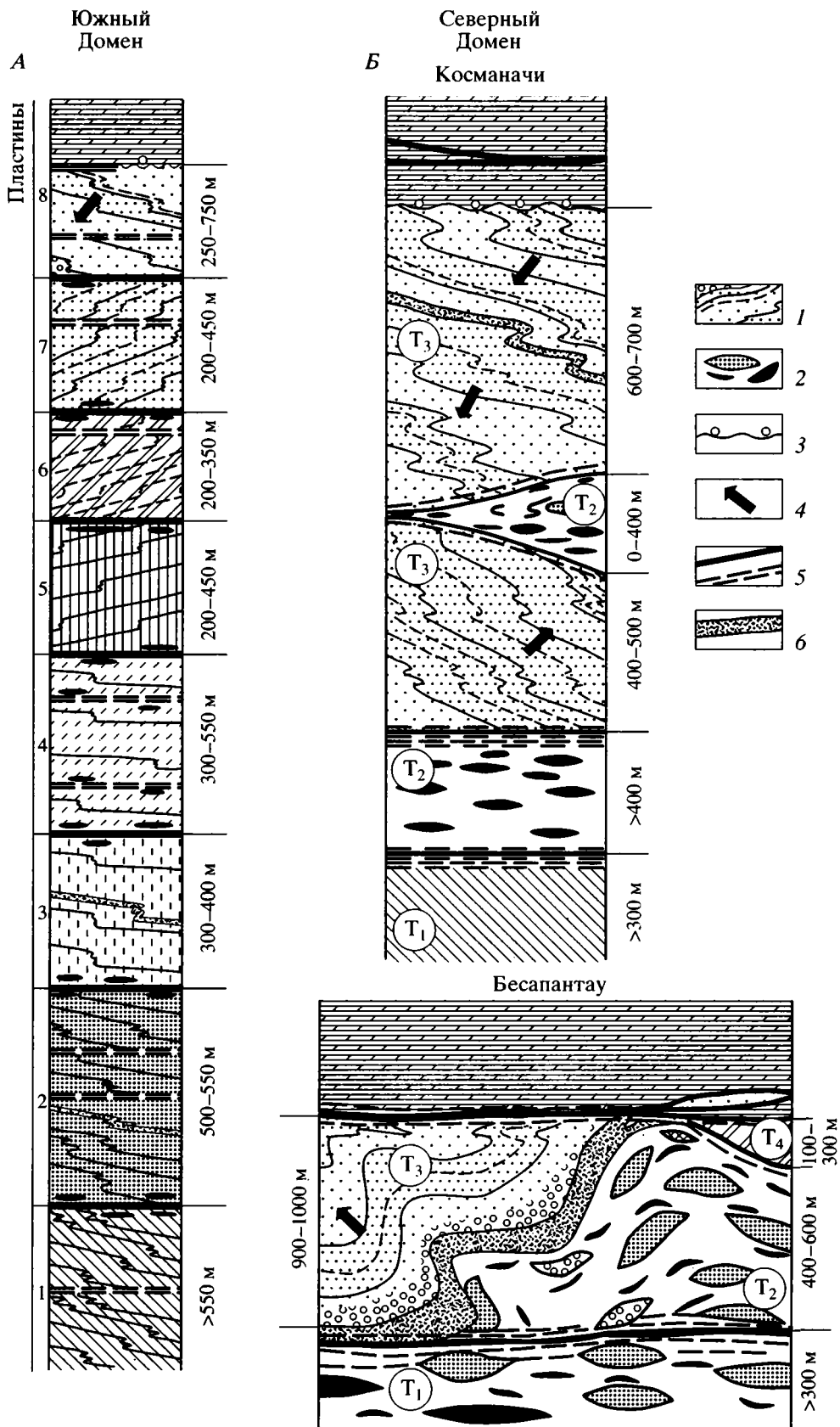
В пелитовых разностях пород наблюдается линейность L_1 пересечения слоистости и сланцеватости, позднее деформированная в складки F_2 (см. рис. 5, В). В складки F_2 сминаются и маломощные зоны рассланцевания, секущие слоистость под острым углом (рис. 6).

Крупных складчатых форм этапа D_1^1 не выявлено. Однако участки, где породы комплекса T_3 имеют опрокинутое залегание, могут являться

Рис. 3. Геологический разрез к рис. 2. А–Г – Диаграммы линейных элементов этапа D_2 в комплексах нижнего палеозоя (для построения этих и других диаграмм использовалась равноугольная сетка Вульфа, нижняя полусфера). А – элементы раннекаледонской структурно-вещественной зональности в породах нижнего палеозоя (см. рис. 1).

Условные обозначения к рис. 2–4. 1 – терригенно-карбонатные отложения среднего палеозоя; 2–10 – нижний палеозой: 2 – песчаники с прослоями алевролитов и гравелитов, 3 – переслаивание углеродистых алевролитов и разнозернистых песчаников, 4 – флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов, 5 – углеродисто-слюдистые микросланцы, 6 – углеродисто-кварцевые, углеродисто-слюдисто-кварцевые металевоалевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников, 7 – олистостромовые образования, 8 – углеродисто-кварцевые микросланцы, 9 – альбит-кварцевые металевопесчаники с прослоями металевоалевролитов, 10 – углеродистые сланцы; 11 – тектонические линзы кремнистых пород; 12, 13 – дайки; 12 – сиенит-порфиры и гранодиорит-порфиры, 13 – лампрофиры; 14 – границы несогласного залегания; 15, 16 – структурные линии: 15 – послынной сланцеватости S_1 (показаны обобщенно), 16 – кливажа и сланцеватости S_2 ; 17, 18 – зоны пластического течения: 17 – герцинские: а – главные, б – второстепенные, 18 – каледонские; 19 – хрупкие разрывы: а – главные, б – второстепенные; 20 – залегание кливажа и сланцеватости S_2 ; 21 – пространственное положение линейных элементов этапа D_2 : а – горизонтальное, б – наклонное; 22, 23 – обозначения: 22 – герцинских тектонических пластин Южного домена, 23 – комплексов, образующих каледонские и герцинские тектонические пластины Северного домена.

Для А. Цифрами обозначены группы герцинских пластин Южного домена с однородным динамометаморфизмом D_1^1 в образующих их комплексах. 1 – конседиментационная деформация; 2 – слабая степень изменений в условиях эпизоны; 3 – серицит-хлоритовая и 4 – биотит-хлоритовая субфации; 5 – биотит-хлоритовая субфация – эпидот-амфиболитовая фация. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.



фрагментами опрокинутых крыльев больших лежачих складок.

Ориентировка линейных элементов и простираемые зон расланцевания указывают на субширотное (в современных координатах) направление тектонического транспорта вещества вдоль субгоризонтальной плоскости.

ЭТАП D_1^2

Достоверные следы проявления этих деформаций обнаружены только в Северном домене. Сланцеватость S_1 сминается в субмеридиональные открытые асимметричные складки F_1^2 , причем герцинский кливаж S_2 пронизывает их насквозь. Складки интенсивно деформированы в результате последующего тектогенеза и, в большинстве случаев, распознаются с трудом. В Бесапантау (рис. 7) они были выявлены при анализе структурных диаграмм полюсов S_1 и S_2 и линейности их пересечения. Амплитуда складок F_1^2 составляет первые сотни метров, осевые плоскости падают к восто-

ку – юго-востоку под углом 30–60°. Положение зеркала складчатости восстановить сложнее, вероятно, первоначально оно имело пологое западное падение. Асимметрия складок указывает, что тектоническое перемещение масс происходило в западном направлении (в современных координатах).

В метаморфизованных комплексах, образующих, главным образом, пластины Южного домена, следы этих деформаций не фиксируются. Можно, конечно, интерпретировать различную ориентировку линейности пересечения S_1 и S_2 и частных зеркал складчатости этапа D_2 (см. таблицу 1, диаграммы к рис. 3) как проявление промежуточных деформаций. Но тогда крылья у складок F_1^2 должны быть очень пологими, а длина волны – гигантской. По-видимому, небольшие вариации ориентировок обусловлены тем, что в герцинское время были совмещены удаленные части каледонской структуры, а она не была однородной. Для проявления деформаций D_1^2 только в слабо измененных комплексах есть логичное объяснение: когда в условиях мезозоны еще продолжалось покровообразование, в эпизоне раннекаледонские структуры сминались в складки F_1^2 .

Рис. 4. Литолого-структурные колонки для Южного (А) и Северного (Б) доменов.

1 – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, реже гравелитов; 2 – олистостромовые образования; 3 – граница несогласного залегания; 4 – направление наращивания разреза; 5, 6 – зоны пластического течения; 5 – герцинские, 6 – каледонские. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

А – строение Южного домена (снизу вверх): 1–8 – пластины 1 – углеродисто-кремнистые, углеродисто-кварц-альбит-сланцевые и углеродисто-сланцевые сланцы, 2 – альбит-кварцевые метапесчаники, метаалевролиты и метапелиты, 3 – углеродисто-сланцевые, углеродисто-сланцево-кварцевые микросланцы, 4 – углеродисто-кварцевые, углеродисто-сланцево-кварцевые метаалевролиты, метапелиты с прослоями мелкозернистых метапесчаников, 5 – углеродисто-кварцевые микросланцы, 6 – флишиодное переслаивание хлорит-углеродисто-альбит-сланцево-кварцевых аргиллитов, алевролитов и песчаников, 7 – переслаивание углеродисто-альбит-сланцево-кварцевых мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов, реже аргиллитов с прослоями гравийных песчаников и гравелитов, 8 – флишиодное переслаивание мелкозернистых и разнотернистых альбит-кварцевых песчаников, алевропесчаников и алевропелитов с прослоями гравелитов и гравийных песчаников.

Б – строение Северного домена. Комплексы, образующие каледонские и герцинские пластины: T_1 – углеродисто-сланцевые сланцы, T_2 – разнотернистые алевропесчаники, алевролиты, пелиты, гравелиты и гравийные пудинговые песчаники с крупными линзовидными и неправильными по форме включениями кремнистых, терригенных пород и карбонатов, T_3 – см. описание для восьмой пластины Южного домена. В породах отчетливо видна градационная слоистость и иероглифы, T_4 – хлорит-углеродисто-альбит-сланцево-кварцевые песчаники с прослоями алевролитов.

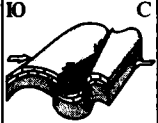
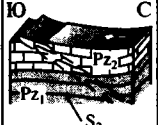
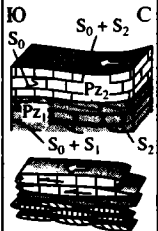
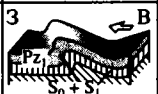
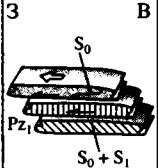
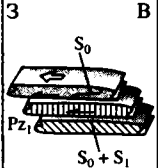
После завершения каледонского тектогенеза накапливается терригенно-карбонатная формация девона – среднего карбона (разрез шельфа, сформированного на аккреционном клине [14]). На стратиграфическом контакте с ней в раннепалеозойском комплексе метаморфизм в пределах Кызылкумов не превышает низших ступеней зеленосланцевой фации.

ГЕРЦИНСКАЯ СТАДИЯ ЭТАП D_2 (СРЕДНИЙ КАРБОН, СЕРЕДИНА МОСКОВСКОГО ВЕКА)

К этому этапу принадлежат хорошо известные в Кызылкумах покровные деформации [5–8, 14, 16, 17, 19], время проявления которых многими исследователями устанавливается как середина московского века. Этап D_2 характеризуется горизонтальным расчешуиванием (тектоническим разлинзованием) комплексов пород (см. табл. 1). По данным геометрического анализа полюсов S_2 (рис. 8, А, Б), послонная сланцеватость в породах девона конформна одновозрастному кливажу в образованиях раннего палеозоя. Это указывает, что покровообразование в среднепалеозойском комплексе было субпослойным.

В нижнепалеозойских толщах деформации D_2 зачастую практически полностью затушевывают каледонскую структуру. Выделяется структурный парагенез: кливаж S_2 ; линейность L_2 пересечения S_1 и S_2 ; складки F_2 ; будинаж; зоны пласти-

Таблица 1. Этапы палеозойских деформаций

Стадия	Режим	Этапы деформаций и их краткая характеристика	Индекс	Каледонский структурный этаж										Герцинский структурный этаж	Время проявления										
				Южный домен					Северный домен																
				Пластины					Комплексы																
				1	2	3	4	5	6	7	8	T ₁	T ₂				T ₃	T ₄							
Герцинская	Коллизионный	Крупные и средние открытые субширотные складки, субширотные взбросы, СВ-ые сдвиго-взбросы, СЗ-ые сдвиги, сдвиго-обросы. Субщелочные дайки, силлы. Подновление хрупких разрывов, дайки гранодиорит-порфиров.	D ₄																C _{3-P}						
			D ₃	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -			- - - - -	C _{2/3} (?)			
	Акреционный	Пластическая деформация. Тектоническое расчешуивание, в породах среднего палеозоя субслоиное. Изоклинные складки субширотного простирания, разномасштабные зоны пластического течения. Метаморфизм низших ступеней зеленосланцевой фации.	D ₂	Азимуты линейных элементов										C ₂											
20-30°										0°		330-340°				45-50°		30°		330-90°		340°		Широтная	
Положение частных зеркал складчатости										?		?				?		?		Не изучалось					
Каледонская	Акреционный	Хрупко-пластическая деформация в условиях эпизоны. Открытые складки западной вергентности.	D ₁ ²																Отсутствуют						
			D ₁ ¹																				S		

Примечание. 1 – проявление деформаций в различных комплексах; 2 – конседиментационная деформация (олистостромовый комплекс); 3 – метаморфизм: (а – не выше серицит-хлоритовой субфации, б – серицит-хлоритовая и в – биотит-хлоритовая субфации, г – биотит-хлоритовая субфация – эпидот-амфиболитовая фация; 4 – положение зеркала складчатости этапа D₂ (складки образованы субслоистой сланцеватостью S₁).

Таблица 2. Характер проявления раннекаледонского динамометаморфизма D_1^1 в комплексах Южного (1–8) и Северного (T_1 и T_4) доменов

Комплексы	Интенсивность деформаций (тектонофазия)	Характерные признаки деформаций D_1^1	Метаморфизм
1–3 T_1	IX–X	Послойная метаморфическая полосчатость, на поверхности микролитонов четкая линейность пересечения и агрегатная линейность С–СЗ-го простирания, субсогласные кварц-полевошпатовые прожилки, маломощные зоны пластического течения.	Биотит-хлоритовая субфашия зеленосланцевой фашии – эпидот-амфиболитовая фашия (условия низов мезозоны).
4	V–IX	Послойная сланцеватость, местами развита метаполосчатость, субсогласные кварцевые прожилки, линейность наблюдается редко (субмеридиональная).	Серицит-хлоритовая – биотит-хлоритовая субфашия зеленосланцевой фашии (условия средней части мезозоны).
5	IX–X	Послойная метаморфическая полосчатость, на поверхности микролитонов четкая линейность пересечения и агрегатная линейность СЗ-го простирания, субсогласные кварцевые прожилки.	Биотит-хлоритовая субфашия зеленосланцевой фашии – эпидот-амфиболитовая фашия (условия низов мезозоны).
6–7 T_4	V–VII	Послойная сланцеватость, местами отмечается агрегатная линейность С–СЗ-го простирания.	Серицит-хлоритовая субфашия зеленосланцевой фашии (условия верхней части мезозоны).
8	Не выше V	Нечеткая послойная сланцеватость.	Породы практически не изменены (условия кливажной эпизоны).

ческого течения (shear zones); метаморфогенные кварцевые жилы. Интенсивность деформаций колеблется от V до X тектонифашии. Метаморфизм не превышает низших ступеней зеленосланцевой фашии.

Структура D_2 представлена пакетом тектонических пластин (см. рис. 1, 2, 4), разделенных зонами пластического течения (вязкими разрывами) (50–200 м). Наиболее крупные представляют собой тектонический меланж с включениями терригенных пород из соседних пластин, кремнистых и кремнисто-карбонатных пород. В матриксе – интенсивно рассланцованный до межзернового уровня терригенный субстрат. Второстепенные зоны рассланцевания отмечаются также и внутри пластин (см. рис. 8).

Кливаж S_2 параллельный, проникающий. На поверхности микролитонов серицит-хлоритовый агрегат. Толщина микролитонов определяется литологическим составом пород и степенью их каледонского динамометаморфизма.

Зоны смятия, как правило, приурочены к вязким разрывам. В складки сминается субпослойная сланцеватость S_1 . Угловое соотношение S_1 и S_2 непостоянно. Им определяется конфигурация складок F_2 (см. рис. 5, А, Б), ширина зон смятия (прямо пропорциональная зависимость), положение зеркала складчатости и ориентировка линейных текстур (см. табл. 1, диаграммы к рис. 3, 6, 7). Складки асимметричные, длинные крылья субпараллельны S_2 . Амплитуда F_2 составляет первые сантиметры – первые метры, реже – первые сот-

ни метров (см. рис. 6). За пределами зон смятия S_1 (~ S_0) приобретает ориентировку, близкую к S_2 , что в слабо метаморфизованных толщах создает впечатление моноклиального залегания пластов.

Анализ структурных данных в породах нижнего палеозоя, а также результаты исследований в среднепалеозойском комплексе (южная вергентность складок) [14] указывают, что движение покровов в современных координатах происходило с севера на юг.

ЭТАП D_3 (КОНЕЦ СРЕДНЕГО КАРБОНА?)

На следующем этапе плоскости S_2 сминаются в наклонные открытые складки (см. табл. 1), вероятно, не слишком оторванные по времени формирования от предыдущих деформаций. Фиксируются широтные локально развитые зоны (первые сотни метров) мелких асимметричных складок F_3 южной вергентности, веерообразный кливаж S_3 и малоамплитудные надвиги. Складки имеют амплитуду до 3–5 м, их шарниры полого падают в северо-восточных румбах. Эти деформации очень локальны и не отображаются в масштабе карты.

ЭТАП D_4 (ПОЗДНИЙ КАРБОН – НАЧАЛО ПЕРМИ)

В дальнейшем, при субмеридиональном сжатии, происходит формирование крупных и средних открытых субширотных складок F_4 и взбросов,

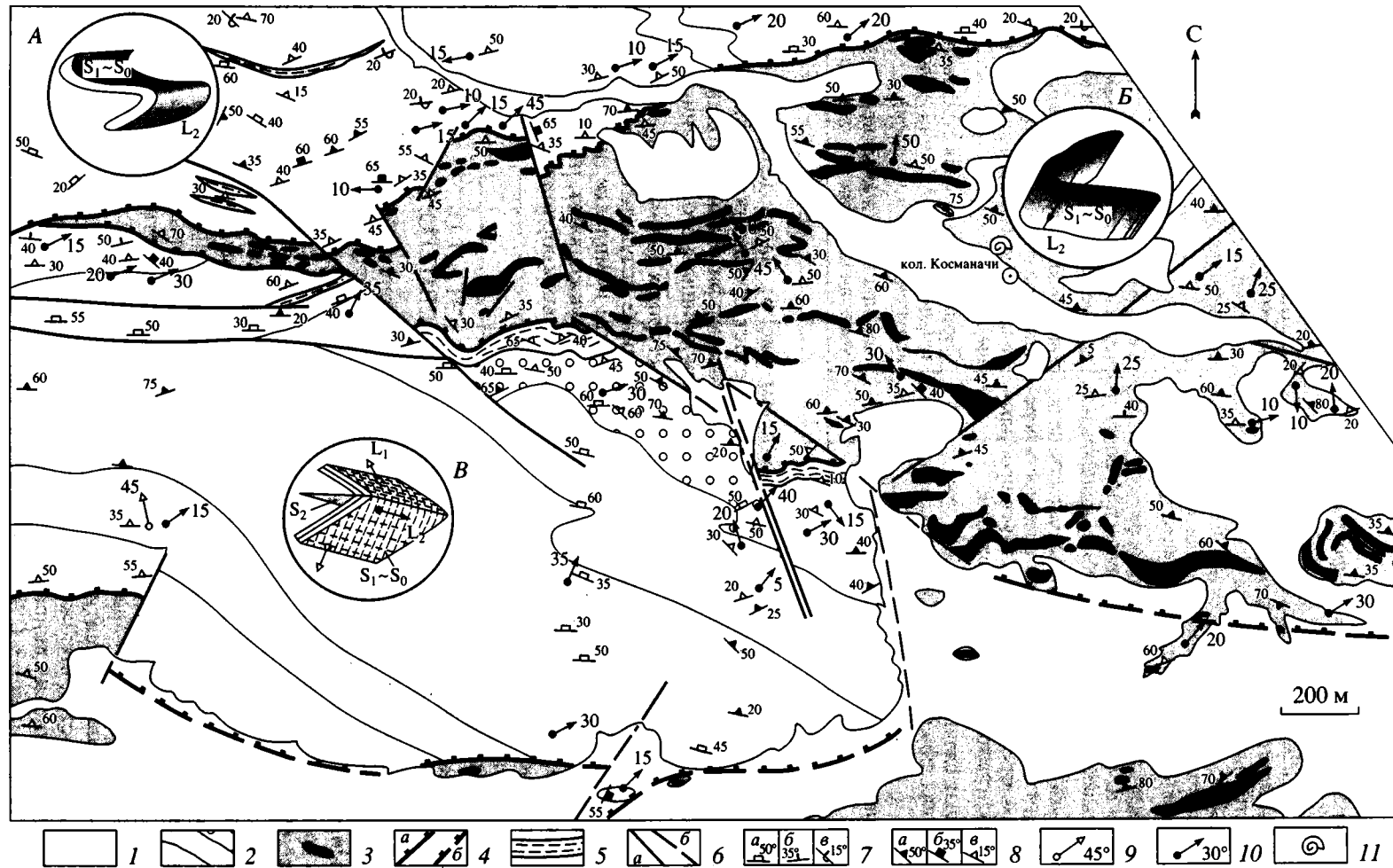


Рис. 5. Геологическая карта участка Косманачи (см. рис. 1). Составила И.И. Бабарина по собственным данным, а также с использованием полевых материалов О.А. Воронова. А, Б – конфигурация складок F_2 и ориентировка линейных элементов при различном угловом соотношении S_1 и S_2 ; В – деформация линейности L_1 пересечения S_0 и S_1 в складки F_2 .

1 – кайнозойские отложения; 2, 3 – нижний палеозой: 2 – грубое флишоидное переслаивание (T_3), 3 – олигостромовый комплекс T_2 с включениями кремнистых и кремнисто-карбонатных пород; 4 – вязкие разрывы: а – достоверные, б – перекрытые кайнозойскими отложениями; 5 – зоны расланцевания; 6 – хрупкие разрывы: (а – достоверные, б – перекрытые кайнозойскими отложениями); 7 – залегание слоистости: а – при неопределенном направлении наращивания разреза, б – нормальное, в – опрокинутое; 8 – залегание кливажа и сланцеватости: (а – неопределенного возраста, б – этапа D_1^1 , в – этапа D_2); 9, 10 – ориентировка линейности пересечения: 9 – S_0 и S_1 и 10 – S_1 и S_2 ; 11 – места находок конодонтов аренига – лланвирна – (– лландейло?) [18].

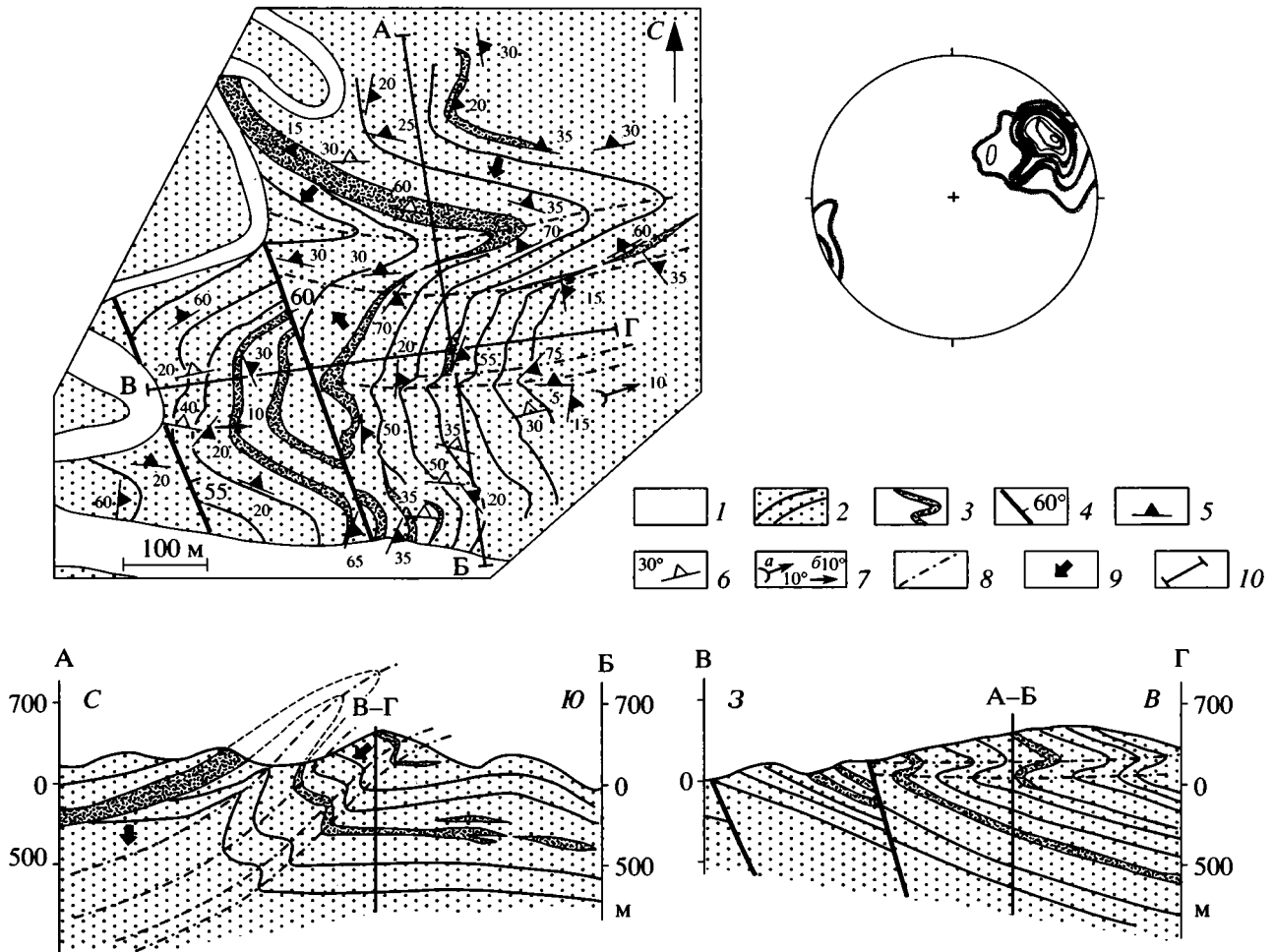


Рис. 6. Деформации D_1 и D_2 в породах комплекса T_3 (см. рис. 1). Каледонские зоны расщепления, косо секущие слоистость, сминаются в асимметричные складки F_2 . На диаграмме: 1 – концентрация линейных элементов этапа D_2 . 1 – кайнозойские отложения; 2 – разнотермные песчаники с прослоями алевролитов и гравелитов; 3 – зоны расщепления этапа D_1 ; 4 – хрупкие разрывы; 5, 6 – залегание: 5 – $S_0 + S_1$, 6 – кливаж S_2 ; 7: а – шарниры складок F_2 , б – линейность L_2 пересечения S_1 и S_2 ; 8 – оси складок F_2 ; 9 – направление наращивания разреза; 10 – линии профилей.

сопряженных систем сколов северо-восточного и северо-западного простирания, иногда выполненных дайками субщелочного состава. Деформация, в основном, хрупкая. Возраст хрупких герцинских дислокаций в Кызылкумах устанавливается как поздний карбон – пермь [14].

Складки имеют субвертикальное залегание осевых поверхностей и пологие шарниры. Наиболее крупной структурой является Тасказганская антиформа (см. рис. 1). Амплитуда складок редко достигает одного километра при длине волны до пяти–шести километров. Кливаж S_4 наблюдается редко, обычно он представляет собой широтные трещины с неровными краями, выполненные кварцевыми или кварц-калшпатовыми жилами с развитыми в зальбандах ореолами метасоматических изменений. Левые сдвиги-взбросы имеют преимущественно северо-восточное простирание с горизонтальной амплитудой от первых десятков

метров до первых километров, а вертикальной – не более пятисот метров. Сопряженные с ними правые сдвиги северо-западной ориентировки развиты меньше и имеют горизонтальную амплитуду до одного километра.

Несколько позже, примерно в том же поле напряжений, хрупкие разломы подновляются, иногда с обратным знаком. Местами вблизи разломов происходит вращение блоков, что фиксируется по изменению ориентировки осей складок F_4 . Разрывы восток-северо-восточного простирания выполнены дайками гранодиорит-порфиров.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Интерпретация структуры данного района неоднозначна. Предлагаемая схема наиболее близка к разработанной П.А. Мухиным, Ю.С. Савчуком и др. [12–14, 20, 21], тем не менее, существенно

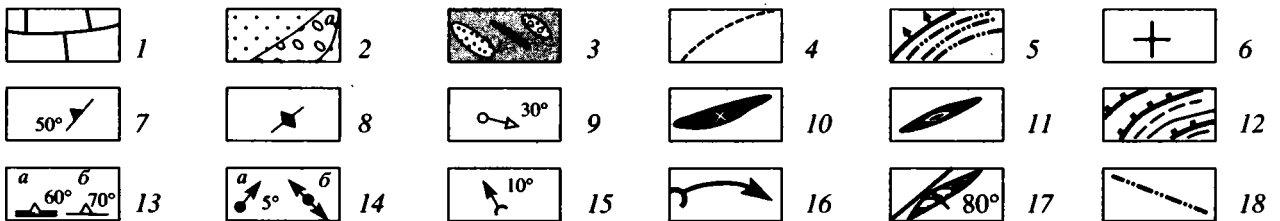
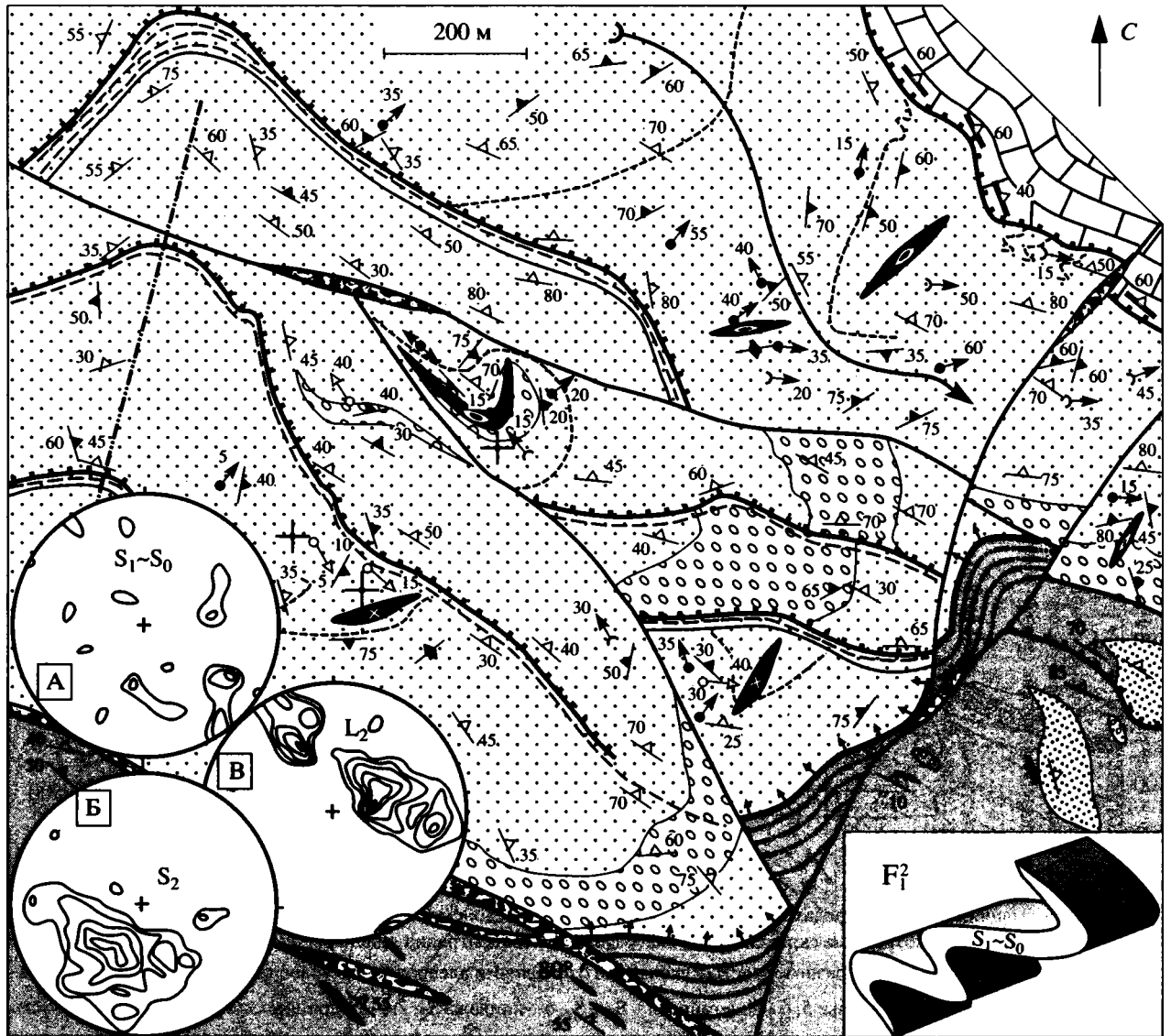


Рис. 7. Геологическая карта восточной части Бесапантау (см. рис. 1). Диаграмма: А, Б – полюсов плоскостных текстур S_1 и S_2 , В – линейных элементов этапа D_2 .

1 – средний палеозой; 2, 3 – нижний палеозой: 2 – песчаники комплекса T_3 с прослоями алевролитов и горизонтом гравелитов (а), 3 – олигостромовый комплекс T_2 ; 4–9 – элементы этапа D_1 : 4 – структурные линии $S_0 + S_1$, 5 – зоны пластического течения; 6–8 – залегание S_1 : 6 – горизонтальное, 7 – наклонное, 8 – вертикальное; 9 – ориентировка линейности L_1 пересечения S_0 и S_1 ; 10, 11 – элементы этапа D_1^2 : оси складок F_1^2 : 10 – синформ, 11 – антиформ); 12–16 – элементы этапа D_2 : 12 – зоны пластического течения, 13 – ориентировка S_2 : а – субпараллельно S_0 (в породах среднего палеозоя), б – секущая по отношению к S_1 и осевым поверхностям складок F_1^2 (в породах нижнего палеозоя); 14 – пространственное положение линейности пересечения S_1 и S_2 : а – наклонное, б – горизонтальное, 15 – ориентировка шарниров складок F_2 , 16 – оси складок F_2 ; 17 – хрупкие разрывы; 18 – оси наложенных киммерийских складок.



Рис. 8. Геологическая карта участка Восточного (см. рис. 1). А, Б – диаграммы полюсов S_2 в породах нижнего и среднего палеозоя.

1 – средний палеозой; 2, 3 – нижний палеозой: 2 – песчаники и алевролиты с горизонтом гравийных песчаников, 3 – переслаивание алевролитов, аргиллитов и разнозернистых песчаников; 4 – дайки гранодиорит-порфиров; 5, 6 – структурные линии: 5 – сланцеватости S_1 , 6 – кливажа S_2 ; зоны пластического течения этапа D_2 : 7 – главные, 8 – второстепенные; 9 – метаморфогенные кварцевые жилы; 10 – хрупкие разрывы; 11, 12 – оси складок F_4 : 11 – антиформ, 12 – синформ; 13 – оси наложенных киммерийских складок, в том числе крупных: 14 – антиформ, 15 – синформ; 16, 17 – залегание послойной сланцеватости в породах палеозоя: 16 – нижнего (S_1), 17 – среднего (S_2); 18 – залегание кливажа S_2 : а – горизонтальное, б – наклонное; 19 – ориентировка шарниров складок F_2 ; 20 – пространственное положение линейности пересечения S_1 и S_2 : а – горизонтальное, б – наклонное; 21 – элементы залегания этапа D_4 : а – осевых плоскостей складок F_4 , б – их шарниров.

Таблица 3. Сопоставление этапов деформаций со шкалой П.А. Мухина

И.И. Бабарина		П.А. Мухин и др. [14]			
Индекс	Время проявления	Каледонский структурный этаж		Герцинский структурный этаж	
		Индекс	Время проявления	Индекс	Время проявления
D ₄	C ₃ -P	D ₄	S ₂ -D ₁ (?)	МД ₉	C ₃ -P
D ₃	C ₂₋₃ (?)	МД ₈	C ₂₋₃	МД ₈	C ₂₋₃
D ₂	C ₂	МД ₂	S ₂	МД ₇	C ₂
D ₁ ²	S		Не выделялись		
D ₁ ¹	S	МД ₁	S ₁ (?)		Отсутствуют
		Только в породах первого типа разреза бесапанской свиты			

отличаясь от нее. Наиболее важное различие (табл. 3) заключается в том, что деформации, описанные выше как D₂ и D₄, П.А. Мухиным и др. в образованиях нижнего палеозоя рассматриваются как каледонские (МД₂, D₄), а в среднепалеозойском комплексе – как герцинские (МД₇, МД₉). Предполагается два этапа каледонского шарьирования (МД₁, МД₂), причем ранний этап (здесь – D₁¹) диагностируется только в первом типе разреза бесапанской свиты (см. ниже). Теперь рассмотрим аргументы, на которых основаны эти построения:

1. Деформации МД₁ выделяются в наиболее метаморфизованных комплексах с хорошо проявленной метаполосчатостью, т.е. в породах, образующих первую – третью пластины Южного и комплекс T₁ Северного доменов (в литературе: первая и вторая подсвиты бесапанской свиты – первый тип разреза). Вертикальная структурно-вещественная зональность не восстанавливается.

2. Следующий этап покровообразования (МД₂) для второго типа разреза (третья и четвертая подсвиты) П.А. Мухин и Ю.С. Савчук [14] считают наиболее ранней деформацией. Каледонский возраст МД₂ доказывается на основании многочисленных наблюдений опрокинутых складок севернее колодца Косманачи у подошвы нормально залегающего девона [12, 14]. Но эти складки образованы породами, уже опрокинутыми в результате проявления деформаций D₁¹ (см. рис. 6).

3. Каледонскими в раннепалеозойских образованиях считаются и прямые складки D₄, например, Тасказганская антиформа (см. рис. 1). Однако в таких структурах участвуют комплексы как нижнего, так и среднего палеозоя (складки F₄ на рис. 8).

На основании рассмотренной выше схемы реконструируется палеогеодинамика раннего пале-

озоя. По мнению П.А. Мухина и др. [14], деформации МД₁ и МД₂ отвечают двум подстадиям каледонской субдукции², а МД₄ – интерпретируются как коллизионные. Очевидно, что в свете новых данных эти представления требуют пересмотра.

Несмотря на то, что удалось решить ряд вопросов, касающихся соотношения палеозойских деформаций, осталась проблема, требующая дополнительных исследований. Главным хрупким разрывным нарушением района является Южно-Бесапантауский разлом. Тем не менее, возраст его заложения и кинематика до конца не выяснены. В герцинской структуре он выглядит как левый сдвига-взброс (поднято южное крыло) со сместителем, круто падающим на юг, и, если судить по величине смещения подошвы среднего палеозоя, не слишком большой амплитудой. Казалось бы, этот разрыв идеально вписывается в структурный парагенез этапа D₄, однако объяснить отличия в строении Северного и Южного доменов с помощью небольшого последовонского смещения по разлому невозможно.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ДЕФОРМАЦИЙ

Природа палеозойских деформаций в Кызылкумах связана со стадиями эволюции Туркестанского палеоокеана. Полученные структурные данные коррелируются с рядом палеореконокструкций [3, 5, 8].

В середине силура происходила субдукция коры Туркестанского палеоокеана [5, 8], сопровождавшаяся аккрецией, которая стала причиной горизонтальных тектонических перемещений и неоднородного метаморфизма в комплексах раннего палеозоя. Движение покровов происходило в западном направлении (в современных координатах). По

² Деформации МД₃, МД₅ и МД₆ не приводятся, так как они выделялись в других районах Кызылкумов.

фрагментам структурной зональности этапа D_1^1 можно предположить, что мы наблюдаем ныне совмещенные части, занимавшие разную позицию в разрезе аккреционного клина. Условия проявления деформаций меняются от поверхностных (конседиментационное покровообразование – формирование олистостромового комплекса) до среднеглубинных (более 10 км), где породы подвергались метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. В эпизональных условиях покровообразование в том же поле напряжений сменяется хрупко-пластическими деформациями, которые фиксируются по наблюдениям открытых складок западной вергентности (этап D_1^2).

После завершения каледонских деформаций происходит образование среднепалеозойского терригенно-карбонатного комплекса, который с размывом ложится на наименее измененные и оставшиеся вблизи поверхности нижнепалеозойские толщи.

Формирование герцинских покровных комплексов связывается многими исследователями [3, 5, 6, 7] с взаимодействием Казахстано-Киргизского и Алай-Таримского сиалических блоков [3]. В московском веке в Кызылкумах сформировалась система шарьяжей на краю закрывавшегося Туркестанского океана [3]. Герцинская стадия начинается с этапа формирования пакета тектонических пластин в аккреционной обстановке (D_2). Шарьирование в современных координатах происходило с севера на юг. Для среднепалеозойских комплексов покровообразование было субпослойным. Одновременно тектоническому разлинзованию подверглись уже деформированные раннепалеозойские комплексы и в результате шарьирования были выведены к поверхности и совмещены фрагменты каледонской структуры, находившиеся ранее на разной глубине. При этом каледонская структурно-метаморфическая зональность была нарушена.

В дальнейшем, при смене режима на коллизийный, в том же поле напряжений происходят деформации этапов D_3 – D_4 . Характерно постепенное увеличение хрупкой компоненты деформации от этапа к этапу и переход от наклонных складок с южной вергентностью (F_3) к прямым (F_4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М. Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: ФАН, 1979. 150 с.
2. Бабарина И.И. Сочетание каледонского и герцинского структурных парагенезов (Центральные Кызылкумы, Узбекистан) // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 8–10.
3. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С. 56–65.
4. Бендик А.Т. Геолого-генетические особенности золотого оруденения Мурунтауского рудного района: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. 1970. 27 с.
5. Биске Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб: Изд-во С.-Петербургского университета, 1996. 192 с.
6. Буртман В.С. О тектонике варисцид пустыни Кызылкум // ДАН СССР. 1970. Т. 195. № 1. С. 155–158.
7. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 103 с.
8. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
9. Бухарин А.К., Масленников И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. Стратиграфия. Ташкент: Фан, 1985. 152 с.
10. Воронков А.К. Литология и условия формирования верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных и осадочно-метаморфических толщ в Центральных Кызылкумах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент: Фан, 1974. 27 с.
11. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
12. Мухин П.А. Структурный анализ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент: Фан, 1982. 23 с.
13. Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: ФАН, 1991. 148 с.
14. Мухин П.А., Савчук Ю.С., Колесников А.В. Положение “Мурунтауской линзы” в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 64–72.
15. Паталаха Е.И. Тектоно-фациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (Обоснование, методика, приложение). М.: Недра, 1985. 169 с.
16. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Наука, 1973. 216 с.
17. Поршняков Г.С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 66–73.
18. Пучков В.Н. О находках конодонтов в бесапанской свите Кызылкумов // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 17–20.

19. Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан) // Геотектоника. 1971. № 5. С. 27–37.
20. Савчук Ю.С. Золотая минерализация Мурунтау и ее тектонофациальная позиция // Тектонофаии и геология рудных объектов. Алма-Ата: Наука, 1989. С. 158–165.
21. Савчук Ю.С., Колесников А.В. Процессы динамометаморфизма и связанная с ними рудная минерализация Мурунтау // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Винница. Кн. изд-во, 1982. С. 46–48.

Рецензенты: В.В. Эз, В.С. Буртман

Paleozoic Deformations in the Southern Tamdytau (Central Kyzylkum, Uzbekistan)

I. I. Babarina

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The Southeastern Tamdytau (Central Kyzylkum, Southern Tien Shan) is characterized by a uniform Hercynian structural pattern recognized both in the Lower Paleozoic metasediments and the unconformably overlying Middle Paleozoic carbonate–terrigenous complexes. The Paleozoic deformations, recorded in these strata, are correlated with the cycles of the Turkestan paleocean evolution [3, 5, 8]. The Lower Paleozoic strata include the relics of the Caledonian accretionary genesis. In terms of depth, these deformations range from epizonal (syndepositional overthrusting, olistostrome formation) to moderately deep (more than 10 km), where rocks were metamorphosed in epidote–amphibolite facies. The Caledonian overthrusting occurred from east to west (in modern coordinates). In the epizonal conditions it was followed by the formation of west-vergent open folds. Caledonian structures show a transverse, roughly N–S orientation with respect to the superimposed E–W-trending Hercynian structural pattern. The Caledonian vertical structural–lithologic zoning was disturbed by the Hercynian horizontal displacements of accretionary genesis. The nappe movement in modern coordinates occurred from north to south. The Hercynian overthrusting with synchronous metamorphism in the chlorite–sericite subfacies of the greenschist facies resulted in the exposure (exhumation) and spatial juxtaposition of some fragments of the Caledonian structure with a different extent of structural–lithologic reworking. Such fragments are usually interpreted in the literature as lethostratigraphic units. The Hercynian thrust complex is complicated by several phases of brittle Lower Paleozoic deformations of collisional genesis.

УДК 551.24(571.52)

РОЛЬ СДВИГОВОЙ ТЕКТОНИКИ В СОЗДАНИИ ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

© 1999 г. В. Е. Гоникберг

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.03.98 г.

Основные черты геологической структуры Сангиленского нагорья Тувы и его северо-западного обрамления созданы в ходе многостадийного (первая половина раннего кембрия–ордовик) косоого сближения и столкновения островной дуги с микроконтинентом. По мере нарастания этого процесса ранние ассоциации пологих надвигов и исходно лежащих складок были деформированы с образованием системы крутостоящих продольных сколов, которые обеспечили правостороннее скольжение Таннуола-Ондумской островной дуги вдоль края микроконтинента с формированием в его пределах разномасштабных осдвиговых складок и горизонтальных флексур Z-образного типа, предшествовавших (и, отчасти, сопутствовавших) становлению орогенных гранитоидов. Окончательное оформление наблюдаемой ныне структуры связано с широкой зоной рассредоточенного левостороннего сдвига, дискордантно наложенной в среднем палеозое на раннекаледонскую тектоническую зональность.

ВВЕДЕНИЕ

Направленность и ход орогенеза – процесса создания структуры складчатых или покровно-складчатых горных сооружений – обычно могут быть описаны с помощью простой схемы [5], согласно которой эволюция структуры сжимаемого, вкrest его простираия, подвижного пояса происходит в последовательности: а) пологие надвиги (шарьяжи) и лежащие складки – б) продольные субвертикальные складки и соскладчатые, преимущественно взбросового типа, разрывы – в) диагональные сдвиги и/или синкинематичные им горизонтальные складки и флексуры. Обоснованная на примере Тянь-Шаня и других линейно-вытянутых орогенов, эта “стандартная” схема структурной эволюции была затем многократно, в основных своих чертах, подтверждена во многих орогенных сооружениях самого разного возраста [18 и др.], в том числе и обладающих мозаичным структурным планом. Одним из тектонотипов мозаичных покровно-складчатых сооружений является, как известно, Алтае-Саянский сегмент гетерогенного, по времени орогенной консолидации, Центрально-Азиатского складчатого пояса, изобилующий резкими изломами региональных простираий и контрастными (вплоть до торцовых) сочленениями разнородных тектонических элементов. Мозаичность структурного рисунка этой части Центрально-Азиатского пояса неоднократно связывалась (О.Г. Жеро, Н.А. Берзин, М.М. Буслов и др.) с крупными сдвиговыми смещениями вдоль крутопадающих сколовых зон, происходившими в среднепалеозойское и более позднее, вплоть до мезозоя,

время. Данные по Юго-Восточной Туве свидетельствуют о структурообразующей роли подобных движений и на более ранних этапах развития раннекаледонской части пояса, и прежде всего в эпоху раннекаледонского орогенеза.

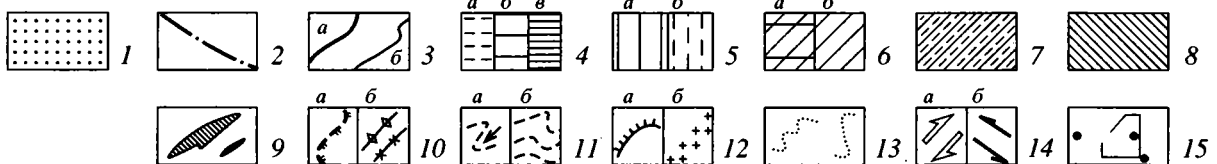
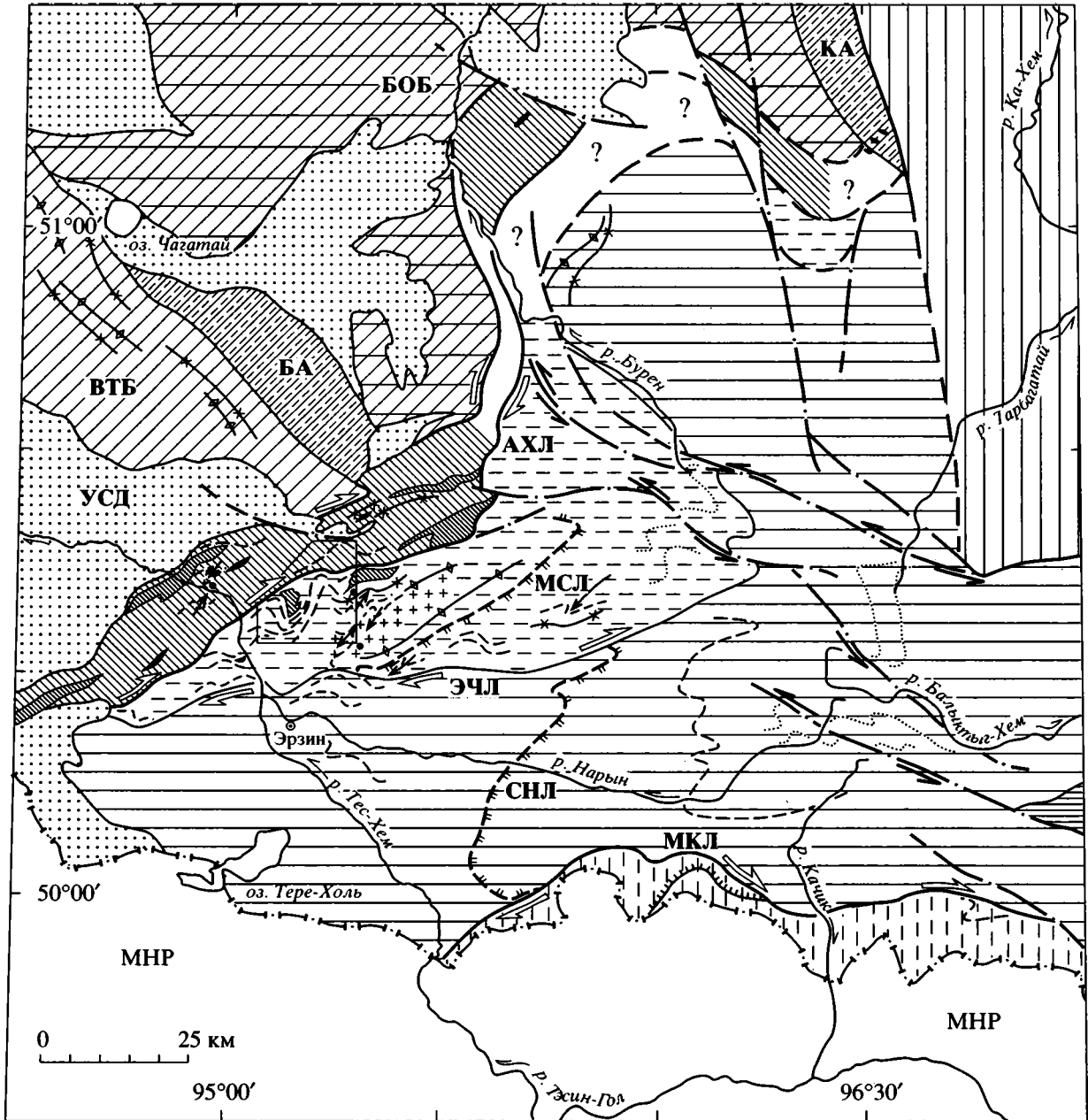
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И РАННЕКАЛЕДОНСКИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ

Раннекаледонская складчатая область Тувы (значительный фрагмент которой изображен на рис. 1) естественно подразделяется на две части, объединяемые средне-позднекембрийским временем главной фазы складчатых деформаций и позднекембрийско-ордовикским (по совокупности геологических и геохронологических данных) возрастом орогенного гранитоидного магматизма. Эти части обычно [29 и др.] описываются в качестве Таннуола-Хамсаринской структурно-формационной зоны ранних каледонид и Тувино-Монгольского массива уже частично консолидированной в дораннекаледонское время сиалической коры. Соответственно, в раннекаледонскую эпоху осадконакопления (венд–ранний кембрий) на территории этого массива отлагались преимущественно карбонатные (и при этом шельфовые) осадки, тогда как Таннуола-Хамсаринская зона или, точнее, мегазона являлась ареной вулканической деятельности преимущественно дифференцированного (со значительной долей андезитов) типа. Оба этих сегмента области ранних каледонид также гетерогенны (см. рис. 1), причем Тувино-Монгольский массив включает в себя значительную часть

северной (по крайней мере – до разлома 1905 г.) Монголии.

Островодужная (если исходить из преобладающего характера раннекаледонского вулканизма) природа Таннуола-Хамсаринской мегазоны подтверждается дифференцированным венд-раннекембрийским вулканизмом ее Восточно-Таннуольского блока [6; 15, рис. 2, А], соответствующим

достаточно зрелой (т.е. развивавшейся на “переходной”, уже в какой-то мере сиализированной, коре) дуге. Расположенный северо-восточнее (см. рис. 1) Бурен-Ондумский блок характеризуется в северной, не попадающей на рисунок, части исключительно кислым составом “раннекаледонских” вулканитов [6] и, следовательно, может рассматриваться в качестве фрагмента доранне-



каледонской сиалической коры, включенного в венд-раннекембрийскую островодужную систему. Разделяющая эти два блока *Балгазикская* (а точнее – Морачевская) *зона второго порядка* [15] сложена разнообразными (по базальтам и туфогенно-осадочным породам) амфиболитами, амфиболитизированными габброидами и ультрамафитами, которые либо образуют меланократовое основание Восточно-Таннуольской дуги, либо же представляют собой глубокий срез самостоятельной палеоструктуры позднего докембрия.

Большая вероятность второго варианта в какой-то мере подтверждается сходной, запад-северо-западной, ориентацией *Кахемской зоны второго порядка*, которая опоясывает Бурен-Ондумский блок с севера, заходя на территорию рис. 1 своим юго-восточным окончанием. Эта зона явно соответствует относительно глубоководной палеоструктуре на океанической (судя по присутствию субсогласных линз альпинотипных гипербазитов) коре, причем можно предполагать значительно большую первичную ширину раннекаледонского Кахемского бассейна с последующим поддвижением его граувакково-сланцевого выполнения под Бурен-Ондумский островодужный блок [19]. Характерно, что в южной и восточной Туве все палеоструктурные элементы Таннуола-Хамсаринской мегазоны ориентированы субортогонально к ее генеральному простираению.

Главной на рассматриваемой территории составляющей раннекаледонского ($V-E_1$) Тувинно-Мон-

гольского массива является *Сангиленский микроконтинент* [3] – уходящая в Северную Монголию позднерифейская тектоническая единица, орографически приподнятой части которой соответствует современное нагорье Сангилен. Палеотектоническая специфика микроконтинента определяется мощным и неравномерно метаморфизованным терригенно-карбонатным комплексом позднего рифея – раннего кембрия [1, 11, 19]; столь длительное накопление карбонатных, преимущественно шельфовых осадков предполагает существование под ними сиалического фундамента, датируемого, по отрывочным изотопным данным [22, 25], ранним–средним рифеем. Полиметаморфизованный гнейсовый комплекс предполагаемого фундамента обнажается на северной и западной перифериях нагорья; контакт фундамента и чехла затушеван ордовикским [21, 25, 27] плутоническим метаморфизмом и гранитообразованием эпохи раннекаледонского орогенеза и проводится разными исследователями на разных уровнях сводного разреза Сангилен. При этом отсутствие внутри предполагаемого чехла достоверно фиксируемых резких структурных (или структурно-метаморфических) несогласий, а также высокая деформированность фаунистически датированных (и прорываемых раннепалеозойскими гранитоидами) отложений верхней части чехла подтверждает принадлежность микроконтинента к раннекаледонской складчатой области.

Рис. 1. Тектоническое районирование ранних каледонид Юго-Восточной Тувы и положение структурных элементов – показателей палеозойских сдвиговых дислокаций. Схема составлена с использованием данных государственных геологических съемок, интрузивные массивы сняты).

1 – постордовикский (S – D, N – Q) чехол; 2 – некоторые постордовикские разрывы; 3 – тектонические швы – разграничения палеотектонических единиц; а – главные, б – второго порядка.

Палеотектонические единицы: 4, 5 – Тувинно-Монгольский “массив” – шельфовая платформа ($V-E_1$) на среднерифейском (?) сиалическом основании; 4 – *Сангиленский микроконтинент* позднего рифея (структурно-формационные зоны: а – Мугуро-Чинчилигская внешнего шельфа и подводного склона, б – Эрзино-Нарынская – подвижный энсиалический шельф, в – Чахыргой-Эмийская – наложенный рифт конца рифея – начала кембрия), 5 – участки коры, присоединенные к позднерифейскому микроконтиненту докембрийскими (вторая половина позднего рифея–начало венда) фазами тектогенеза (а – Восточно-Таннуольский блок, б – Качик-Тэсингольская зона); 6, 7 – Таннуола-Хамсаринская гетерогенная мегазона островных дуг ($V-E_1$) и связанных с ними бассейнов: б – островодужные блоки: а – Бурен-Ондумский энсиалический, б – Восточно-Таннуольский на переходной коре, 7 – межблоковые зоны – реликты трансформных (?) энсиматических бассейнов; 8 – Агардагская шовная зона (реликт энсиматического задугового бассейна $V-E_1$).

Элементы структуры: 9 – массивы гипербазитов и метаморфических габброидов; 10 – досдвиговые дислокации: а – субсогласные типа исходнопологих надвигов и срывов, бергштрихи в сторону современного падения, б – линейные анти- и синформы с субгоризонтальными или пологими шарнирами; 11 – пликативные показатели раннекаледонского ($E_{2-3}-O$) *правостороннего* сдвига вдоль основных тектонических швов, маркированные структурными линиями по контактам литологических подразделений и интрузивных тел: а – складки с установленным крутым погружением шарнира, б – прочие субгоризонтальные складки и флексуры Z-образного типа; 12 – другие показатели раннекаледонского сдвига: а – Арабулакский взбросо-надвиг, б – Солчоро-Адырское поле плаггиобластеза; 13 – S-образные субгоризонтальные складки и флексуры – показатели позднекаледонских (D?) *левостдвиговых* дислокаций; 14 – предполагаемые сдвиговые смещения: а – $E_{2-3}-O$, б – Pz₂; 15 – контур рис. 2, Б и положение рис. 2, А, В, Г.

Буквенные обозначения: Тектонические элементы Таннуола-Хамсаринской мегазоны; **ВТБ, БОБ** – Восточно-Таннуольский и Бурен-Ондумский блоки; **БА, КА** – Балгазикская и Кахемская межблоковые зоны. **Тектонические линии** западного Сангилен: **АХЛ, ЭЧЛ, МКЛ** – Агардаг-Хадьинский, Эрзино-Чинчилигский, Марат-Качикский межзональные нарушения. **Прочие:** **УСД** – Убсунур-Самагалтайская депрессия (Pz₂ – Q); **МНР** – Монгольская народная республика.

Латеральная седиментационная неоднородность позднерифейско-раннекембрийского чехла микроконтинента [11, 16, 17] позволяет выделить в пределах его западной части две структурно-формационные зоны (см. рис. 1): *Эрзино-Нарынскую* – высокоподвижный энсиалический шельф основной части Сангилен и *Мугуро-Чинчилигскую* – внешний шельф и, вероятно, континентальный склон его северо-западной окраины. Первая из них на центральном и восточном Сангилене осложнена наложенной *Чахыртой-Эмийской зоной*, которая соответствует рифтогенному прогибу, расколовшему во второй половине позднего рифея энсиалическую шельфовую платформу. На территорию рис. 1 попадает лишь западное окончание этой зоны; ее маркированное габбро-гипербазитовыми массивами и высокотитанистыми метабазами продолжение [4, 20] должно, по-видимому, трассироваться в низовья рек Билин и Шишхид (истоки Малого Енисея в Восточной Туве и прилегающей части Монголии) с одноименными крупными гипербазитовыми массивами и ассоциирующими с ними позднерифейско-раннекембрийскими отложениями.

С юго-востока Сангиленский микроконтинент обрамлен (см. рис. 1) *Качик-Тэсингольской зоной*, которая сложена практически не метаморфизованными терригенными осадками конца венда–начала кембрия, а также метатерригенной толщей, перекрытой (по мнению ряда исследователей – тектонически) карбонатными отложениями с онколитами венда [1]. В северо-восточном направлении эта зона, по-видимому, должна переходить в Хугейнскую зону северной (к востоку от Шишхидского гипербазитового массива) Монголии, которая сложена терригенными сланцами и метабазами, испытавшими синдеформационный метаморфизм в первой половине венда и, не исключено, еще в позднем рифее [30]. Вероятно, именно эта *позднедокембрийская тектоническая фаза* (или серия фаз) спаяла позднерифейский Сангиленский микроконтинент и соседствующие фрагменты сиалической коры в единый Тувино-Монгольский массив [7] с характерной для него [19] карбонатной седиментацией венд-раннекембрийского времени.

Одним из таких фрагментов является примыкающий к Сангилену с севера (и не включаемый нами в Юго-Восточную Туву) *Восточно-Тувинский блок* с характерными для него (но отсутствующими на Сангилене) кислыми вулканитами и грубообломочными молассоидами конца позднего рифея, которые несогласно перекрывают существенно сланцевую, с метавулканитами, толщу [23], по-видимому, сопоставимую [11] со сланцевыми комплексами Хугейнской зоны и нижней части разреза Чахыртой-Эмийского палеорифта. Эти особенности стратиграфии сближают Восточную Туву с южной частью Восточного Саяна

(район р. Сархой), а также с Дархатской частью Северной Монголии и могут отражать какой-то импульс позднерифейского сжатия (коллизийного тектогенеза), в структуре Сангиленского микроконтинента сколько-нибудь существенно не проявленный или же пока не зафиксированный. Значительная часть территории Восточно-Тувинского блока (как и всего северного обрамления Сангилена) занята посторогенными, “съедающими” каледонскую структуру, гранитоидами девона; поэтому граница Восточно-Тувинской палеотектонической единицы с северным выступом микроконтинента показана на рис. 1 условно.

Таннуола-Хамсаринский и Тувино-Монгольский сегменты раннекаледонской складчатой области разделены в Юго-Восточной Туве *Агардагской шовной зоной* (см. рис. 1), наследующей положение задугового рифтогенно-спредингового бассейна, который раскрывался в венде–начале раннего кембрия [11–13] и был ликвидирован как обособленная глубоководная морфоструктура в результате *начальной* (середина или первая половина раннего кембрия) *фазы раннекаледонского сжатия*. Раскрытие бассейна подтверждается антидромной последовательностью основных вулканитов в венд-раннекембрийском разрезе зоны [13], а также направленным изменением осадочных составляющих этого разреза. Основанием базальт-граувакково-кремнистого выполнения Агардагского палеобассейна являлся меланократовый (микроамфиболиты с метагабброидами и гипербазитами) комплекс [15], продукты размыва которого присутствуют в породах венд-раннекембрийского разреза [8, 11, 12, 24], а метаморфизм может датироваться концом позднего рифея [25] и связываться с тектоническим сжатием “байкальского” времени. “Окраинноморский” комплекс венда–начала кембрия несогласно перекрыт туфогенно-карбонатной толщей второй половины раннего кембрия [9], в формационном отношении близкой к одновозрастным отложениям Восточно-Таннуольского и Бурен-Ондумского блоков. Значит, после внутрираннекембрийской фазы сжатия седиментационный контраст между Агардагской зоной и ее островодужным обрамлением сгладился и на месте бывшей системы “дуга – окраинное море” установилась обстановка мелководной и морфоструктурно слабодифференцированной континентальной окраины андийско-зондского типа, которая просуществовала вплоть до *главной фазы раннекаледонского сжатия* в среднем–позднем кембрии.

Таким образом, все геотектонические элементы (блоки или зоны) Юго-Восточной Тувы соответствуют определенным палеотектоническим единицам начала палеозоя и/или конца докембрия. Их первичные границы были скорее всего достаточно нечеткими и отвечали пологим, флексурно-сбросовым по своей природе, перегибам древнего морского ложа, возникшим в результате вендского

и, вероятно, еще более древнего растяжения, ориентированного, по большей части, приблизительно вкрест простирания Сангиленского микроконтинента.

Современные границы зон и блоков являются, однако, как правило, разрывными и сформировались в результате раннекаледонского (середина раннего кембрия–ордовик) неоднактоного сжатия. Намеченные на рис. 1 тектонические разграничения палеотектонических единиц представляют собой системы варьирующих по крутизне и локальной кинематике разрывов, замаскированы на значительном своем протяжении син- и постдеформационными гранитоидами и иногда могут отклоняться от древних (додеформационных) границ зон и блоков. Проявления раннекаледонского сжатия фиксируются сменяющимися во времени ассоциациями складчатых и сопряженных с ними разрывных структур.

ХАРАКТЕР РАННЕКАЛЕДОНСКОЙ СТРУКТУРЫ И ЕЕ ЭВОЛЮЦИЯ

Степень раннекаледонской дислоцированности позднерифейско-раннекембрийских толщ Юго-Восточной Тувы прямо связана с палеотектонической спецификой соответствующих фрагментов территории. Раннекаледонская структура сиалического Бурен-Ондумского блока в значительной его части “стерта” гранитоидами раннего и, особенно, среднего палеозоя. В менее гранитизированном Восточно-Таннуольском островодужном блоке, по данным государственных геологических съемок, выявляются относительно открытые линейные и брахиформные складки северо-западного простирания (см. рис. 1). Крутостоящие линейно-вытянутые складки “задуговой” Агардагской зоны имеют, напротив, северо-восточную ориентацию и наложены на чешуйчатый пакет тектонических пластин и исходно лежащих складок, который определяет структуру среднего (венд–начало раннего кембрия) этажа этой зоны (рис. 2, А) и сформировался в результате внутрираннекембрийской фазы сжатия.

Сходные сочетания структурных форм присущи, при большей степени метаморфизма, и Мугуро-Чинчилигской зоне (см. рис. 2, В, Г), представляющей собой обращенный к задуговому бассейну склон и край позднекембрийского (включая начало раннего кембрия) энциалического шельфа [17]. Исходно пологие разрывы и синкинематичные им лежащие складки, реконструируемые здесь в пределах верхней части позднерифейско-вендского (отлагавшегося в обстановке пассивной окраины) комплекса осадков, естественно связывать с внутрираннекембрийской тектонической фазой. Вдоль северо-западного края зоны фиксируются, однако, фрагменты метаморфизованных офиолитовых аллохтонов [14, 16], современное положение кото-

рых на метатерригенных породах нижней части окраинноконтинентального литокомплекса скорее объяснимо синседиментационным шарьированием той, приуроченной к концу позднего рифея [25], фазы сжатия, которая консолидировала меланократовый фундамент раннекаледонского Агардагского бассейна (Гоникберг, в печати).

Напротив, выявленные тектонические покровы Эрзино-Нарынской зоны трактуются [2] как масштабные (но не нарушающие, как правило, стратиграфической последовательности) срывы по границам структурных этажей и литологически разнородных толщ, а наложенные на эти покровы пликративные дислокации являются по большей части германотипно-коробчатыми. Складчатая структура тувинской части Качик-Тесхемской зоны весьма напряжена, но практически не расшифрована. Можно, однако, констатировать, что системы линейных крутостоящих складок с относительно пологими шарнирами в наибольшей степени проявлены в Юго-Восточной Туве там, где доорогенная сиалическая кора имела пониженную мощность, либо, как в Агардагской зоне, могла отсутствовать вообще. Кроме того, видимая дислоцированность позднерифейско-раннекембрийских толщ, по-видимому, определяется интенсивностью орогенного прогресса и глубиной син- и посторогенного эрозионного среза.

Структурная эволюция ранних каледонид Юго-Восточной Тувы в целом соответствует “стандартной” [5, 18] схеме и отражена на рис. 2, А–Г и разрезах к ним. Принятая нами индексация пликративных структур, несомненно, схематична, поскольку отнесение однотипных (по сопоставимой морфологии и режиму деформации) складок или флексур разных участков территории к одной группе означает не их строгую разновозрастность (которая должна обосновываться отдельно), а всего лишь сходное положение в эволюции структуры этих участков. Кроме того, на отдельных участках могут появляться дополнительные, относительно локальные системы пликративных дислокаций.

Ранние исходно лежащие складки F_1 и/или грубо синхронные им исходно пологие надвиги отмечались в Мугуро-Чинчилигской [10, 14, 16, 26], и, вероятно, Эрзино-Нарынской [2 и др.] зонах Сангилены, а также в “окраинноморском”, сформировавшемся в ходе внутрираннекембрийского тектогенеза структурном этаже Агардагской зоны [13, 24]. Данные о первичной вергентности этих складок недостаточно надежны и нередко (даже в пределах отдельного участка) противоречивы, что наталкивает на мысль о неоднократности проявления лежащей складчатости и/или соответствующего ей надвигообразования.

Соотношение стратифицированных комплексов среднего и верхнего этажей Агардагской зоны

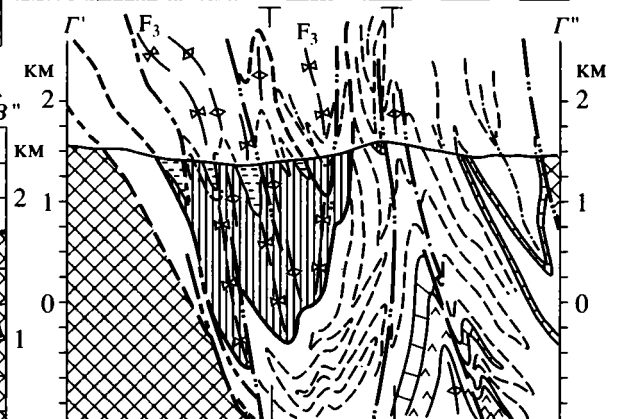
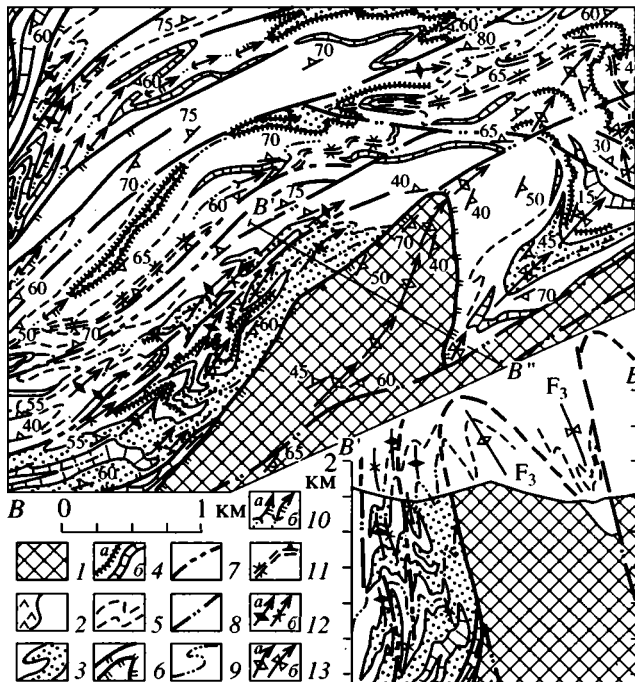
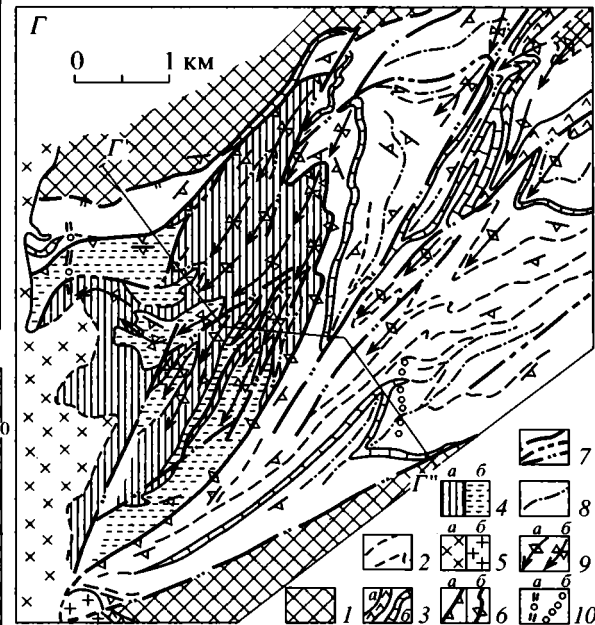
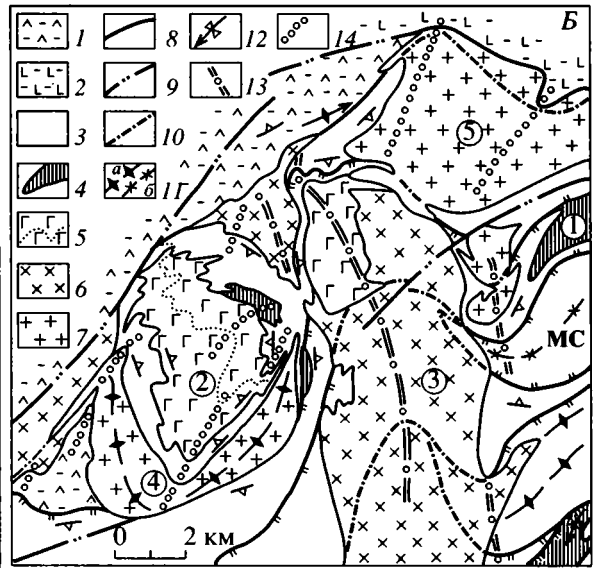
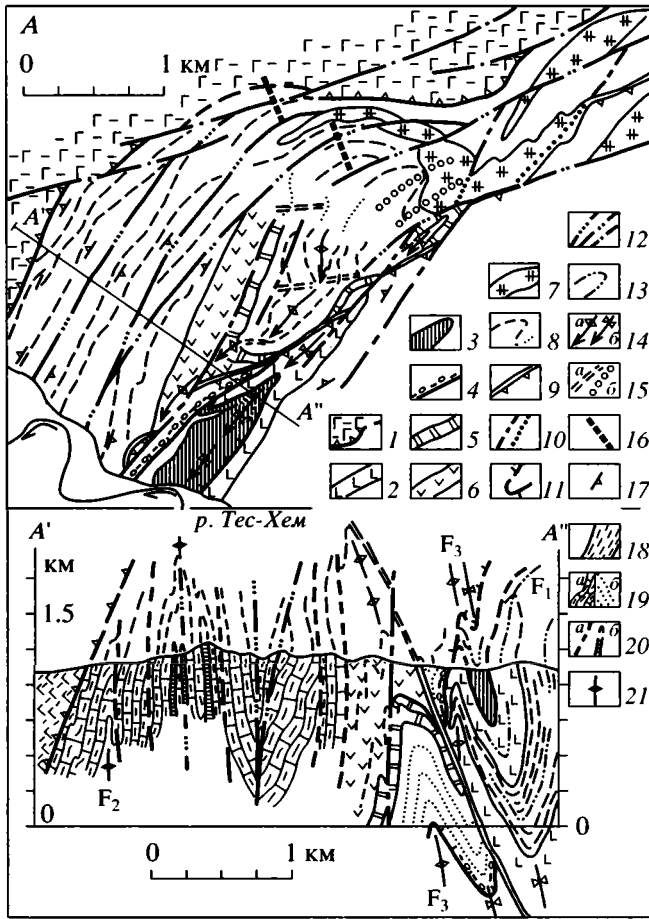


Рис. 2. Складки с крутопогружающимися шарнирами и Z-образные субгоризонтальные флексуры – показатели правосторонних сдвиговых смещений вдоль северо-западного края Сангиленского микроконтинента.

A – Агардагская зона – складки F_3 , ассоциирующие с крупным сдвиго-сбросом, и поздние Z-образные изгибы, частично залеченные лейкогранитами ордовика (по данным [9, 12] и собственным наблюдениям): 1 – Карашатская пластина габброидов и замещающих их диоритов-плаггиогранитов *нижнего* (R_3 ?) структурного этажа и ограничивающий ее взброс или (исходно) надвиг; 2, 3 – характерные элементы *среднего* этажа: 2 – базальты кускунунгской ($V - E_1$) толщи, 3 – серпентиниты и метагабброиды; 4–6 – характерные горизонты теректигской (E_1) толщи *верхнего* этажа: 4 – базальные конгломераты вдоль сорванной подошвы толщи, 5 – массивные известняки, 6 – вулканы и туффиты андезитового состава; 7 – лейкограниты поздних фаз кызылдагской [24] магматической серии (O_{2-3}), гранитоиды ранних фаз не показаны. **Элементы структуры:** 8 – структурные линии (точки – предполагаемые под четвертичными отложениями); 9, 10 – элементы тектонического разграничения внутренней и внешней подзон Агардагской зоны: 9 – Теректигский правый сдвиг-взброс, 10 – левые сдвиг-взбросы (точки – фрагменты, залеченные молодыми гранитами); 11, 12 – прочие разрывы: 11 – ранние субсогласные, 12 – поздние, количество точек возрастает для более древних нарушений; 13–16 – оси пликвативных дислокаций: 13 – предполагаемых складок F_1 , 14 – антиформы (а) и синформы (б) F_3 , стрелки в сторону погружения шарниров, 15 – субгоризонтальных изгибов F_4^1 (а) и F_4^2 (б), сопряженных, соответственно, с ССВ-ми и ВСВ-ми разрывами, 16 – поздних субгоризонтальных флексур F_4^3 ; 17 – элементы залегания (здесь и далее – без разделения на нормальные и опрокинутые).

Дополнительно к разрезу А'–А": 18 – кремнистые сланцы среднего структурного этажа; 19 – отложения верхнего этажа: а – преимущественно карбонатные, б – преимущественно терригенные и терригенно-карбонатные; 20 – второстепенные разрывы (а) и разнообразные по составу дайки (б); 21 – предполагаемые оси антиформных складок F_2 .

Б – Приагардагская часть Мугуро-Чинчилигской зоны Сангилен к востоку от рис. 2, А – соотношение разновременных пликвативных дислокаций и магматических тел: 1, 2 – Агардагская зона: 1 – осадочно-вулканогенный комплекс среднего и 2 – микроамфиболиты и метагабброиды нижнего структурных этажей; 3 – Мугуро-Чинчилигская зона, метаморфическая толща (PR_2); 4 – субсогласные тела гипербазитов и метагабброидов (R_2 – R_3); 5 – полосчатые габбро (E_{1-2} ?), точки – вероятная ось Правотарлашкинского массива как исходно субсогласной линзы; 6 – гранитоиды пестрого состава (E_3 – O_1 ?); 7 – граниты калиево-натровые и калиевые (O_{2-3}). **Элементы структуры:** 8, 9 – разрывы: 8 – ранние, грубо синхронные складкам F_1 и F_2 (бергштрихи в сторону современного падения), 9 – поздние субвертикальные; 10 – предполагаемые “следы” разрывов внутри поглотивших их магматических тел; 11–14 – оси пликвативных дислокаций: 11 – антиформных (а) и синформных (б) складок F_2 , в том числе внутри заместивших их магматических тел (стрелки в сторону явного погружения шарнира), 12 – Среднесолчерской синформы F_3 (см. рис. 2, Г), 13 – поперечных складок и субгоризонтальных флексур F_4^A , сопряженных со становлением Мугурского массива, 14 – горизонтальных флексур F_4^B , использованных при внедрении лейкократовых гранитов O_{2-3} .

МС – Главная Мугурская синформа F_2 (см. рис. 2, В). Цифрами в кружках обозначены массивы: 1 – Тарлашкинский гипербазитовый, 2 – Правотарлашкинский габброидный, 3 – Мугурский пестрого состава, 4 – Байдагский гранитный, 5 – Верхнечингеадырский аляскитовый.

В – Мугурское железорудное поле – наложение складок F_3 на более древние дислокации (по данным [10] и собственным наблюдениям): 1 – *автохтон*, гнейсы предполагаемого фундамента (R_{1-2} ?); 2–5 – *аллохтон*, мугурская толща пестрого состава (R_{2-3} ?): 2 – апобазальтовые амфиболиты вместе с ассоциирующими метагабброидами и гипербазитами, 3 – грубозернистые гнейсы умереннокислого состава, 4 – маркирующие горизонты магнетитовых кварцитов (а), мраморов и кремнисто-карбонатных метаосадков (б), 5 – гнейсы кислого состава и (графитисто)-кварцево-слюдистые сланцы (пунктир – структурные линии). **Элементы структуры:** 6–8 – разрывы: 6 – ранние, близкие по возрасту к складкам F_1 (в том числе подновленные во время формирования складок F_2 и F_3), 7 – грубо синхронные складкам F_2 , 8 – поздние, обычно близкие по возрасту к складкам F_3 ; 9–13 – оси складок: 9 – F_1 , 10 – F_1 , ныне явно антиформных (а) и синформных (б), бергштрихи в сторону современного падения осевой плоскости, 11 – Главной Мугурской синформы F_2 , бергштрихи на участке ее запрокидывания, 12 – антиформ (а) и синформ (б) F_2 более высоких порядков (на южном крыле Главной синформы окончательно оформленных в эпоху F_3), 13 – антиформы (а) и синформы (б) F_3 .

Г – Среднесолчерская синформа – сложнопостроенная складка F_3 , сминающая контакт древнего офиолитового аллохтона с дислоцированным комплексом рифтогенной [17] континентальной окраины (генерализовано по [16] с исправлениями): 1–3 – *автохтон*: 1 – гнейсы предполагаемого фундамента, 2 – преимущественно гнейсы (средне)-поздне-рифейского чехла (пунктир – структурные линии, в частности, по маломощным прослоям мраморов), 3 – маркирующие горизонты чехла (а – апобазальтовые амфиболиты, б – мраморы); 4 – *аллохтон*: а – гипербазиты и метагаббро, б – метаосадочные гнейсы с редкими прослоями амфиболовых и карбонатных пород; 5 – постскладчатые диориты–гранодиориты (а) и граниты (б). **Элементы структуры:** 6 – деформированная подошва аллохтона: а – наклонная, б – субвертикальная; 7 – прочие разрывы (как на рис. 2, В); 8–10 – оси пликвативных дислокаций: 8 – складок F_1 и, вероятно, F_2 нерасчлененных, 9 – антиформ (а) и синформ (б) F_3 , 10 – субгоризонтальных флексур F_4^A (а) и F_4^B (б).

показывает (см. рис. 2, А), что угловое несогласие между базальными конгломератами верхнего этажа и подстилающей кремнисто-базальтоидной, дислоцированной складками F_1 , толщиной относительно невелико. А это значит, что внутрираннекембрийский тектогенез в этой зоне свелся к формированию лежащих складок F_1 и/или синкинематических им пологих надвигов без смятия пластов и пластин в крутостоящие складки F_2 . Сходные (с показанными на рис. 2, А) соотношения вероятны и для контакта среднего и нижнего структурных этажей Агардагской зоны, нигде в первоначальном виде не наблюдаемого.

С другой стороны, поднедокембрийский (вероятно, с низами кембрия) чехол соседней Мугуро-Чинчилигской зоны лишен явных внутренних несогласий и в формационном отношении представляет собой единый и закономерно (снизу вверх) изменчивый комплекс углубляющейся, вплоть до конца венда, рифтогенной окраины сиалического массива [17]. Единственный достоверный перерыв в осадконакоплении, выявленный внутри “чехольного” комплекса на западе эсиалической Эрзино-Нарынской зоны [11], датируется концом рифея и не сопровождается сколько-нибудь резким угловым или метаморфическим несогласием; при движении к востоку разрез чехла становится непрерывным, венчаясь фаунистически охарактеризованными осадками второй половины раннего кембрия.

Из всего сказанного следует, – крутостоящие, наложенные на F_1 и исходно пологие надвижки складки F_2 образовались и в Агардагской зоне, и на Сангилене уже после раннего кембрия. Это позволяет считать сопоставимые по облику дислокации F_2 (и, тем более, последующих генераций) в обеих геоструктурных единицах примерно одновозрастными. Складчатость же F_1 в Агардагской зоне и прилегающей части микроконтинента проявилась, вместе с грубо синхронными ей надвижками, дважды – в середине или первой половине раннего кембрия и, вероятно [24], в конце позднего рифея, – причем обе эти тектонические фазы, будучи незавершенными, не привели к длительному воздыманию территории.

В наибольшей степени системы разномаштабных субвертикальных, линейных и брахилинейных, складок с субгоризонтальными или пологими шарнирами (складки F_2) проявлены в пределах Мугуро-Чинчилигской зоны, а также, на других уровнях эрозионного среза, – в Агардагской зоне и в Восточном Танну-Ола. В первых двух случаях эти складки ассоциируют с системами частых крутопадающих разрывов (см. рис. 2, А, В), которые обычно субпараллельны северо-западному краю Сангиленского микроконтинента, а по отношению к складкам F_2 зачастую играют роль мегакливажа осевой плоскости, ориентируясь субпараллельно крупным и контролируя положение мелких складок этой генерации. (При этом многие из этих дизъюнктивов развивались в ре-

зультате подновления субвертикальных, вследствие складчатости F_2 , фрагментов ранних, исходно пологих разрывов.) Именно системы складок F_2 в наибольшей степени соответствуют тому, что часто называется “складчатостью общего смятия”, и именно эти складки (вместе с сопряженными с ними продольными крутыми разрывами) могут считаться выражением “главной фазы деформации” раннекаледонского орогенеза.

Средне-позднекембрийский возраст этой фазы структурообразования определяется смятием в складки данного типа относительно молодых (вторая половина раннего кембрия) отложений Восточного Танну-Ола и Агардагской зоны и тем, что изотопные оценки возраста постскладчатых гранитоидов и сопутствующего им высокоградиентного плутонического метаморфизма не опускаются ниже 500 млн. лет [22, 25, 27]. Тот же средне-позднекембрийский возраст, по-видимому, должен иметь слабозональный (“региональный”) метаморфизм, “затушеванный” более высокотемпературным зональным метаморфизмом ордовикского времени.

На Сангилене и в его непосредственном обрамлении общая направленность кембрийских деформаций, по-видимому, сводилась к чешуйчатому, вергентностью на Тувино-Монгольский массив, нагромождению линзовидных (в разрезе) фрагментов сиалической или сиализированной коры с частичным пододвиганием под них утоненной коры Агардагской и Качик-Тэсингольской зон, а также наиболее растянутых частей Сангиленского микроконтинента. А резкая разница в ориентации основных (продольных) структур Восточного Танну-Ола и северо-западной части Сангилене вместе с Агардагской зоной (см. рис. 1) объяснима либо несколько более поздним смятием толщ Танну-Ола, либо тем, что во второй половине кембрия вектор регионального сжатия был в том и другом случае ориентирован резко различным образом. Обе интерпретации (или их сочетание) предполагают существование крупной разрывной зоны, вытянутой вдоль северо-западного борта бывшего (существовавшего в венде – начале раннего кембрия) задугового бассейна, а также сдвиговые смещения вдоль этой зоны. Правосторонний характер этих смещений подтверждается ориентацией и формой разнообразных пликативных структур Западного Сангилене и Агардагской зоны, возникших в режиме сдвиговой деформации после образования линейных складок F_2 и сопряженных с ними разрывов.

СТРУКТУРНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПРАВСТОРОННЕГО СДВИГАНИЯ ВДОЛЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КРАЯ САНГИЛЕНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Поздние пликативные структуры, отражающие подобное сдвигание (см. рис. 2), могут быть подразделены на две группы: А) косо по отношению к

краю микроконтинента ориентированные открытые складки с круто погружающимися шарнирами и северо-восточным положением осевых плоскостей (см. рис. 2, А, В, Г) и Б) Z-образные горизонтальные флексуры с (восток)-северо-восточной или субширотной ориентацией их субпараллельных "верхнего" и "нижнего" крыльев (см. рис. 2, А, Б). При образовании всех этих структур взаимное, в плане, смещение материальных точек их противоположных крыльев происходило по схеме правостороннего простого сдвига вдоль края микроконтинента и субпараллельных ему структурных линий.

Сосдвиговые складчатые структуры *первой группы* (с некоторой, в силу их вероятной неоднородности, условностью – складки F_3) могут быть сильно сжаты (см. рис. 2, Г), но обычно обладают достаточно плавно изогнутыми замками, что, как правило, сразу отличает их от складок F_1 , приведенных в сходное (т.е. крутостоящее с крутым шарниром) положение. От близких по морфологии и размерам разновидностей складок F_2 сосдвиговые складки F_3 должны отличаться существенно большей (свыше 35–40°) крутизной шарниров и, кроме того, несколько иными соотношениями с системой частых продольных крутопадающих разрывов, возникших на этапе общего смятия. Формирование складок F_3 происходило уже после образования значительной части продольных, субпараллельных краю микроконтинента, разрывов; при этом вектор сжатия на этапе F_3 был ориентирован под острым углом к их простиранию (в нынешней системе координат – близширотно), что обеспечивало правосторонние смещения по таким разрывам и соответствующую пликативную деформацию межразрывных пространств. В случае благоприятной ориентации более древних структурных элементов здесь возникали те Z-образные рисунки, фрагменты которых видны на рис. 2, В, Г.

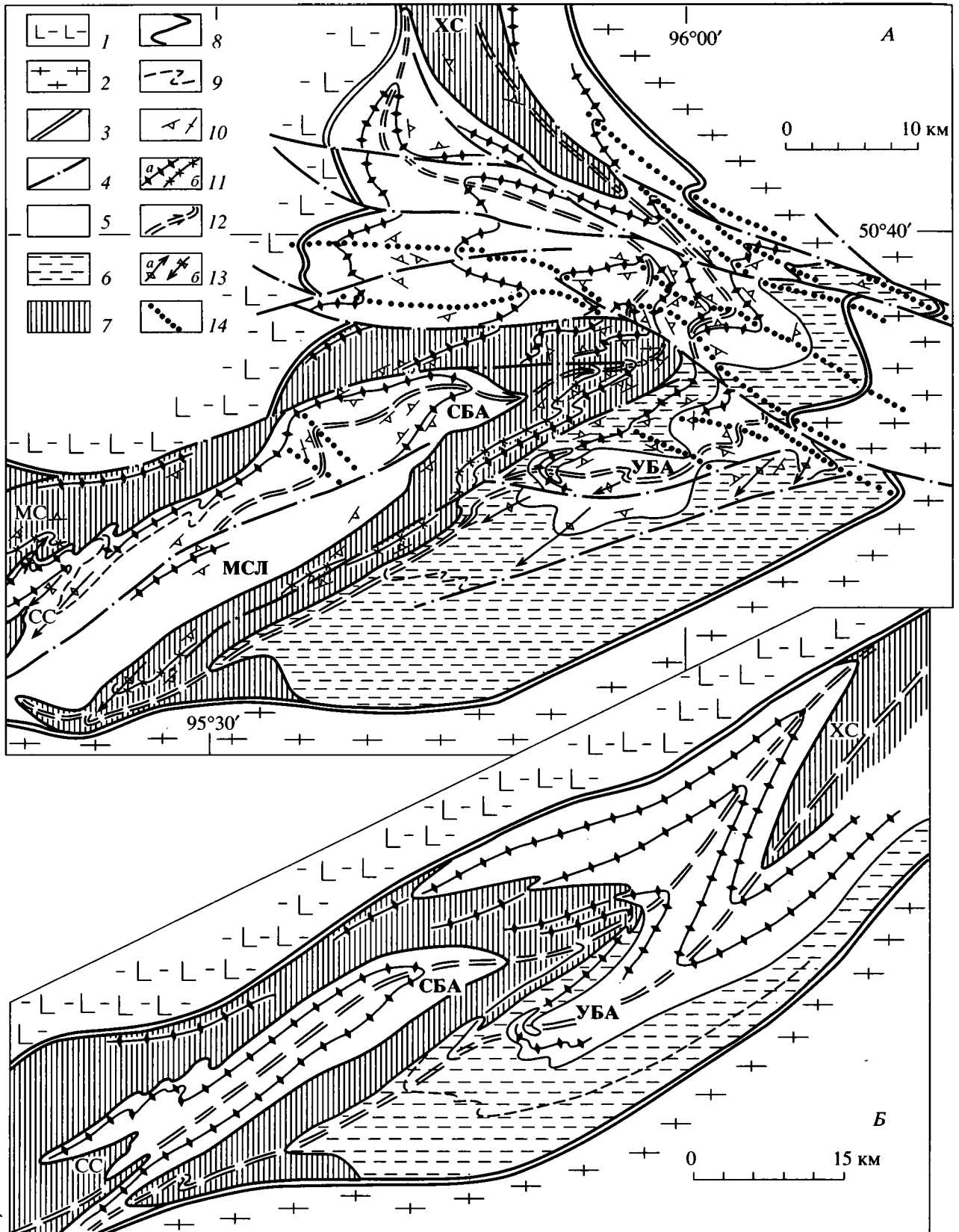
В общем случае сосдвиговые складки изгибают в плане оси складок более древних генераций, которые в поле развития пликативной дислокации F_3 становятся, из-за повышенной деформированности, трудноразличимыми; кроме того, локальная складчатость F_3 иногда могла осуществляться именно там, где к моменту этой деформации сопоставимые по размерам складки F_2 отсутствовали. Наконец, складки, возникшие на этапе F_2 , иногда могли унаследованно развиваться и при формировании более крупных складок F_3 ; так, относительно мелкие складки на южном крыле Главной Мугурской синформы F_2 (см. рис. 2, В) возникли, как следует из разреза B^1-B^2 , близко одновременно с разрывами этого этапа деформации, но окончательно, по-видимому, оформились при смятии данного крыла диагонально к нему ориентированными складками F_3 .

Подобно более древним структурам, складки F_3 "съедаются" гранитоидами позднего кембрия (?) – ордовика (см. рис. 2, Г); по времени и физическим условиям образования они преемственны к складкам общего смятия F_2 и, вероятно, могут объединяться с ними в рамках ассоциации структур главной фазы раннекаледонской деформации. На Притесемском участке Агардагской зоны (см. рис. 2, А) складки F_3 ассоциируют с крупным разрывом, вдоль которого осуществлялось относительное взбрасывание (очевидно, – с правосторонней, в плане, компонентой) присангиленской части зоны; следовательно, можно допустить, что складчатость F_3 маркирует начало орогенного воздымания Сангиленского микроконтинента относительно его северо-западного обрамления.

Более поздние и пологие Z-образные структуры *второй группы*, по-видимому, формировались при меньшей скорости правосторонней деформации и в условиях быстро снижающейся пластичности деформируемой среды. Некоторые из изгибов этой группы (горизонтальных складок F_4) накладываются на сосдвиговые складки F_3 (см. рис. 2, Г). Одна из относительно ранних структур F_4 явно контролирует контур северо-восточного контакта Мугурского массива гранитоидов пестрого состава (см. рис. 2, Б), а также положение изоград [10, 21] связанного с этим массивом ореола плутонического метаморфизма ордовика. Более молодые изгибы F_4 маркированы положением массивов гранитов и лейкогранитов (см. рис. 2, А, Б), внедрение которых зачастую контролировалось структурами растяжения, изгибавшимися и приоткрывавшимися в процессе правостороннего сдвига вдоль края Сангиленского массива.

В ряде случаев (те же два рисунка) можно говорить о целом спектре несколько разновременных и накладываются одна на другую пликативных (пологие изгибы) и/или разрывных структур, в совокупности отражающих длительность и непрерывно-дискретный ход правостороннего сдвига. При этом сжатость Z-образных пликативных структур в целом убывает по мере их омоложения и, кроме того, прямо связана с глубиной деформации и разогретостью деформируемого субстрата. (Соответственно, пликативная составляющая раннепалеозойского правостороннего сдвига вдоль края Сангиленского микроконтинента сильнее проявлена в метаморфизованных толщах Мугуро-Чинчилигской окраины Сангиленского массива, чем в его Агардагском обрамлении.)

Очевидно, что в течение главного этапа раннекаледонского тектогенеза (средний кембрий–ордовик) субперпендикулярное к краю микроконтинента сжатие эпохи F_2 сменилось косым сжатием, пликативная реализация которого постепенно уступала место скольжению по системе субпараллельных границе Сангиленского массива (или косо к ней



ориентированных) разрывов; при позднеорогенных (в ордовике) импульсах тектонической активности и/или термального разогрева какие-то фрагменты этих продольных разрывов могли пликтивно изгибаться с образованием пологих горизонтальных флексур того же Z-образного типа, на которые затем накладывались (см. рис. 2, А, Б) новые продольные разрывы, в частности, возникшие путем проградации “консервативных” фрагментов уже существовавших нарушений.

РОЛЬ КРУПНЫХ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В СОЗДАНИИ ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Размеры всех показанных на рис. 2, А–Г структур латерального сдвига не превышают первых километров. В западной части Эрзино-Нарынской зоны существует, однако, и гораздо более крупная структура того же типа, маркированная изгибом Средненарынской тектонической линии (см. рис. 1) – субсогласного древнего надвига или межформационного срыва [2] в основании типоморфного для данной зоны терригенно-карбонатного комплекса (так называемой “сангиленской серии”). Формирование этой Z-образной сигмоиды должно быть связано со сдвиговыми смещениями вдоль оконтуривающих Эрзино-Нарынскую зону тектонических швов (см. рис. 1); при этом первоначальная ориентация Средненарынской линии была, в современных координатах, северо-западной, а амплитуда сосдвигового латерального перемещения северной окраины зоны относительно южной могла достигать 40–50 км. По своей морфологии (и, следовательно, физическим условиям деформации) данная сигмоида близка к наиболее открытым (см. рис. 2, В) и, видимо, поздним из догранитных складок F₃. Формирование ее произош-

ло не позднее начала среднего ордовика – именно таков [27] возраст плутонического метаморфизма и кристаллизации автохтонных и перемещенных гранитов, залечивающих северное тектоническое ограничение Эрзино-Нарынской зоны. Реальность правостороннего сдвига вдоль южной границы зоны подтверждается ориентацией Арабулакского разрыва (см. рис. 1), по которому метатерригенная толща Качик-Тэсингольского обрамления Сангилена надвинута на развитые юго-восточнее практически не метаморфизованные терригенные отложения.

Проявления площадной ультраметагенной гранитизации приурочены (вместе с многочисленными мелкими телами лейкогранитов) и к широкой зоне, протягивающейся вдоль Средненарынской тектонической линии по обе ее стороны. Вероятно, образование по крайней мере части ультраметагенных пород и лейкогранитов могло контролироваться структурами растяжения и отслоения, возникающими в процессе сдвиговой деформации; по мере ее нарастания такие структуры должны были закрываться и деформироваться, а вмещаемые ими тела – сниматься, будинироваться и растаскиваться.

Другой, еще большей по амплитуде, сосдвиговой структурой может быть Z-образный изгиб, выявляемый (см. рис. 2–5 в [28]) в пределах Мугуро-Чинчилигской зоны. Смыкающее крыло этой сигмоиды (рис. 3, А, а также см. рис. 1) маркировано Морено-Сарантской тектонической линией, представляющей собой [17] тектонический контакт метатерригенного автохтонного комплекса позднерифейской континентальной окраины с дислоцированным аллохтоном, сложенным более мористыми (и относительно более молодыми – вендскими) метаосадками. Южное крыло сигмоиды редуцировано; противоположное северное крыло либо смыкается с северо-западным тектоническим ограничением микроконтинента так, как это пока-

Рис. 3. Реконструкция структуры Мугуро-Чинчилигской зоны при снятии массивов плутонических пород: современной (А) и раннепалеозойской на завершающую стадию раннекаледонского орогенеза (Б). Фрагмент зоны между площадью рис. 2, Б и р. Бурен.

1, 2 – обрамляющие зоны: 1 – Агардагская, 2 – Эрзино-Нарынская; 3 – межзональные швы; 4 – относительно поздние разрывы.

Мугуро-Чинчилигская зона: 5, 6 – автохтонные комплексы рифтогенной [17] окраины микроконтинента: 5 – фундамент (R₁₋₂?) и нижняя (существенно метатерригенная) часть чехла, 6 – верхняя (V–E₁a) часть чехла; 7 – комплексы внешней части и обрамления этой окраины, надвинутые (в конце рифея и в начале кембрия) на окраинноконтинентальный автохтон; 8 – подошва аллохтона; 9 – структурные линии; 10 – преобладающие залегания (без разделения прямых и опрокинутых).

Реконструированное положение осей раннекаледонских (11–13) и позднекаледонских (14) пликтивных структур: 11 – антиформ (а) и синформ (б) F₂, 12 – двух крупных сопряженных складок F₃, образующих региональную Z-образную сигмоиду (стрелки – погружения шарниров ядерных частей этих складок), 13 – более мелких антиформ (а) и синформ (б) F₃, стрелки в сторону погружения шарниров, 14 – позднекаледонских, как правило, горизонтальных складок и флексур F₅.

Буквенные обозначения: СБА, УБА – Сарантская и Улдунская позднекаледонские брахиантиклинали в ядрах раннекаледонских складок F₃; СС, ХС – Среднесолчерская (см. рис. 2, Б, Г) и Хадынская синформы F₃; МС – Главная Мугурская (см. рис. 2, Б, В) синформа F₂; МСЛ – Морено-Сарантская тектоническая линия (см. рис. 1) – фрагмент подошвы раннекаледонского аллохтона.

зано на рис. 1, либо (см. рис. 3, А) протягивается субпараллельно этому ограничению через южную часть Мугурского железорудного поля (см. рис. 2, В), причленяясь к границе микроконтинента уже на левобережье р. Тес-Хем.

В любом случае показанные на рис. 2, В складки F_3 могут считаться по отношению к этой крупной пликативной структуре дополнительными, осложняющими ее северо-западное крыло; сама же сигмоида также является системой из двух сопряженных субгоризонтальных складок F_3 (см. рис. 3, А, Б), сформированных при сочетании правостороннего сдвига с уплощением Мугуро-Чинчилигской зоны вкост ее простираения. Обе сопряженные складки дискордантно прорываются гранитоидами конца кембрия(?)—ордовика; приосевая часть более северо-западной складки подчеркнута (см. рис. 1) Солчоро-Адырским полем развития плагиоклазового бластеза и других ультраметагенных процессов [4, 16].

Наиболее поздние проявления раннекаледонской правосдвиговой деформации орогена Юго-Восточной Тувы реализовались, очевидно, дизъюнктивными смещениями вдоль некоторых продольных (восток-северо-восточных) разрывов с синхронным локальным приоткрыванием тяготеющих к ним ослабленных зон (запад)-северо-западного простираения. В частности, раскрытие локального – пликативного или наложенного дизъюнктивного – излома северо-западного ограничения микроконтинента обусловило конфигурацию Верхнечингеадырского массива позднеорогенных аляскитов (см. рис. 2, Б). Суммарная амплитуда правостороннего латерального смещения Восточно-Таннуольского блока относительно юго-восточного ограничения Сангиленского микроконтинента могла (с учетом пликативной и разрывной составляющей) значительно превышать 100 или 200 км.

Верхним возрастным ограничением раннекаледонской правосдвиговой деформации являются левосдвиговые смещения палеотектонической зональности Юго-Восточной Тувы вдоль нечеткой пересекающей центральный Сангилен зоны кулисообразно подставляющих друг друга разрывов (запад)-северо-западного простираения, сопровождаемых S-образными в плане складками и горизонтальными флексурами (см. рис. 1, 3, А). По данным Н.В. Рогова [28], с этой зоной совпадает пояс эллипсоидных морфоструктур, вмещающих плохо, как правило, вскрытые массивы калиевых гранитов девона, а также малые тела близких им по возрасту щелочных пород. Поэтому формирование данной пликативно-разрывной дислокации можно датировать средним палеозоем и считать ее выражением (или отражением) позднекаледонского тектогенеза, когда и произошло окончательное оформление основных черт

наблюдаемой ныне структуры Сангилена. В частности, именно в среднем палеозое должна была возникнуть характерная “нелинейная” конфигурация современных очертаний Сангиленского микроконтинента (см. рис. 1), вызванная хрупкопластичным (как при образовании кинк-бандов) изломом позднекаледонских тектонических линий и разделяемых ими квазилинейных, до этого времени, геоструктурных единиц наложенными зонами позднекаледонской деформации.

Образование среднепалеозойской левосдвиговой зоны должно было происходить при принципиально том же, что и в ордовике, направлении регионального сжатия (в нынешней системе координат – субширотного), которое обусловило запад-северо-западную ориентацию девонских впадин в Таннуола-Ондумской части орогена (см. рис. 1). При этом некоторые детали их современной конфигурации и структуры отражают позднегерцинское [28] возобновление правосдвиговых смещений вдоль не деформированного в среднем палеозое фрагмента северо-западного ограничения Сангилена, когда и произошло дизъюнктивное отчленение северного выступа микроконтинента от собственно Сангиленского нагорья.

ВЫВОДЫ

1. Основные элементы раннекаледонской орогенной структуры Юго-Восточной Тувы созданы региональным сжатием, отражающим многодневное (первая половина раннего кембрия – ордовик) сближение и столкновение островодужной Таннуола-Ондумской системы блоков с Сангиленским микроконтинентом. В ходе этого орогенного сближения региональное сжатие имело (или приобрело) косую по отношению к простираению главных палеотектонических единиц ориентацию и реализовалось сначала образованием относительно пологих надвигов и сопутствующих лежащих складок, затем – общим смятием стратифицированных комплексов (наиболее интенсивным в пределах бывшего задугового бассейна и в других зонах утоненной коры) и, наконец, – взаимным правосторонним смещением относительно мощных фрагментов древней (или уже сформировавшейся) сиалической коры субпараллельно краю микроконтинента.

2. Орогенное правостороннее сдвигание выразилось как пликативной деформацией стратифицированных комплексов, так и дизъюнктивными (в первую очередь – вдоль границ палеотектонических единиц) дислокациями. Первые и, по-видимому, наиболее интенсивные импульсы раннекаледонской правосдвиговой деформации (основная по крайней мере часть разномасштабных складок F_3 на северо-западной окраине Сангилена) предшествовали становлению относительно древних (“таннуольских”) гранитоидов пестрого состава и, вероятно, были близки по времени к

брахилинейной складчатости F_2 в Восточном Танну-Ола. В целом сдвиговая деформация осуществлялась на фоне тектонического воздымания; по мере ее затухания сдвиговые смещения сосредоточивались в системе прямолинейных крутых склонов, приуроченных к краю микроконтинента.

3. Пространственная связь проявлений позднеорогенных (ордовикских) плутонических процессов и структур латерального сдвига позволяет считать, что именно косое сжатие и взаимное (с образованием "брешей") смещение линзовидных фрагментов сиала обеспечивало в ордовике широкомасштабный разогрев и плавление низов коры, локальное поступление в нее базитовых расплавов, вертикальную миграцию магм, а также вертикальный, в процессе латерального сдвига, подъем нижних горизонтов коры западных частей Сангиленга к поверхности.

4. Раннекаледонская сдвиговая тектоника определила торцовый характер сочленения структур Таннуола-Ондумской и Агардаг-Сангиленской частей раннекаледонского орогена, сохранив, вследствие продольного характера сдвиговых смещений, близкий к линейному облик последней. Современный структурный план значительной части ранних каледонид Юго-Восточной Тувы был создан в результате искажения раннекаледонской тектонической зональности трансструктурными левосдвиговыми дислокациями позднекаледонской эпохи тектогенеза. В более региональном плане эта (среднепалеозойская) деформация Сангиленского микроконтинента и его непосредственного обрамления, по-видимому, может быть увязана с формированием общеизвестного (Бурятский Саян – западное Прихубсугулье – Юго-Восточная Тува) S-образного изгиба основных элементов структуры всего Тувино-Монгольского массива [7].

Автор глубоко признателен В.М. Моралеву, А.Г. Владимирову, В.Г. Владимирову, А.С. Гибшеру, А.Э. Изоху, С.А. Каргополову, А.Б. Кузьмичеву, Н.В. Рогову за полезное обсуждение затронутых в статье проблем. Работа завершена при поддержке РФФИ (грант 97-05-65223).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Г.П., Журавлева З.А., Степанова М.В. Новые данные о позднепротерозойских и раннекембрийских отложениях Сангиленга // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 3. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1981. С. 3–22.
2. Беляев С.Ю., Терлеев А.А. Современная структура Сангиленга // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 20–29.
3. Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной литосферы: Докл. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН. 1995. 51 с.
4. Блюман Б.А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. Л.: Недра, 1985. 183 с.
5. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
6. Бухаров Н.С. Особенности состава и химизма вулканитов венда–раннего кембрия в структурах салаирид Тувы и их перспективы на колчеданно-полиметаллическое оруденение // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 5. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1981. С. 64–77.
7. Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницын Л.З. Соотношение древней и кайнозойской структуры на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 6. С. 789–792.
8. Велинский В.В., Вартанова Н.С. Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 133–136.
9. Винкман М.К., Гинцингер А.Б., Журавлева И.Т., Пегель Т.В., Фефелов А.Ф. Стратиграфический объем нижнекембрийских отложений на северозападной окраине нагорья Сангилен в Туве // Кембрий Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1980. С. 95–115.
10. Вознесенский В.Д., Литвак М.И., Ненашев Ю.П. Сангиленское нагорье. Тектоническая структура Мугурского рудного поля // Изучение тектонических структур. Метод. пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 16. Л.: Недра, 1984. С. 207–223.
11. Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия юго-восточной Тувы и северной Монголии // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 26–34.
12. Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Фефелов А.Ф. Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен (Тува) // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1979. С. 92–119.
13. Гоникберг В.Е. Позднекембрийские базальтоиды Агардагской шовной зоны (Тува) и геодинамическая обстановка их накопления // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 7. С. 9–17.
14. Гоникберг В.Е. Амфиболиты западной окраины Сангиленского докембрийского массива // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 69–99.
15. Гоникберг В.Е. Тектоническое положение габбро-амфиболитовых комплексов салаирид юго-восточной Тувы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 9. С. 3–19.
16. Гоникберг В.Е. Преобразование габброидов при надвигово-сдвиговых деформациях (на примере габбро-гипербазитовой ассоциации западной окраины Сангиленского массива) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 11. С. 36–61.
17. Гоникберг В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии // Геотектоника. 1997. № 5. С. 72–84.

18. Изучение тектонических структур. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50000. Вып. 16. Л.: Недра, 1984. 288 с.
19. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 116 с.
20. Исаков В.М. Положение в разрезе и строение офиолитового комплекса на востоке нагорья Сангилен // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 87–91.
21. Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 16 с.
22. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальников Е.Б. Этапы формирования континентальной коры Дзабханского и Тувино-Монгольского микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные // Тектоника Азии (тезисы XXX тектонического совещания). М.: ГЕОС, 1997. С. 121–122.
23. Коробейников В.П., Исаков В.М., Абрамов А.В., Краевский В.Г., Светлицкий Н.И., Богнибова Р.Т., Щенников А.Д., Степанова М.В. Стратиграфия верхнего докембрия Восточной Тувы // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГ–ГимС, 1979. С. 120–129.
24. Кузнецов П.П., Беляев С.Ю., Гибшер А.С., Изох А.Э., Терлеев А.А. Эволюция Агардагской линеаментной зоны (Юго-Восточная Тува) // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 173–181.
25. Лебедев В.Н., Владимиров А.Г., Халилов В.А., Гибшер А.С., Каргополов С.А., Пономарева А.П., Изох А.Э., Ступаков С.И., Руднев С.Н. U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских–раннепалеозойских метаморфических и магматических образований Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 45–52.
26. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
27. Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. № 3. С. 343–347.
28. Рогов Н.В. Структуры ареалов магматических комплексов Тувы. Новосибирск: Наука, 1992. 119 с.
29. Рудные формации Тувы // В.В. Зайков, В.И. Лебедев, В.Г. Тюлькин и др. Новосибирск: Наука, 1981. 201 с.
30. Скляр Е.В., Постников А.А., Посох В.Ф. Структурное положение, метаморфизм и петрология хугейнской серии (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 1996. № 6. С. 69–78.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, В.Е. Хаин

Significance of Shear Tectonics in the Orogenic Structure of Early Caledonides in Southeastern Tuva

V. E. Gonikberg

*Institute of the Lithosphere of Marginal and Inland Seas, Russian Academy of Sciences,
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109017 Russia*

The structural pattern of the Sangilen Highland in Tuva and to the northwest of it was largely formed during multiphase (earliest Cambrian to Ordovician) oblique convergence and collision of an island arc and a microcontinent. In the course of collision, the early structural ensembles of low-angle thrusts and initially recumbent folds were deformed to give rise to a system of high-angle longitudinal shears. These shears enabled the right-lateral slip of the Tannu-Ola–Ondum island arc along the edge of the microcontinent producing a series of syntectonic folds of various size and Z-shaped horizontal flexures, which preceded (and partially accompanied) the emplacement of orogenic granites. Diffuse left-lateral displacements along a wide shear zone discordant relative to the Early Caledonian structures completed the Middle Paleozoic development of structural patterns.

УДК 551.24(5)

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 1999 г. В. С. Буртман

Геологический институт Российской Академии наук, Москва

Поступила в редакцию 26.11.98 г.

В 90-е годы было предложено несколько реконструкций, на которых показано положение тектонических единиц Центральной Азии в разные эпохи палеозоя. В начале декады Л.П. Зоненшайн с соавторами [16] завершил многолетнюю работу по составлению палеотектонических реконструкций. Эти реконструкции послужили основой для палинпастических карт Северной Евразии, изданных под редакцией В.Г. Казьмина и Л.М. Натапова [21]. В 1993–1994 г. серии палеозойских тектонических реконструкций Центральной Азии были предложены тремя группами исследователей, работавших в Москве [12, 19], Стамбуле [32, 44] и Новосибирске [4, 34]. В дальнейшем изложении я буду называть их моделями тектонического развития Зоненшайна, Казьмина–Натапова, московской, стамбульской и новосибирской. Исходные модели были позднее детализированы [3, 18, 26, 27, 30, 43, 45].

Все модели показывают, как в конце палеозоя в результате объединения континентов, микроконтинентов и островных дуг был создан композитный мегаконтинент Евразии. Вместе с тем, представления разных авторов о палеозойской тектонической истории Центральной Азии были различны, что отразилось на реконструкциях.

Территорию Центральной Азии охватывают также глобальные палеозойские реконструкции, на которых показаны лишь большие континентальные массы. Наиболее известны реконструкции К.Р. Скотеза и В.С. МакКерроу [40], основанные на палеомагнитных данных. Они были использованы в большинстве обсуждаемых моделей для определения положения Европы (Балтии), Сибири и других больших континентов.

В этой статье рассмотрены некоторые проблемы, от решения которых в значительной мере зависят представления о тектоническом развитии Центральной Азии. Одна из них – определение положения островных дуг и микроконтинентов в разные эпохи палеозоя, до вхождения их в состав Евразии. Предлагаемое разными авторами решение этой проблемы отражено в дизайне палеотектонических реконструкций. Другая проблема – происхождение древнего сиалического основания палеозойских островных дуг и микроконтинентов. С ней

тесно связана проблема раннекембрийских палеотектонических реконструкций.

ДИЗАЙН РЕКОНСТРУКЦИЙ

Палеозойские складчатые системы Азии традиционно делят на линейные и мозаичные [14, 22 и др.]. К последним относят Казахстан, Южную Сибирь и Монголию, где расположены относительно короткие складчатые зоны, которые имеют разные простирания и находятся в сложных соотношениях одна с другой. Мозаичное строение – наиболее характерная черта палеозоид Центральной Азии, которая отличает их от других складчатых областей Земли.

При адаптации тектоники плит к складчатым системам Центральной Азии большинством исследователей были сохранены представления о первичности их мозаичного строения. Это привело к выделению большого числа миниокеанов, микроконтинентов и островных дуг. Зоны субдукции, меняющие полярность и прыгающие через островные дуги и микроконтиненты, стали обычными атрибутами палеотектонических карт и геодинамических профилей, предложенных для разных районов Центральной Азии [1, 12, 16, 19, 33 и др.].

“Размножению” миниокеанов помогают фрагменты древней океанической коры, которые в виде офиолитов в изобилии распространены в этом регионе. Офиолиты попадают в разрез складчатой области несколькими путями. Они могут находиться в океанической сутуре – следе исчезнувшего океана (1); либо в виде чужеродных образований, включенных в складчатую зону в результате одного из следующих процессов: обдукции офиолитов на край континента из океанического или задугового бассейна (2), при перемещениях вдоль сдвигов, рассекавших океаническую и континентальную кору (3), путем включения в аккреционную призму, формирующуюся над зоной субдукции (4). В аккреционной призме может быть несколько зон разновозрастных офиолитов, что не свидетельствует о закрытии каких-либо океанических бассейнов. Дизайн реконструкций во многом зависит от трактовки происхождения офиолитов. Интерпретации офиолитовых зон по

первому и второму из указанных путей привели к моделям с первично мозаичным расположением островных дуг, микроконтинентов и океанических бассейнов. Признание большей роли третьего и четвертого путей формирования офиолитовых зон позволило создать модель с первично линейным дизайном.

В упрощенном виде проблему выбора дизайна реконструкций можно сформулировать следующим образом: слагали ли современные тектонические единицы Центральной Азии многочисленные изолированные островные дуги в раннепалеозойском океане (модели: московская, Зоненшайна, Казьмина–Натапова) или выстраивались в виде единой островодужной системы (стамбульская модель). Наиболее четко различия в дизайне видны на раннепалеозойских и силурийских реконструкциях.

Мозаичным дизайном обладают реконструкции московской модели, моделей Зоненшайна и Казьмина–Натапова. Дизайн таких реконструкций не имеет аналогов в современных океанах. Как следствие, тектоническое развитие региона представляется исключительным, не похожим на другие складчатые области Земли.

Альтернативный характер имеет стамбульская модель. Она предполагает, что мозаичный структурный рисунок Центральной Азии вторичен и является результатом смещения по сдвигам (в среднем и позднем палеозое) фрагментов первично линейной островодужной системы. Такая система была реконструирована в виде раннепалеозойской Кипчакской островной дуги, расположенной между Балтийским и Сибирским кратами, и продолжающей ее Тувино-Монгольской дуги. Необходимо отметить, что стремление объединить фрагменты дуг в протяженные островодужные системы видно и на некоторых реконструкциях в модели Зоненшайна. Так, на раннекембрийской реконструкции [16] была показана Чингизско-Тувинская островная дуга, длиной более 4000 км.

Для оценки моделей естественно обратиться к осадочным формациям и магматическим породам. К сожалению, такие исследования не дают однозначного ответа. Мы не знаем осадков, которые накапливаются только на окончании островной дуги, и поэтому не можем в ископаемом состоянии отличить естественное окончание островной дуги от фрагмента такой дуги, оборванного сдвигом. Вероятно, можно найти аргументы в пользу естественного окончания дуги в результате изучения направлений сноса материала с островной дуги, но я не знаю таких результатов. Изучение молодых островных дуг и окраинных магматических поясов показало, что магматизм вдоль дуг варьирует по возрасту и составу и магматические сегменты могут чередоваться с амагматическими. Следо-

вательно, здесь также нет твердых критериев для решения дилеммы.

Палеомагнитный метод позволяет определить палеошироты, на которых находились изученные объекты в прошлые эпохи, и их ориентировку относительно палеомеридиана. Эти данные ценны тем, что они независимы от тектонических реконструкций. Положение континентов, микроконтинентов и островных дуг на палеотектонической реконструкции должно быть согласовано с результатами палеомагнитных исследований. Положение больших континентов на всех палеозойских реконструкциях было определено по палеомагнитным данным. Иная ситуация с островодужными комплексами, для которых таких данных мало, и положение островных дуг в значительной мере зависит от выбора дизайна реконструкции.

В Центральной Азии было проведено много палеомагнитных исследований палеозойских офиолитов [23]. Эти данные определяют палеошироты участков океанической коры и направления зон спрединга. Они не могут быть непосредственно использованы для верификации и коррекции положения сиалических блоков и островных дуг на реконструкциях. Для таких блоков и дуг несколько добротных палеомагнитных определений получено по девонским породам [6, 7, 10, 11, 36, 39]. Большая часть этих определений опубликована после составления рассматриваемых реконструкций, авторам которых были доступны лишь палеомагнитные результаты по Тариму.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДЕВОНА И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Результаты изучения намагниченности позволили сделать следующие выводы относительно положения изученных объектов в среднем–позднем девоне [6, 7, 11].

1. Туркестанская (обращенная к Туркестанскому океану) окраина Алай-Таримского микроконтинента имела меридиональное простирание.

2. Баубашатинский район (рис. 1, А) на этой окраине Алай-Таримского микроконтинента находился на широте $8 \pm 0.8^\circ$.

3. Фациальные зоны туркестанской окраины Казахстано-Киргизского сиалического блока имели северо-северо-восточное направление.

4. Чаткальский район (рис. 1, Б) на этой окраине Казахстано-Киргизского блока находился на широте $23 \pm 1.4^\circ$.

5. Расстояния между Баубашатинским и Чаткальским районами вдоль палеомеридиана было $15 \pm 1.1^\circ$ (1700 ± 120 км).

6. Чингиз-Тарбагатайская (северная – в девонских географических координатах) окраинная зона Казахстано-Киргизского сиалического блока (рис. 1, В) имела почти широтное простирание.

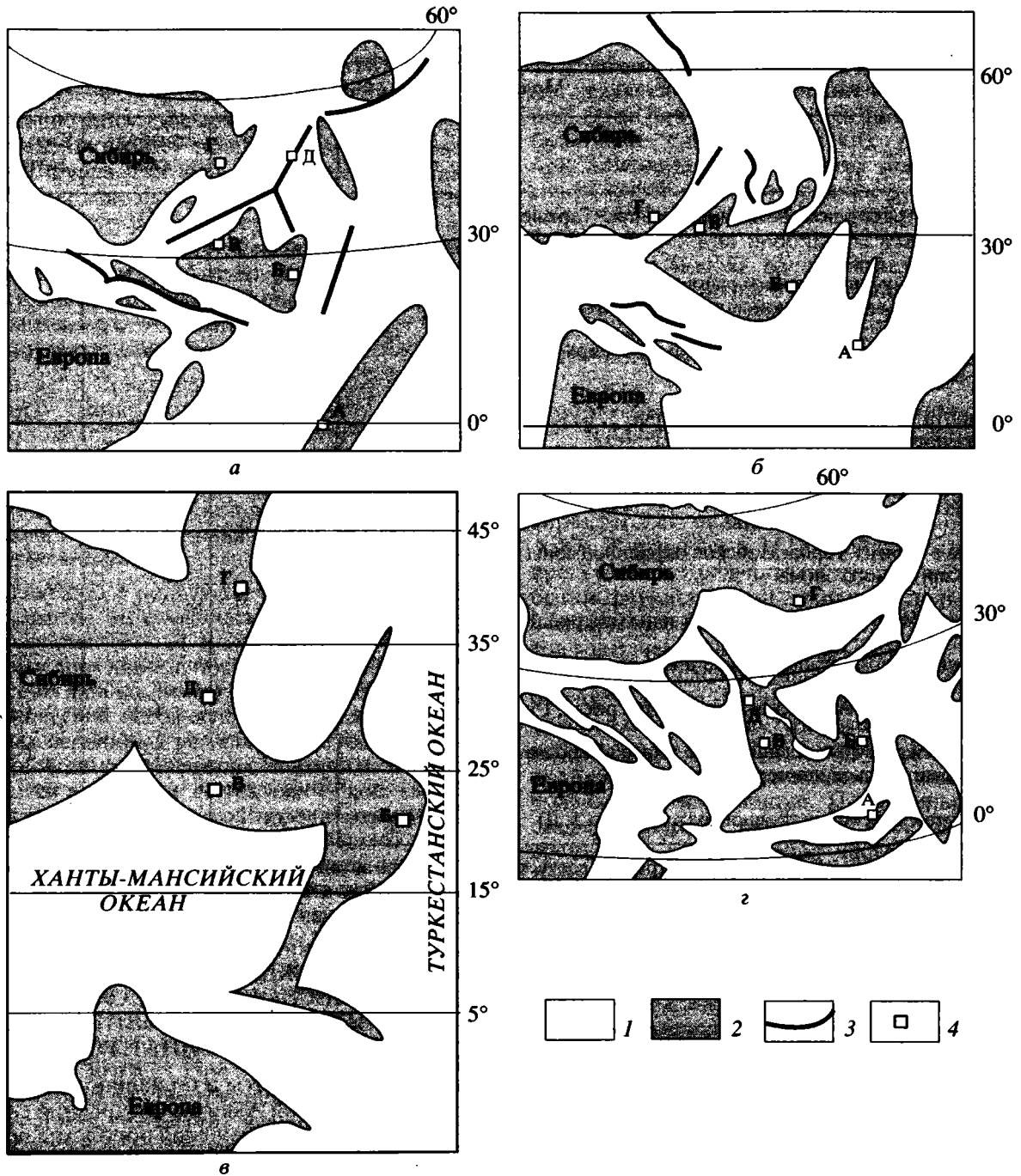


Рис. 1. Положение объектов палеомагнитных исследований (А–Д) на девонских палинпастических реконструкциях: а – модель Зоненшайна, поздний девон [16]; б – московская модель, ранний–средний девон [19]; в – стамбульская модель, поздний девон [44]; г – модель Казьмина–Натапова, средний–поздний девон [21]. Условные обозначения мною унифицированы.

1 – океаническая и 2 – континентальная кора; 3 – энсиматические вулканические дуги; 4 – объекты палеомагнитных исследований (А–Д).

7. Эта окраинная зона находилась на широте $21.3 \pm 3.6^\circ$.

8. Рудно-Алтайская активная окраина Алтайского сиалического блока (рис. 1, Г) имела северо-восточное направление.

9. Средняя часть этой окраинной зоны находилась на широте $31.7 \pm 4.1^\circ$.

10. Расстояние между Чингиз-Тарбагатайской и Рудно-Алтайской зонами вдоль палеомеридиана было $10.4 \pm 4.4^\circ$ (1150 ± 500 км).

Таблица 1. Результаты тестирования девонских палеотектонических реконструкций на соответствие палеомагнитным данным

Буша	Модели			
	Зонен- шайна	москов- ская	стамбуль- ская	Казьмина- Натапова
1. Простираание туркестанской окраины Алайско-Таримского микроконтинента	(-)	+	0	(-)
2. Палеоширота Баубашатинского района (см. рис. 1, А) туркестанской окраины Алай-Таримского микроконтинента	(-)	+	0	+
3. Простираание фациальных зон туркестанской окраины Казахстано-Киргизского блока	+	+	+	(-)
4. Палеоширота Чаткальского района (см. рис. 1, Б) Казахстано-Киргизского блока	+	+	+	+
5. Расстояние между Чаткальским и Баубашатинским районами вдоль палеомеридиана	(-)	+	0	+
6. Простираание Чингиз-Тарбагатайской окраинной зоны Казахстано-Киргизского блока	(-)	(-)	+	(-)
7. Палеоширота Чингиз-Тарбагатайской зоны (см. рис. 1, В)	(-)	(-)	+	+
8. Простираание Рудно-Алтайской окраины Алтайского блока	+	+	(-)	(-)
9. Палеоширота Рудно-Алтайского района (см. рис. 1, Г)	(-)	+	(-)	(-)
10. Расстояние между Рудно-Алтайским и Чингиз-Тарбагатайскими районами вдоль палеомеридиана	+	(-)	(-)	(-)
11. Палеоширота Саурской островной дуги (см. рис. 1, Д)	(-)	0	+	(-)

Примечание. + – положение объекта на реконструкции соответствует палеомагнитным данным, (-) – не соответствует палеомагнитным данным, 0 – объект находится вне области реконструкции или на ней не показан.

11. Саурская островная дуга (рис. 1, Д) находилась на широте $31.8 \pm 6.8^\circ$.

Сравним эти выводы с положением изученных объектов на девонских палеотектонических реконструкциях Центральной Азии (табл. 1). Эти реконструкции принадлежат четырем моделям, в новосибирской модели девонских реконструкций нет. Все модели в той или иной мере не согласованы с девонскими палеомагнитными данными. У московской и стамбульской моделей эта несогласованность менее значительна, у моделей Зоненшайна и Казьмина-Натапова – более значительна.

Анализ реконструкций показывает, что они поддаются исправлению в соответствии с палеомагнитными определениями без принципиального изменения дизайна. Лишь появление значительного количества добротных палеомагнитных определений для разных стратиграфических уровней может помочь в решении рассматриваемой проблемы.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДРЕВНЕГО СИАЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ И МИКРОКОНТИНЕНТОВ

Все микроконтиненты и большинство островных дуг Центральной Азии имели древний сиалический фундамент. От решения проблемы происхождения этого фундамента во многом зависит содержание палеотектонических реконструкций. В разных моделях эта проблема решена по-разному.

В стамбульской модели породы докембрийского фундамента всех структурных единиц, расположенных ныне к северу от Таримской и Китайской платформ, в позднем докембрии входили в состав Европейско-Сибирского континента, а основания Таримской и Китайской платформ имели Индо-Австралийское происхождение.

Альтернативное решение предлагает московская модель. Согласно этой модели, докембрийское основание почти всех палеозойских микро-

континентов и островных дуг Центральной Азии имеет австралийское происхождение (кроме Баратальского и Батеневского блоков, для которых генезис фундамента определен не был).

Решение обсуждаемой проблемы новосибирской моделью имеет промежуточный характер: древний фундамент всех тектонических единиц, расположенных ныне к северу от Таримской и Китайской платформ, имеет евро-сибирское происхождение, кроме Алтайского блока (Российский и Монгольский Алтай), основание которого имеет индо-австралийское происхождение. Предполагается, что этот блок был вдвинут между блоками иного генезиса.

В модели Зоненшайна для Таримского, Каракумского, Памирского блоков было высказано предположение об индо-австралийском происхождении, для Томского и Баргузинского блоков — о Сибирском происхождении, генезис фундамента других блоков не указан. Модель Казьмина-Натапова не распространяется на ранний палеозой и докембрий.

Аргументы в пользу того или иного решения могут иметь литологический, биогеографический, палеомагнитный и геохимический аспекты. Два последних метода пока не использованы из-за отсутствия данных, но могут заработать в будущем. Геохимический метод основан на устойчивости некоторых первичных региональных геохимических особенностей континентальной коры, которые сохраняются в процессе ее тектонической, магматической и метаморфической переработки [9]. Это может (в принципе) определить былую принадлежность фундамента островной дуги или микроконтинента не только к тому или иному континенту, но и к его определенной части.

Литология древних толщ в прямом или формационном истолковании часто используется при моделировании условий накопления. Путем корреляции разрезов или формаций конструируются вытянутые пояса в обрамлении какого-либо континента [29, 30 и др.]. При этом нередко представляется, что такая конструкция, основанная на интерпретациях, является веским аргументом в пользу того или иного решения о происхождении древних толщ. Между тем ни фации, ни формации не несут информации о том, на каком или около какого континента они формировались. Такой вывод — лишь результат интерпретации, часто многократной интерпретации геологических данных. И интерпретации, и отношение к ним могут быть различными. Например, на Таримской и Китайской платформах, в Северном Тянь-Шане, Казахстане, Монголии и на Урале разрезы позднего докембрия содержат характерные толщ диамиктитов. Московская модель предполагает, что накопление уральских диамиктитов происходило на Европейской платформе, всех остальных — на Австралийской, а стамбульская мо-

дель делит диамиктиты между Евро-Сибирью и Австралией примерно поровну.

Биогеографический метод оперирует данными, независимыми от тектонических интерпретаций, но он начинает работать лишь с раннего кембрия. На раннекембрийских реконструкциях, принадлежащих большинству моделей, будущие микроконтиненты и островные дуги еще не отделились от родоначального континента, либо удалены от него на небольшое расстояние. Лишь московская модель предполагает значительный дрейф микроконтинентов в вендское время. Рассмотрим данные по биогеографии раннего кембрия.

Биогеография раннего кембрия и палеотектонические реконструкции

Биогеографические построения для раннего кембрия большей частью имеют глобальный характер. В недавно опубликованной статье А.Ю. Журавлева и И.Д. Майданской [13] были представлены результаты статистической обработки фаунистических данных с целью установления степени схожести фаун крупных континентов в позднем венде и раннем кембрии. В результате ими были сделаны выводы о *палеодолготной* близости или удаленности континентов одного от другого и изменениях относительного положения континентов в раннем кембрии. Массив данных включал все виды организмов: прикрепленные, ползающие, плавающие. Полученные коэффициенты сходства оказались неустойчивыми во времени, и их изменения часто имеют колебательный (возвратный) характер. Такой характер изменений коэффициента сходства скорее зависит от смены направления морского течения, чем от движений континентальных масс туда-обратно. Не была учтена также климатическая зональность фауны. Различие фауны между Сибирью и Балтией, расположенных в то время в разных климатических зонах, находит естественное объяснение в климатических факторах и не свидетельствует о палеодолготной удаленности Сибири от Балтии.

Для наших целей особенно интересны биогеографические исследования, в которых в наибольшей степени учтены данные по Сибири и Центральной Азии. Такие работы были выполнены по трилобитам Л.Н. Репиной [24, 25], и недавно опубликованы результаты исследований биогеографии правильных археоциат и брахиопод [20, 28].

Археоциаты. Правильные археоциаты возникли на Сибирской платформе в начале томмотского века, к концу века количество родов-аборигенов достигло двенадцати, в раннеатдабанское время их было вдвое больше. Начиная с раннеатдабанского времени отмечено взаимное проникновение родов Сибири и Алтай-Саяна. В Казах-

Таблица 2. Миграция правильных археоциат и брахиопод раннего кембрия, по данным из работ [20, 28]

Фауна	Появление в регионе			
	Сибирь	Алтай, Саян	Казахстан, Тянь-Шань	Австралия
Археоциаты	Tom ₁	Atd ₁	Atd ₂	Atd ₃
Брахиоподы (отряды):				
Paterinida	Tom ₁	Atd ₁	Bot ₃	Bot ₃
Obolellida	Tom ₂	Atd ₃	Bot ₁	Bot ₃
Orthida	Atd ₃	Atd ₄	Bot ₃	Toy
Lingulida	Atd ₃	?	Atd ₃	Bot
Acrotretida	Atd ₄	?	Bot ₁	Bot ₃

Примечание. Ярусy: Tom – томмотский, Atd – атдабанский, Bot – ботомский, Toy – тойонский.

стане и Средней Азии история археоциат начинается с появления в среднеатдабанское время двух сибирских раннетоммотских родов. В позднем томмоте количество сибирских родов возрастает до трех, в раннем боттоме – до девяти. В позднеатдабанское время сибирские роды археоциат достигли Австралии (6 родов), в раннем боттоме здесь уже 12 сибирских родов [20].

Сибирские археоциаты достигли Австралии примерно через 10 млн. лет после зарождения. Миграция организмов происходила на стадии личинок, которые переносились в составе планктона [31]. Эти организмы не помогают решить обсуждаемую проблему тектоники.

Брахиоподы. Ситуация с брахиоподами подобна вышеописанной. Представители большинства отрядов появились в Сибири в тойонском и атдабанском веках и достигли Австралии через 10–15 млн. лет (табл. 2). Личинки брахиопод длительное время (лингюлы – около месяца) плавают в пелагиали и могут быть перенесены течениями на большие расстояния.

Трилобиты. Задолго до появления конструкций тектоники плит были известны раннекембрийские биогеографические провинции с резкими различиями фауны трилобитов [37 и др.]. Это делает трилобиты привлекательной группой для верификации палеотектонических реконструкций и решения проблемы происхождения древнего фундамента островных дуг и микроконтинентов. Рассмотрим палеотектонические модели в свете данных о биогеографии трилобитов раннего кембрия.

В отложениях томмотского века трилобиты редки. В атдабанском веке четко выделяются две

биогеографические области: Индо-Австралийская и Тихоокеанско-Атлантическая.

Индо-Австралийская биогеографическая область в неизменном виде просуществовала до конца раннего кембрия. Ее характеризуют трилобиты семейства Redlichiiidae, которые обнаружены в раннем кембрии Австралии, Индии, Ирана, на Таримской, Китайской и Корейской платформах [24, 35].

Тихоокеанско-Атлантическая биогеографическая область охватывала территорию современной Азии, расположенную севернее Таримской и Китайской платформ (Северную Азию), а также Европу, Северную Африку и Северную Америку. В пределах этой области выделяют несколько биогеографических провинций, соотношение между которыми менялось от века к веку. Для наших целей интересна ситуация в Северной Азии. В атдабанский век для этой территории характерны трилобиты подотряда Olenellina, в ботомский и тойонский века – семейства Protolenidae [24]. В пределах биогеографической области обособляется Алтае-Саянская провинция, охватывающая также Уральский, Казахстанский и Монголо-Охотский регионы. Эти территории обладают общностью фауны трилобитов, которая близка фауне Сибирской платформы [25].

Результаты изучения трилобитов Таласо-Каратауской зоны Северного Тянь-Шаня [17] свидетельствуют о том, что в томмотском и атдабанском веках бассейны Северного Тянь-Шаня и Сибирской платформы были сообщающимися, а в ботомский и тойонский века – почти полностью изолированными один от другого. Вместе с тем в породах тойонского яруса Северного Тянь-Шаня распространены Redlichia chinensis Walcott, характерные для разрезов Китая, Кореи, Индии и Австралии. Это свидетельствует о возникновении связи Северо-Тяньшаньского бассейна с Индо-Австралийской биогеографической провинцией в тойонское время.

Различие между Индо-Австралийской и Тихоокеанско-Атлантической биогеографическими областями обычно объясняют существованием между ними кембрийского океана, препятствовавшего миграции бентосной фауны. Океан называют Тетисом или Прото-Тетисом [24, 25, 38, 41], что неудачно для кембрийского бассейна, так как вызывает ассоциации с другими эпохами и структурами. Вероятно, можно было бы называть его Палео-Тетисом (палеозойским Тетисом). Однако этот термин уже использован в приложении к разным океаническим сутурам. Чаще его употребляют для палеозойского океана, сутура которого находится внутри альпийского складчатого пояса [2, 42 и др.]. В этом есть резон, так как альпийский пояс – наследник Тетиса. Иногда рассматриваемый океанический бассейн отождествляют с Палеоазиатским океаном [24, 25], что невер-

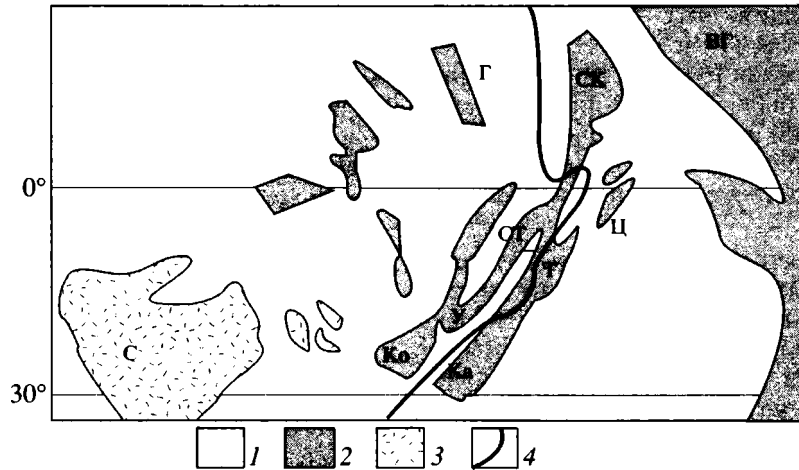


Рис. 2. Положение границы между Индо-Австралийской и Тихоокеанско-Атлантической раннекембрийскими биогеографическими областями [24, 25] на палеогеодинамической реконструкции для конца венда – первой половины раннего кембрия, предложенной в рамках московской модели [19].

1 – океаническая кора; 2, 3 – континентальная кора: 2 – индо-австралийского (“гондванского”) и 3 – сибирского и неизвестного происхождения; 4 – граница между Индо-Австралийской и Тихоокеанско-Атлантической раннекембрийскими биогеографическими областями.

ВГ – Восточная Гондвана (Индо-Австралия), Г – Южная Гоби, Ка – Каракум, Ко – Кокчетай, С – Сибирь, СК – Северный Китай, СТ – Северный Тянь-Шань, Т – Тарим, У – Улутау, Ц – Цайдам.

но, так как Палеоазиатский океан был описан [15] как бассейн, разделявший Сибирский и Казахстанский (Кокчетав-Муонкумский) континентальные блоки. Оба этих блока находятся внутри Тихоокеанско-Атлантической биогеографической области.

Граница между Индо-Австралийской и Тихоокеанско-Атлантической раннекембрийскими биогеографическими областями проходит ныне вдоль северного края Таримской и Китайской платформ. Северной границей Тарима (Алай-Таримского палеозойского континента) является сутура Туркестанского океана [5, 8]. Восточное продолжение этой сутуры находится к северу от Китайской платформы [43].

Согласно стамбульской модели, Туркестанский океан разделял в раннем палеозое сиалические блоки евро-сибирского и индо-австралийского происхождения, что соответствует картине биогеографических провинций раннего кембрия. Значительные отличия фауны трилобитов Северного Тянь-Шаня от Сибирской фауны, возникшие в ботомском веке [17], вероятно, обусловлены открытием Ханты-Мансийского задугового бассейна, предусмотренным стамбульской моделью. Появление индо-австралийских трилобитов в тойонских разрезах Северного Тянь-Шаня может быть следствием сужения Туркестанского океана к этому времени.

Общность фауны раннекембрийских трилобитов Алтая, Саяна, Казахстана, Урала и ее сходство с сибирской фауной не согласуется с индо-австралийским происхождением Алтайского блока,

предполагаемым новосибирской моделью. Другие конструкции этой модели не противоречат биогеографической зональности раннего кембрия, и вся модель может быть исправлена в соответствии с этой зональностью.

В модели Зоненшайна положение Северо-Китайского континента на раннекембрийской реконструкции трудно согласовать с биогеографическими данными. Эту модель также можно скорректировать, переместив этот континент ближе к Индо-Австралии.

Много более несоответствий с биогеографической зональностью у московской модели. На реконструкциях раннего кембрия граница между Индо-Австралийской и Тихоокеанско-Атлантической биогеографическими областями пересекает сушу и моря (рис. 2). Маловероятно, что такая линия могла служить устойчивым в течение миллионов лет экологическим барьером для неритовой фауны. Другие аспекты московской модели: индо-австралийское происхождение почти всех сиалических блоков Центральной Азии и их дрейф от Австралии к Сибири в вендское время – также не согласуются с биогеографической зональностью раннего кембрия. Учет биогеографических данных потребует коренной реконструкции этой модели.

ВЫВОДЫ

В 90-х годах было опубликовано несколько моделей тектонического развития Центральной Азии в палеозое и соответствующих палеотекто-

нических реконструкций. Это – модели: Зоненшайна [16], московская [19 и др.], стамбульская [44 и др.], новосибирская [34 и др.] и Казьмина–Натапова [21]. Выше были рассмотрены проблемы дизайна реконструкций и происхождения древнего фундамента тектонических единиц Центральной Азии, которые по-разному решаются разными моделями.

1. Дизайн палеотектонических реконструкций. Автор обратился к данным, не зависимым от тектонических построений (палеомагнетизм и распространение фауны), и сравнил эти данные с палеотектоническими реконструкциями. Сравнение было проведено на двух временных уровнях. Для среднего–позднего девона использованы добротные палеомагнитные данные, опубликованные в последние годы, а для раннего кембрия – биогеографическая зональность по трилобитам. Результаты сравнения позволяют сделать следующие выводы.

а) Девонские реконструкции. Новосибирская модель не предлагает девонских реконструкций. Другие модели в той или иной мере не согласованы с палеомагнитными данными. У московской и стамбульской моделей эта несогласованность менее значительна, у моделей Зоненшайна и Казьмина–Натапова – более значительна. Все девонские реконструкции могут быть скорректированы для согласования с палеомагнитными данными.

б) Раннекембрийские реконструкции. Стамбульская модель полностью соответствует биогеографической зональности раннего кембрия. В новосибирской модели и модели Зоненшайна есть несоответствия с биогеографической зональностью, которые могут быть устранены. Модель Казьмина–Натапова не распространяется на ранний палеозой. Московская модель не согласуется с биогеографией раннего кембрия, и учет биогеографических данных потребует коренной реконструкции модели.

Совершенствование палеотектонических реконструкций Центральной Азии во многом будет зависеть от получения добротных палеомагнитных данных по раннепалеозойским породам островных дуг и микроконтинентов.

2. Происхождение фундамента палеозойских энсиалических островных дуг и микроконтинентов. Биогеографическая зональность раннего кембрия свидетельствует в пользу индо-австралийского происхождения фундамента Таримского и Китайского микроконтинентов и европейско-сибирского происхождения сиалического фундамента тектонических блоков и зон, расположенных ныне к северу от Таримской и Северо-Китайской платформ.

Решению проблемы происхождения древнего фундамента палеозойских микроконтинентов и энсиалических островных дуг Центральной Азии может помочь сравнение геохимических особеннос-

тей их коры и коры больших палеозойских континентов: Балтии, Сибири, Австралии, Индии.

Автор благодарен В.А. Бушу, А.Ю. Журавлеву, Ю.Г. Леонову, Б.А. Натальину, А.С. Перфильеву, О.М. Розену, С.В. Руженцеву, С.Г. Самыгину, Г.Н. Ушатинской и Т.Н. Херасковой за консультации, обсуждение и замечания и Российскому фонду фундаментальных исследований – за финансовую поддержку (проект 97-05-65084).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Палеозойские офиолитовые структуры Казахстана // Геология Казахстана. 1994. № 1 (331). С. 51–61.
2. *Белов А.А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
3. *Берзин Н.А.* Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Дис. доклад. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: Ин-т геол., геофиз., минерал., 1995. 51 с.
4. *Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо С., Чанг Э.З.* Геодинамическая карта западной части Палеазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 8–28.
5. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
6. *Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Игнатьев А.В., Одибер М.* Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15–26.
7. *Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Кудашева И.А.* Казахстан и Алтай в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 63–71.
8. *Буртман В.С., Клишевич В.Л., Котова Л.Н., Куренков С.А., Назаров Б.Б., Чернышук В.П.* Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 3. С. 668–671.
9. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Тектоническое значение барьерной геохимической метки древней континентальной коры // Геотектоника. 1997. № 5. С. 3–17.
10. *Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е.* Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
11. *Диденко А.Н., Морозов О.Л.* Геология и палеомагнетизм средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта // Геотектоника. 1999 (в печати).
12. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 59–75.
13. *Журавлев А.Ю., Майданская И.Д.* Сходство фаун и динамика плит в раннем кембрии // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии.

- Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии РАН. 1998. С. 166–171.
14. *Зоненшайн Л.П.* Тектоника складчатых областей Центральной Азии // *Геотектоника*. 1967. № 6. С. 49–69.
 15. *Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // *Геотектоника*. 1977. № 2. С. 3–23.
 16. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1, 328 с.; Т. 2, 334 с.
 17. *Мамбетов А.М., Репина Л.Н.* Нижний кембрий Таласского Алатау и его корреляции с разрезами Малого Каратау и Сибирской платформы / Ред. Журавлева И.Т., Мешкова Н.П. // *Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири*. Новосибирск: Наука, 1979. С. 98–138.
 18. *Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембрии и венде // *Докл. АН РАН*. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
 19. *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.
 20. *Неймарк Е.Б., Розанов А.Ю.* Закономерности развития региональных фаун правильных археоциат // *Стратиграфия, геологическая корреляция*. 1997. № 1. С. 67–78.
 21. *Палеогеографический атлас Северной Евразии* // Ред. Казьмин В.Г., Натапов Л.М. М.: Ин-т тектоники литосферных плит, 1998. 26 с.
 22. *Перфельев А.С.* Два типа развития палеозойских геосинклинальных систем // *Орогенические пояса*. М.: Наука, 1968. С. 132–137.
 23. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан. М.: Ин-т планетарной геофизики, 1995. 297 с.
 24. *Репина Л.Н.* Палеобиогеография раннекембрийских морей по трилобитам / Ред. Каныгин А.В., Мешкова Н.П. // *Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири*. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики. С. 5–15.
 25. *Репина Л.Н.* Раннекембрийские моря земного шара и палеобиогеографические подразделения по трилобитам // Ред. Бетехтина О.А., Журавлева И.Т. // *Среда и жизнь в геологическом прошлом*. Новосибирск: Наука, 1985. С. 5–17.
 26. *Руженцев С.В., Бурашников В.В.* Тектоника салаирид Западной Монголии // *Геотектоника*. 1995. № 5. С. 25–40.
 27. *Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Геодинамика и тектоническое развитие палеозойд Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли // *Геотектоника*. 1995. № 4. С. 29–47.
 28. *Ушатинская Г.Т., Малаховская Я.Е.* Кембрийские палеогеографические реконструкции с использованием системы AutoCAD и палеогеография раннекембрийских брахиопод на их основе // *Системные перестройки и эволюция биосферы*. М.: ПИН РАН, 1998. Вып. 3. С. 82–95.
 29. *Хераскова Т.Н.* Формационный анализ и современная геодинамика // *Геотектоника*. 1995. № 4. С. 48–61.
 30. *Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны // *Докл. АН РАН*. 1995. Т. 342. № 5. С. 661–664.
 31. *Цуммель К.* Основы палеонтологии. Ч. 1. Л-д: ГНТГНИ, 1934. 1056 с.
 32. *Шенгёр А.М.Д., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция Алтаид // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 41–58.
 33. *Allen M.B., Windley B.F., Zhang C., Zhao Z.-V., Wang G.-R.* Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China // *J. Geol. Soc. London*. 1991. V. 148. P. 369–378.
 34. *Berzin N.A., Dobretsov N.L.* Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian – Early Paleozoic time / Ed. R.G. Coleman // *Reconstruction of the Paleasian ocean*. Proc. 29-th Intern Geol. Congr. Utrecht: VSP, 1994. P. 53–70.
 35. *Burrett C., Long J., Stait B.* Early-Middle Palaeozoic biogeography of Asian terranes derived from Gondwana / Eds McKerrow W.S., Scotese C.R. // *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*. Geol. Soc. London. Mem. 1990. № 12. P. 163–174.
 36. *Fang D., Chen H., Jin G., Guo Y., Wang Z., Tan X., Yin S.* Late Paleozoic and Mesozoic paleomagnetism and tectonic evolution of the Tarim terrane // *Terrane analysis of China and the Pacific rim*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series. Houston (USA), 1990. V. 13. P. 251–255.
 37. *Hupe P.* Contribution a l'etude du cambrien inferior et du precambrien III de l'Anti-Atlas marocain // *Not. Mem. Serv. geol. Maroc*. Paris, 1952. T. 103. 402 p.
 38. *Kobayashi T.* The faunal provinces in the Early Cambrian Period // *Proseed. Japan Acad.* 1972. V. 48. № 4. P. 242–247.
 39. *Li Yi., McWilliams M., Sharps R., Cox A., Li Yo., Li Q., Gao Z., Zhang Z., Zhai Y.* A Devonian paleomagnetic pole from red beds of the Tarim Block, China // *Journ. Geophysical Res.* 1990. V. 95. № B12. P. 19185–19198.
 40. *Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised World maps and introduction / Eds McKerrow W.S., Scotese C.R. // *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*. Geol. Soc. London. Memoir. 1990. № 12. P. 1–21.
 41. *Sdzuy K.* Tethys in Cambrian Time. Aspects of Tethyan biogeography // *Systematics Ass. Publ* 1967. № 7. P. 5–9.
 42. *Sengor A.M.C.* The Paleo-Tethyan sutures: a line of demarcation between two fundamentally different archi-

- tectural styles in the structure of Asia // *Island Arc*. 1992. V. 1. № 1. P. 78–91.
43. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of synthesis / Eds An Yin and Harrison M. // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge Univer. Press, 1996. P. 486–640.
44. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. № 6435. P. 299–307.
45. *Yakubchuk A.* Kazakhstan / Eds Moores M.M., Fairbridge W. *Encyclopedia of European and Asian regional geology*. London: Charman and Hall, 1997. P. 450–465.

Рецензенты: А.С. Перфильев, О.М. Розен

Some Problems of the Paleozoic Tectonic Reconstructions in Central Asia

V. S. Burtman

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

In the 1990s, several reconstructions showing the position of tectonic elements of Central Asia in different Paleozoic epochs were put forward. At the beginning of the decade, Zonenshain *et al.* [16] completed their long-lauded work on paleotectonic reconstructions. These reconstructions were used as the basis for palinspastic maps of North Eurasia under the editorship of V.G. Kaz'min and L.M. Natapov [21]. In 1993–1994, three groups of researches from Moscow [12, 19], Istanbul [32, 44], and Novosibirsk [4, 34] published a set of Paleozoic tectonic reconstructions of Central Asia, which are referred to as tectonic models of particular researchers (Zonenshain, Kaz'min and Natapov) or research groups (Moscow, Istanbul, and Novosibirsk). Subsequently, the initial models were elaborated in detail [3, 18, 26, 27, 30, 43, 45]. All the models demonstrate that the terminal Paleozoic collision of plates, microplates, and island arcs resulted in formation of the composite megaplate of Eurasia. At the same time, different authors had different views of the Paleozoic tectonic history of Central Asia, which are used in their reconstructions. The area of Central Asia is also a part of global paleotectonic reconstructions showing only major continental masses. The best known are the reconstructions by Scotese and McKerrow [40] based on paleomagnetic data. They were employed in the majority of the models under discussion to determine positions of Europe (Baltica), Siberia, and other large-size continents. This study is devoted to some problems of crucial importance to conceptions of tectonic evolution of Central Asia. One of the problems is to determine positions of island arcs and microcontinents in different Paleozoic epochs before their amalgamation with Eurasia. Its solution is reflected in the design of suggested by different authors reconstructions. Another problem concerns the origin of ancient sialic basement of Paleozoic island arcs and microcontinents is closely interrelated with the problem of the Early Cambrian paleotectonic reconstructions.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия
Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Биофизика
Биохимия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геомagnetизм и аэрономия
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Доклады Академии наук

Журнал аналитической химии
Журнал вычислительной математики
и математической физики
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Защита металлов
Зоологический журнал
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Неорганические материалы
Нефтехимия
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Agricultural Chemistry
Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geomagnetism and Aeronomy
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Russian Journal of Zoology
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Petroleum Chemistry
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

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

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