Номер 2 ISSN 0016-853X Март - Апрель1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

epacrole

Главный редактор Ю.М. Пущаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 1998 Март-Апрель

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

Главный редактор Ю.М. Пущаровский

Заместитель главного редактора A.A. Моссаковский

Ответственный секретарь В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

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

Editorial board

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

Адрес редакции: 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

> Москва Издательство "Наука" Международная академическая издательская компания "Наука"

> > © Российская академия наук. Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук. Геологический институт, 1998 г.

Номер 2, 1998

ДИСКУССИИ	
В. Г. Талицкий	93
Некоторые механизмы и следствия деформационных объемных эффектов в неоднородной среде	
Структура глубинных разломов в северо-восточной части Индийского океана по сейсмическим данным А. И. Пилипенко	77
Неогеновые вулканиты перешейка Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения П. И. Федоров, М. Н. Шапиро	60
Строение северной окраины Таримского массива в Восточно-Кокшаальском секторе Тянь-Шаня Ю. С. Бискэ, Г. Г. Шилов	51
Кавказский бассейн в палеогене М. Л. Konn, И. Г. Щерба	29
Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ В. В. Балаганский, В. Н. Глазнев, Л. Г. Осипенко	16
Проблема раздела Евразиатской и Северо-Американской литосферных плит в Восточной Арктике <i>Н. А. Богданов</i>	4
Михаил Владимирович Муратов к 90-летию со дня рождения	3

К вопросу о парад	игмах в геотектонике
А. И. Суворов	

106

-

No. 2, 1998

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

On the 90th Anniversary of the Birth of Mikhail V. Muratov	3
Boundary Between the Eurasian and North American Plates in the Eastern Arctic Regions N. A. Bogdanov	4
The Early Proterozoic Evolution of the Northeastern Baltic Shield: a Terrane Analysis V. V. Balagansky, V. N. Glaznev, and L. G. Osipenko	16
Caucasian Basin in the Paleogene M. L. Kopp and I. G. Shcherba	29
Structure of the Northern Margin of Tarim Massif (Eastern Kokshaal Area Tien Shan) Yu. S. Biske and G. G. Shilov	51
Neogene Volcanics of the Kamchatka Isthmus and Geodynamics of the Aleutian–Kamchatkan Junction P. I. Fedorov and M. N. Shapiro	60
Structure of Deep-seated Fracture Zones in the Northeast Indian Ocean: Seismic Evidence A. I. Pilipenko	77
Some Mechanisms and Results of Dilatational Strain in Heterogeneous Media V. G. Talitskii	93

DISCUSSION

On Paradigms in Geotectonics	
A. I. Suvorov	106

МИХАИЛ ВЛАДИМИРОВИЧ МУРАТОВ К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ



Этот номер журнала "Геотектоника" посвящен памяти его первого главного редактора, Михаила Владимировича Муратова, занимавшего этот почетный и ответственный пост в течение 18 лет с момента основания журнала в 1964 году до своей кончины (1983 г.).

С его именем было связано более полувека развития российской геологической науки и в особенности ее важнейшего раздела- геотектоники. М.В. Муратов написал и опубликовал десятки статей и несколько капитальных монографий, формировавших научное мировоззрение целого поколения геологов – ученых и практиков.

С тех пор прошло много времени, в геологии возник ряд новых направлений тектонической мысли, но работы М.В. Муратова по тектонике платформ и складчатых поясов Земли остаются классикой отечественной геологии. Его представления отражены, в частности, на геологических и тектонических картах СССР, Европы и Евразии, Крыма и Кавказа, Алтая, Азии и др., в составлении и редактировании которых он принимал активное участие.

М.В. Муратов внес свой вклад и в познание строения и происхождения океанов и впадин внутренних морей типа Черного моря. Им всегда подчеркивалось различие между древним Тихим океаном и вторичными молодыми океанами – Атлантическим, Индийским и Северным Ледовитым, что является основополагающим и в современных представлениях об океанах.

Более чем полувековая педагогическая работа в МГРИ составляла одну из важнейших сторон деятельности М.В. Муратова.

Отдавая должное М.В. Муратову как выдающемуся ученому и педагогу, нельзя не отметить его многогранную и плодотворную научно-общественную деятельность.

С 1963 года до дня кончины М.В. Муратов возглавлял Межведомственный тектонический комитет, проводивший очень важную работу в масштабе всей страны по направлению научных исследований разных организаций на решение актуальных проблем тектоники, популяризации ее новейших достижений.

Межведомственный тектонический комитет и журнал "Геотектоника" и сегодня играют значительную роль в научной жизни геологической общественности России и стран СНГ, и мы с большим уважением и признательностью вспоминаем имя первого председателя комитета и первого главного редактора журнала, человека высокой культуры, глубоко преданного науке, доброжелательного к людям – Михаила Владимировича Муратова. УДК 551.24(211-17)

ПРОБЛЕМА РАЗДЕЛА ЕВРАЗИАТСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ВОСТОЧНОЙ АРКТИКЕ

© 1998 г. Н. А. Богданов

Институт литосферы РАН, Москва Поступила в редакцию 19.03.97 г.

В обширной пограничной области между Евразиатской и Северо-Американскими литосферными плитами эпицентры землетрясений подчеркивают границы отдельных структурных элементов, а не положение единой линии раздела плит. В Восточной Арктике, к востоку от хребта Ломоносова, располагаются энсиматические структуры, образовавшиеся в меловое время. На Северо-Востоке Евразии выделяются несколько отдельных тектонических блоков, объединившихся в литосферную плиту в меловое время. Палеозойские микроплиты и террейны арктической Чукотско-Аляскинской области в среднем мелу были тектонически скучены. К северу от нее располагается Гиперборейский кратон. На Аляске тектонические террейны испытали коллизию также в меловое время. Структуры севера Тихоокеанского кольца, включающие Охотоморскую, Камчатскую и Беринговоморские микроплиты и террейны Южной Аляски, присоединились к Северо-Восточной Азии и Аляске в конце мела и начале кайнозоя. Анализ истории региона свидетельствует, что континентальный мост между Северной Америкой и Сибирью, возникший первоначально в перми, впоследствии не был разрушен. Лавразия как единая плита существует последние 200 млн. лет.

Сорок лет тому назад автор под руководством Ю.М. Пущаровского впервые занялся обобщением по тектонике Арктики. С позиций геосинклинальной теории Арктический океан представлял собой определенное сходство с Атлантическим. В последующие годы появились принципиально новые взгляды на тектоническое строение региона, а в связи с ними и иные проблемы.

С момента возникновения теории тектоники литосферных плит начиная с работ К.Ле-Пишона и А. Моргана и в последующие годы, граница между Северо-Американской и Евразиатской литосферными плитами оставалась спорной и изображалась сплошь и рядом произвольно. Происходило это не из-за невнимательности ученых к тем или иным особенностям строения обширного региона, включающего Северо-Восток Азии, Охотоморскую и Беринговоморскую микроплиты и Аляску, а в связи с желанием найти единую границу, дивергентную или конвергентную, такую же ясную, как и отделяющая Тихоокеанскую плиту от литосферных плит к северу от нее. Действительно, зоны субдукции великолепно фиксируются на поверхности планеты глубоководными желобами, поясами островных дуг и землетрясений, не говоря уже о различиях в строении земной коры сопряженных плит. Не менее четко проявляются и сутурные зоны при столкновении литосферных плит. Вдоль них протягиваются офиолитовые пояса и складчатые горные сооружения, для которых обычно характерна повышенная сейсмичность. Иную картину мы наблюдаем в зонах коллизии между литосферными плитами, когда в нее включены, кроме зон сжатия и растяжения, так же многочисленные блоки и микроплиты. Прекрасным примером подобных областей сочленения плит является широтный пояс Центральной Азии, разделяющий Индостан и Сибирский кратон. Такого же типа экваториальный пояс прослеживается между Северо-Американской и Южно-Американской плитами. В области раздела между Северо-Американской и Евразиатской плитами пограничные структуры расположены меридионально и представлены многочисленными тектоническими блоками, имеющими сложную конфигурацию и характер перемещения.

В пределах зоны перехода между Евразией и Америкой эпицентры землетрясений располагаются хаотически (рис. 1), подчеркивая, в первую очередь, границы отдельных микроплит и характер их взаимного перемещения [1, 7, 9, 17, 27], а не положение единой линии раздела между главным литосферными плитами. Обширная пограничная область, отделяющая Евразию от Северной Америки, прослеживается к востоку от Срединного Арктического хребта в Северном Ледовитом океане. С юга в Тихом океане она ограничивается Алеутским и Курило-Камчатским глубоководными желобами. Граница зоны на западе намечается вдоль восточного склона Верхоянского хребта, а на востоке – вдоль хребтов Ричардсона и Маккензи. Особенности внутреннего тектонического строения этого региона будут предметом нашего анализа.







1, 2 – области с корой: 1 – континентального и 2 – океанического типов; 3 – осевые зоны спрединга; 4 – эпицентры землетрясений (с магнитудой 3 и более).

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 1998

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Акватория к востоку от Срединного Арктического хребта (хр. Гаккеля) включает в себя океаническую плиту бассейна Фрама, хребет Ломоносова, поднятие Менделеева и впадину Макарова с корой океанического типа, хребет Альфа, Чукотское плато и хребет Северных Ветров. Крайнюю восточную часть этого сегмента Арктики занимает Канадская впадина, также обладающая корой океанического типа. В отличие от впадин, для районов, занимаемых поднятиями и хребтами, характерна земная кора континентального или переходного типа, хотя и сокращенная по мощности.

Бассейн Фрама (Амундсена), или восточная часть Евразийской котловины, расположена к востоку от рифтовой зоны Срединно-Арктического хребта (или хр. Гаккеля) и характеризуется наибольшей глубиной погружения ниже уровня моря в Арктике (свыше 4000 м). В его пределах [8, 29] прослеживаются линейные магнитные аномалии от N 24 в зоне, наиболее приближенной к полюсу, до N 5, протягивающиеся вдоль осевой зоны хребта. Таким образом, формирование океанического бассейна началось в эоцене и продолжалось в течение всего кайнозоя. Отличительной чертой котловины является то, что на западе и востоке она ограничена зонами трансформных разломов. Западная Шпицбергеновская трансформная зона смещает срединный хребет Гаккеля относительно Срединно-Атлантической рифтовой системы по направлению на запад, а восточная, Усть-Ленская, трансформная зона (или разлом Чарли) пересекает хребет у края шельфа моря Лаптевых, Дальнейшее продолжение срединного хребта на юг на шельфе служит предметом дискуссий.

На востоке котловину ограничивает линейный хребет Ломоносова, который прослеживается от шельфа Восточно-Сибирского моря до шельфа Гренландии в виде единого непрерывного горного сооружения, погруженного ниже уровня моря до 1500 м, а отдельные его вершины располагаются на глубинах менее 1000 м. Хребет не сейсмичен, в гравитационном поле характеризуется положительными линейными аномалиями [26] и особенно четко выделяется по этому признаку относительно сопряженных с ним глубоководных бассейнов. По мощности земной коры хребет Ломоносова не отличается от шельфовых областей (она колеблется от 28 до 35 км), и многие исследователи полагают, что под мезо-кайнозойскими осадочными породами, мощность которых, по сейсмическим данным, порядка 1.5-3 км, залегает палеозойский, а, возможно, и докембрийский фундамент. Судя по характеру магнитного поля, мезо-кайнозойский разрез хребта не содержит заметного объема вулканических образований.

Структуры хребта, имеющего линейные меридиональные простирания, пересекаются на границе с тектоническими элементами шельфов Азии и Гренландии трансформными разломами и, следовательно, не имеют прямых продолжений в пределах континентов [8]. Предполагается, что вдоль восточного склона хребта располагается сдвиг с левосторонним смещением. Итак, судя по имеющимся геолого-геофизическим данным, хребет Ломоносова, возможно, представляет собой остаточную допалеозойскую структуру, сохранившуюся вдоль сдвигов, разделявших восточную и западную Арктику.

К востоку от хр. Ломоносова почти на две трети его длины расположена глубоководная впадина Макарова, сменяющаяся у шельфа Восточно-Сибирского моря глубоко опущенным абиссальным плато Врангеля. Общая глубина погружена впадины не менее 3 км, а абиссального плато около 2.5 км. Глубоководные котловина и плато характеризуются общими геофизическими чертами, свойственными относительно древним океаническим структурам. В их пределах мощность земной коры не превышает 10-12 км, при этом абиссальные осадки третичного-позднемелового возраста достигают мощности 1.5 км. Они перекрывают вулканиты океанической коры, которые, по данным А. Грантца [20], формировались в раннем мелу (со среднего готерива до баррема), или во временном интервале от 125 до 115 млн. лет. Вероятно, на начальном этапе своей истории впадина Макарова представляла собой единое целое с Канадским бассейном и позднее была отделена от него более молодым структурами хребтов Менделеева и Альфа.

Хребты Менделеева и Альфа, подобно хребту Ломоносова, пересекают Амеразийский бассейн от Евразиатского шельфа до побережья Гренландии. К шельфу Восточно-Сибирского моря примыкает плато Арлис, входящее в систему хребта Менделеева. В осевой части Арктического бассейна линейные конфигурации хребта как бы размываются, но ближе к побережью Гренландии вновь становятся более четкими, расчлененными и входят в хребет Альфа. По всем геофизическим и геологическим характеристикам эта система хребтов или, вернее, обширных подводных плато, погруженных под уровень моря на глубину от 1500 до 2000 м, заметно отличается от других структур дна Северного Ледовитого океана. Область хребтов характеризуется повышенными положительными аномалиями и резко расчлененным магнитным полем. Хребты обладают также и положительным гравитационным полем. По данным глубинного сейсмического зондирования, мощность земной коры в пределах хребтов Менделеева и Альфа постепенно увеличивается от краев к центральной части и достигает максимальных значений в 40–45 км [19, 21].

Почти весь разрез земной коры характеризуется повышенными скоростями (от 6.5 до 8.2 км/с), и только верхние 3-5 км имеют скорости 5.2 км/с. По данным драгировок, в их составе преобладают вулканические породы, в том числе щелочные базальты, аналогичные породам Исландии [28]. По возрасту вулканические образования относятся к интервалу от позднего сеномана до коньяка и, возможно, к раннему кампану (т.е. 100-85 млн. лет). Эффузивные породы мела подверглись деформациям и перекрыты пелагическими илами, мощность которых колеблется от 0.5 до 1.0 км. Таким образом, вулканические поднятия Меделеева и Альфа могут рассматриваться как аналог остаточных островных дуг [24] или, скорее всего, внутриокеанических вулканических плато, которые возникли в бассейне океанического типа, разделив единую котловину на две – впадину Макарова и Канадскую впадину.

Канадская впадина представляет собой самый крупный элемент Амеразийского бассейна. Она погружена на глубину свыше 3000 км и имеет выровненное дно абиссальной равнины, которая относительно крутым континентальным уступом отделяется от прибрежных структур Канадского Арктического архипелага и арктического побережья Аляски. На юго-западе Канадская впадина почти километровым эскарпом отделяется от подводного Чукотского поднятия, которое, в свою очередь, может рассматриваться как расчлененное северное продолжение шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Геологическое строение дна впадины было подробно изучено А. Грантцом и др. [21], которые обобщили весь обширный геолого-геофизический материал. Для дна впадины характерно ровное отрицательное магнитное поле, полное изостатическое выравнивание и мощность земной коры океанического типа от 12 до 23 км. Осадочный слой, образованный глубоководными абиссальными осадками, по направлению от края шельфа в сторону Чукотского поднятия уменьшается по мощности от 12 до 6.3 км. В четырехслойной модели океанической коры Канадской впадины нижние два слоя представляют собой вулканические образования раннего мела (от готерива до раннего баррема). Предполагается, что первоначально заложение впадины произошло в результате рифтогенеза в конце юры. Раннемеловые вулканиты перекрыты морскими терригенными образованиями верхов нижнего и верхнего мела, а также абиссальными тонкообломочными осадками третичного и четвертичного возраста. По данным А. Грантца и др. [20], ложе Канадской впадины отделено от континентального склона многочисленными листрическими разломами и сбросами. Итак, Канадская впадина образовалась в результате спрединга, осевая зона которого располагалась в центральной части впадины, и ее развитие было тесно связано с сопредельными структурами Арктики.

СЕВЕРО-ВОСТОК ЕВРАЗИИ И АЛЯСКА

В пределах Северо-Востока Евразии выделяются несколько отдельных элементов [2]; Верхоянская пассивная окраина Сибирского кратона, Гиперборейская, Чукотско-Аляскинская, Арктическая микроплиты и соединяющие их тектонические террейны и микроблоки, сложенные преимущественно позднепалеозойскими – среднемезозойскими образованиями. Отличительной чертой всей этой континентальной области является то, что они полностью объединились в единую литосферную плиту только в раннем мелу.

Верхоянская микроплита прослеживается от Предверхоянского краевого прогиба Сибирского кратона через горные хребты Лено-Индигирского междуречья вплоть до Ольджойской и Иньяли-Дебинской зон. На арктическом шельфе структуры кратона ограничиваются Новосибирским и Анжуйским рифтами [3]. Фундамент кратона обнажается в Кухтуйском блоке Охотской микроплиты [5]. Он представлен глубоко метаморфизованными породами архея и протерозоя, сходными с образованиями Алданского щита. В пределах Верхоянья располагаются краевые поднятия Сетте-Дабанское, Кыллахское, Орулганское и Хараулахское, сложенные рифейско-вендскими и палеозойскими карбонатно-терригенными и карбонатными формациями. Они участвуют в строении сложных складчатых структур и тектонических покровов. Основная площадь микроплиты на поверхности представлена породами верхоянского комплекса с возрастом от визе до кимериджа. Они формировались в условиях погруженного шельфа, так как сложены тонкозернистыми песчано-алевритовыми осадками, характерными для дистальных фаций. Обширная Верхоянская пассивная окраина Сибирского кратона по крайней мере трижды подвергалась рифтогенезу – в рифее, среднем и позднем девоне и раннем триасе, проявлявшемуся лишь в отдельных районах. В мелу складчатые процессы завершились внедрением крупных плутонов и малых интрузий гранитоидов.

Севернее Верхоянья располагается Чукотско-Аляскинская микроплита. Она простирается к югу от мезо-кайнозойских рифтов Анжуйского и Вилькицкого, прослеживаясь от о-ва Большого Ляховского вдоль шельфа через Анюйско-Чукотскую складчатую систему и Чукотско-Сьюордский массив на север Аляски. Эта полоса террейнов расположена между Гиперборейской микроплитой (на севере) и коллажем аллохтонных палеоплит [21], простирающимся к югу до Ольджойской и Южно-Анюйской рифтовых зон. Чукотско-Аляскинская область имеет практически широтное простирание и включает на востоке структуры арктического побережья Аляски, вплоть до хребта Ричардсона.

В пределах области находятся микроплиты и террейны, сложенные дорифейскими образованиями [16, 32], обнажающимися в Чукотско-Сьюордской микроплите; палеозойские комплексы в области Восточно-Сибирского морского шельфа слагают о-ва Новосибирского архипелага, о-в Врангеля, Алярмаутский террейн и Эквиатапское поднятие у пролива Лонга. На Аляске нижне- и верхнепалеозойские толщи образуют отдельные террейны Лисберн, хребта Брукса и Камден. Палеозойские блоки соединяются метаморфизованными и складчатыми осадочными и вулканическими образованиями Анюйской и Чаун-Чукотской зон, возраст пород которых определяется от триаса до юры. Широким развитием здесь пользуются внутриплитные и коллизионные гранитоиды мелового возраста. Складчатые формы в палеозойских и мезозойских отложениях перекрыты молассовым комплексом, представленным прибрежноморскими, континентальными, иногда угленосными, обломочными, а местами и вулканогенными толщами. Нижние горизонты молассы датируются титоном - неокомом. Без сомнений, тектонические элементы этой области представляют собой разрозненные блоки земной коры разного возраста и степени консолидации, которые находились, видимо, на значительном удалении один от другого, в эпоху коллизии (в преднеокомское время) были сближены и тектонически скучены и, в конечном счете, образовали единую Чукотско-Аляскинскую микроплиту.

Отдельного внимания заслуживает Гиперборейский кратон. Он простирается с запада на восток от Де-Лонга [4] до района Чукотского подводного поднятия и располагается северо-восточнее и севернее от мезо-кайнозойских рифтов Анжуйского, Новосибирского и Вилькицкого. Элементы кратона обнажаются на о-вах Де-Лонга, далее прослеживаются вдоль северной границы шельфа Восточно-Сибирского моря и занимают всю подводную Чукотскую возвышенность, вплоть до ее восточного эскарпа, или хребта Северных Ветров, одноименного трансформного разлома. На юге его ограничивает Южно-Чукотский кайнозойский грабен [3].

К сожалению, геологических данных о строении Гиперборейского кратона или платформы, как ее называл Н.С. Шатский [15], имеется очень мало. В их пределах были установлены слабо метаморфизованные и слабо дислоцированные породы нижнего палеозоя [4] и горизонтально залегающие платобазальты на о-ве Жохова, которые, по мнению Г. Рёзера и др. [30], входят в единую платобазальтовую провинцию, занимающую на дне шельфа обширную площадь. В пределах подводного Чукотского поднятия возвышенные плато чередуются с узкими грабенами и прогибами. На севере оно ограничено трансформным разломом Чарли, а на востоке разломом Нордвинд, вдоль которого прослеживается крутой эскарп. Проведенные здесь с ледокола "Полар Стар" исследования позволили получить полный разрез палеозоя (с севера на юг) от среднего кембрия до перми (А. Грантц, устное сообщение). Таким образом, и в этом регионе получает подтверждение гипотеза, высказанная Н.С. Шатским много лет тому назад, о существовании Гиперборейского кратона с докембрийским фундаментом, перекрытым относительно маломощным (максимально до 3-4 км) платформенным чехлом. Вероятно, разрушение кратона началось в позднем палеозое и продолжалось вплоть до раннего мела, когда образовались океанические бассейны к востоку от хребта Ломоносова и рифты в пределах Чукотского плато.

К югу от Чукотско-Аляскинской микроплиты располагается собственно Колымо-Юконская область, включающая давно известные в геологической литературе Колымский, Омолонский, Шамаханский массивы на Северо-Востоке Азии и террейны Коюкук, Юкон-Танана, Руби, Поркьюпайн, Никсон-Форк и другие – на Аляске [22, 27]. На юге и востоке Азии эти тектонические элементы ограничены вулканитами Охотско-Чукотского пояса, который восточнее п-ова Чукотский исчезает под водами Берингова моря в пределах его шельфа.

В общем плане эта область состоит из микроплит (рис. 2), в центральной части которых на поверхность выходят глубоко метаморфизованные породы докембрия. В окраинных зонах микроплит широко развиты карбонатные отложения палеозоя от кембрия до карбона включительно. Разрезы палеозоя от структур Канадского Арктического Архипелага до Омулевских гор и хребта Тас-Хаяхтах похожи между собой, и совершенно не исключено, что в допермское время они слагали пассивную окраину крупного континента и в дальнейшем были разобщены. Все различия в строении массивов наблюдаются, начиная с формаций пермского и мезозойского возраста, образующих осадочный чехол и внешние зоны микроплит. В целом для разрезов перми и триаса хребта Черского характерны мощные туфогенные и терригенные комплексы с прослоями вулканитов островодужного типа. Формирование этого комплекса происходило непрерывно, но началось в разные эпохи: в одних местах с карбона, например, в Березовской, Северо-Алазейской и Сугойской зонах, в других – Олойской и Илиньтасской – с триаса. Триасовые и юрские толщи, венчающие разрез, представлены граувакками, иногда чередующимися с аспидной и флишевой формациями.

В Южно-Анюйской, Иньяли-Дебинской и Ольджойской зонах мезозойские отложения включают кремнистые толщи и сходны по своему строению с глубоководными комплексами.



Рис. 2. Тектоническая схема основных структурных элементов Тихоокеанско-Арктического сегмента. *l* – континентальные кратоны; 2 – океанические структуры; *3* – микроплиты с докембрийским фундаментом; *4* – пассивные окраины с палеозойским и мезо-кайнозойским чехлом: *a* – на суше, *6* – ниже уровня моря; *5*–7 – террейны: 5 – с преимущественно терригенными толщами: *a* – на суше, *6* – ниже уровня моря, *6* – с энсиматическими комплексами, *7* – позднекайнозойские океанических окраин; *8* – микроплиты с эпикратонными образованиями; *9* – террейны с энсиматическими дугами; *10* – эпиконтинентальные вулканические пояса; *11* – вулканические хребты на энсиматическом основании; *12* – окраинноморские комплексы на энсиалическом и энсиматическом основании; *13* – ось спрединга; *14* – зоны субдукции и *15* – частичной субдукции; *16* – трансформные разломы; *17* – разломы; *18* – рифты. Цифры на схеме: 1–10 – структуры с океанической корой: 1–4 – впадины: 1 – Нансена, 2 – Амудсена (фрама), 3 – Макарова, 4 – Канадская, 5 – Тихий океан; 6–9 – впадины: 6– Алеутская (плита Кула), 7 – Командорская, 8 – Южно-Охотская, 9 – Японская, 10 – хребет Менделеева и Альфа; 11–23 – структуры, испытавшие становление в досреднеюрское время: 11 – Гиперборейская микроплита, 12 – поднятие Ломоносова, 13 – Верхоянско-Новосибирская микроплита, 14, 15 – террейны: 14 – Тасхаяхтахский и Омулевский, 15 – Охотский, 16 – Шамаханская и 17 – Омолонская микроплитацерены: 22, 23 – террейны; 22 – Ангаюхам, 23 – Брукса; 24–30 – структуры, испытавшие становление в позднемого, 8 – микроплита Юкон-Танана, 29, 30 – террейны; 29 – Гудньюс и 30 – Никсон-Форк; 31 – террейны Приморья; 32–36 – структуры, испытавшие становление в кайнозойскую эпоху: 32 – микроплита Западный Сахалин–Хонсю, 33 – Олюторские террейны, 34 – микроплита Александр-Врангелиа, 35 – террейн Чугач, 36 – микроплита Хонсю; 37–41 – рифты: 37 – Иньяли-Дебинский, 38 – Ольджойский, 39 – Южно-Анюйский, 40 – Анжуйско-Вилькицкого, 41 – Наваринский. Буквы на схеме – п Мезозойские отложения, как и подстилающие их палеозойские толщи, прорваны многочисленными телами гранитоидов [11, 13]. Среди них наиболее распространен коллизионный класс интрузий. На Северо-Востоке Азии вдоль коллизионных швов прослеживается Яно-Колымский пояс гранитоидов. Возраст последних изменяется от позднеюрского до среднемелового (т.е. от 154 до 89 млн. лет). Колымские гранитоиды формировались в условиях столкновения микроплит с Сибирским континентом и принадлежат к мантийно-коровым образованиям. Сходные по возрасту гранитоиды встречаются и на юге микроплиты Юкон-Танана, но здесь также широко распространены интрузивные породы позднего мела - раннетретичного времени. Основной этап коллизии, судя по возрасту метаморфизма высоких давленийнизких температур, происходил с поздней юры и до среднего мела.

Необходимо отметить, что террейны Центральной Аляски характеризуются наличием значительно большего количества палеозойских гранитоидов и габброидов, нежели подобные структуры на Азиатском континенте. На Аляске также шире распространены залегающие в аллохтоне блоки океанической коры и океанских вулканических гор. Они, главным образом, приурочены к зонам субдукции, например, покровы Ангаюхам на южном склоне хребта Брукса или террейны Тозитна и Гудньюс на юго-западе центральной Аляски. Офиолиты имеют позднепалеозойский – раннемезозойский возраст. Складчатые элементы Колымско-Омолонской области и центральной части Аляски завершили скучивание к среднему мелу. На них с угловым несогласием налегают вулканиты Охотско-Чукотского вулканического пояса, которые обрамляют террейны, присоединившиеся к Евразии до среднего мела [12]. На Аляске подобные структуры занимают самый юг региона, включая юг Аляскинского полуострова, зону гор Чугач и впадины Якутат.

СТРУКТУРЫ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

В обширный регион, расположенный между Евразиатской и Северо-Американской литосферными плитами, входят микроплиты Сахалин-Хонсю, Охотоморская, Камчатская, террейны Корякии, прилегающие к ним Командорская, Алеутская океанические микроплиты, а также террейны Южной Аляски. Приведенный выше краткий перечень включает основные структурные элементы, расположение к северу между срединным океаническим хребтом Хуан-де-Фука, Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразиатской плитами. Естественной границей с юга для данного региона служат Алеутский, Курило-Камчатский и Японский глубоководные желоба, а далее на западе она проходит по линии Татарского и Западно-Сахалинского сдвигов вдоль западного ограничения Охотоморской плиты. По мнению Г. Кимуры, А. Тайра и др. [25, 33], современный раздел между областями проходит по линии Итоигава-Шизуока на границе между Охотоморской и Филиппинской плитами, пересекая о-в Хонсю с северо-запада на юго-восток. Отличительной чертой всех структурных элементов Охотско-Беринговоморской области от регионов, описанных в предыдущих разделах, служит то, что все они присоединились к Евразиатской и Северо-Американской литосферными плитам в конце мела и в раннем кайнозое.

О-ва Сахалин и Хоккайдо, как и пояс Тохуку на севере о-ва Хонсю [25], образуют узкий блок земной коры, протяженностью до 2500 км и шириной не более 300 км, который представляет собой крайнюю западную структуру региона. Этот блок, при своей большой протяженности, делится по простиранию на несколько продольных узких линз [31], имеющих разную геологическую историю вплоть до позднего олигоцена. Крайняя западная часть включает пояс Камуикотан–Сорачи западного Хоккайдо и Западно-Сахалинский прогиб. Здесь на складчатых отложениях нижнего мела (альб) залегают терригенные и угленосные молассовые отложения, снос которых, по-видимому, шел с Азиатского континента [10]. В современной структуре Западный Сахалин отделяется от структур Сихотэ-Алиня зоной Татарского сдвига, по которому блок перемещен по направлению на север в кайнозойскую эпоху после окончания осадконакопления. В пределах этого блока располагалась и крайняя западная зона Хоккайдо-Хонсю (пояс Северный Китаками -Мино-Тамта [23]).

Следующая на восток Восточно-Сахалинская зона, в пределах которой складчатое основание образовано аккреционной призмой, включающей палеозойские, мезозойские и позднемеловые образования кремнисто-вулканогеных и вулканогенно-терригенных формаций. На о-ве Хоккайдо к этой зоне относится пояс Хидака. Она отделяется от Западного Сахалина узким Поронайским миоценовым прогибом, приуроченым к сутуре. Вдоль шва на Хоккайдо описаны офиолиты и породы высоких давлений - низких температур. Возможно, в позднем мелу восточная часть о-ва Сахалина перемещалась вместе с Охотоморской плитой перед ее западным краем. В мелу крайние восточные террейны Хоккайдо, например, Токоро и Немуро, а также о-ва Кунашир и Шикотан, занимали еще более восточнее по сравнению с современным положением.

Охотоморская плита занимает почти всю площадь моря, кроме западных Шантарского и Сахалинского заливов и глубоководной Южно-Охотской впадины. Строение земной коры в пределах плиты относительно простое. В центральной ее части мощность коры достигает 20 км. По направлению к периферии она постепенно увеличивается до 30 км, сохраняя субконтинентальный тип разреза [6]. Мощность пород осадочного чехла в пределах моря также неодинакова: в центральной части котловины она наименьшая и не превышает 1–2 км. По направлению к окраинам мощность осадков увеличивается в северном Магаданском прогибе, на востоке – в прогибе ТИНРО и на западе – во впадине Дерюгина. В них мощность осадков достигает 6–10 км.

Современные деформации Охотоморской плиты обусловлены ее перемещением в северозападном направлении перед остатками океанской плиты Кула. Столкнувшись со структурами континента на северо-востоке Азии, плита полого и неглубоко субдуцировала под край континента, что сопровождалось образованием среднемеловых вулканических структур Охотско-Чукотского пояса. В целом современная структура Охотоморской плиты по поверхности Мохо представляет собой крупный куполообразный свод с приподнятой центральной частью, обладающей утоненной континентальной корой и опущенными краями с увеличенной мощностью осадочного слоя позднекайнозойского возраста. В центральных частях Охотоморской микроплиты встречаются небольшие структуры растяжения – грабены и рифты. На краях [34], особенно вдоль сочленения с Камчаткой, развивались впадины типа пул-апарт, возникшие в результате сдвиговых перемещений.

На востоке на Охотоморскую плиту надвинута одна из наиболее крупных микроплит с корой континентального типа – п-ов Камчатка [14]. Практически повсеместно мощность земной коры континентального типа в его пределах достигает 40-45 км. Однако сведения о геологической истории этой, по-видимому, достаточно древней микроплиты весьма неполны, так как на ee поверхности обнажаются преимущественно позднемезозойские и кайнозойские породы, но в центральной части Срединного хребта на юге полуострова распространены глубоко метаморфизованные образования, возраст которых одними исследователями определяется как докембрийский, а другими как позднемезозойский. Скорее всего, в центральной части хребта тектонически совмещены породы разного возраста. В пределах западной части полуострова в хребте Ольгон в аккреционной призме встречается океанический тип разреза офиолитовой формации среднеюрского-раннемелового возраста. В этих районах параавтохтонными образованиями служат только породы позднего мела и кайнозоя. Однако, судя по включениям в миоценовых вулканических породах, в разрезе коры под породами верхнего мела и кайнозоя залегают слабо метаморфизованные отложения палеозоя и нижнего мезозоя.

На Восточной Камчатке из-под кайнозойских вулканитов обнажаются только глубоководные образования верхнего мела, которые, по-видимому, тоже залегают в аллохтоне. Сведения об автохтонных допозднемеловых образованиях практически отсутствуют. Их природа и история накопления остаются невыясненными. В раннем эоцене Камчатка переместилась перед фронтом Тихоокеанской литосферной плиты почти на 1500 км в современное положение и была надвинута на край Охотоморской микроплиты. Позднее, в среднем эоцене, к востоку от полуострова образовалась зона субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатку и произошло становление Курило-Камчатской вулканической островной дуги.

Восточнее и севернее Камчатки, в пределах Корякского нагорья, располагаются два блока террейнов – северный, или Анадырско-Хатырский, и южный, Олюторский. Они разновозрастные и, вероятно, заметно отличаются по своей природе. Анадырско-Хатырский блок включает тектонические террейны с корой различного возраста, от формировавшихся еще в докембрии, как, например, террейн Золотого хребта, или в палеозое – Таловско-Майнский, до тех в которых процессы метаморфизма и складчатости произошли в берриасе-альбе. С юга и юго-востока мозаика террейнов Анадырско-Хатырской зоны была отделена от более молодых по возрасту структур полосой Укэлаятского флиша, формировавшегося в позднем мелу – раннем эоцене. В пределах Аляски, с которой структуры Анадырско-Хатырской зоны объединены обширным мелководным шельфом Берингова моря, аналогичные по строению и возрасту террейны прослеживаются к югу от Юконского массива. Они слагают горные элементы Аляскинского хребта, террейны Кускоквим и Врангелии. В этой зоне офиолитовые комплексы также имеют среднепалеозойский и среднеюрский возраст. На границе зоны и Алеутской котловины протягивается флишевый комплекс Аляскинского полуострова, залива Шелихова и южных склонов хребта Мантануска.

Возраст ложа Алеутской котловины, по данным геомагнитных исследований [18], определяется как позднемеловой – раннекайнозойский. Предполагается, что эта плита океанического типа является реликтом палеоплиты Кула, который остановился в своем перемещении на северо-запад перед континентальным склоном, сложенным флишевым комплексом. Судя по развитию среднекайнозойского вулканизма на о-ве Прибылова, обломок плиты Кула частично субдуцировал под край континентального склона. В Алеутской котловине в целом наблюдается такая же картина, как и в Охотоморской: в центральной ее части мощность осадков около 6 км, а в краевых частях она возрастает до 9-11 км перед континентальной окраиной и хребтом Ширшова на западе и хребтом Бауэрса на юге и юго-западе.

На западе, в Олюторской зоне, располагаются террейны, переместившиеся на север позднее плиты Кула. Заложение Алеутской и Командорской островных дуг происходило одновременно с Камчатско-Курильской, т.е. в среднем эоцене. Все движения получили наиболее четкое выражение в начале среднего эоцена (45–48 млн. лет). Они сопровождались общим перерывом в осадконакоплении. Западная половина глубоководного бассейна Берингова моря занята Командорской впадиной. Спрединг в ее пределах происходил позднее, в миоцене. Именно миоценом датируются последние крупные горизонтальные смещения в северном секторе Тихоокеанского кольца, когда одновременно с раскрытием Командорской впадины произошло перемещение на восток Японских островов и о-ва Сахалин [25]. К югу от Алеутской и Курило-Камчатской островных дуг располагается единая Тихоокеанская литосферная плита.

Итак, в строении северного сектора Тихоокеанского кольца наблюдается единая общая закономерность. По направлению на юг происходит омоложение времени перемещения тектонических террейнов от позднего мела до среднего эоцена. Современные перемещения выражаются субдукцией Тихоокеанской плиты и развитием вулканических островных дуг.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Краткий анализ типов структур, образующих зону раздела между Евразиатской и Северо-Американской литосферными плитами, свидетельствует об их необычайном разнообразии. Здесь встречаются как докембрийские массивы, так и энсиматические структуры, образовавшиеся в мезозое на коре океанического типа. Общее количество микроплит и террейнов в области раздела, включая Восточную Арктику, Северо-Восток Азии, Аляску и север Тихоокеанского кольца, превышает несколько десятков. Они включают крупные микроплиты. Наряду с ними здесь распространены очень небольшие по своим размерам террейны. Соответственно и масштабы горизонтальных перемещений этих тектонических тел были несопоставимы.

При сравнении тектонических элементов Восточной Арктики, Северо-Востока Азии (к западу и северу от Охотско-Чукотского вулканического пояса), Северной и Восточной Аляски первое, что привлекает внимание, это широкое развитие здесь структур с докембрийским метаморфическим основанием. За исключением Чукотско-Сьюордского массива, в котором сопоставление метаморфических пород Чукотки и Сьюорд, разделеных относительно узким межконтинентальным Беринговым проливом, не вызывает сомнений, в отношении других регионов остается много неясного. Для них прямого сравнения докембрийских комплексов не производилось. Отметим, что в целом докембрийские толщи подверглись ретроградному метаморфизму, который был связан с палеозойским и мезозойским тектогенезом. Скорее всего, докембрийские блоки, включая фундамент Гиперборейского кратона и массивы

Колымского региона, представляют собой обломки окраин Северо-Американского кратона, отделившиеся от него в раннем и позднем карбоне. Только Охотский массив был отторженецем Алданского щита Сибирского кратона. Он был отделен от щита в эпохи рифейского и палеозойского рифтогенеза.

В целом блоки кратонов, отделившиеся от Гренландии и северо-западной части Канадского щита, со среднего палеозоя практически постоянно пересекали Арктику. Вначале таким кратоном стала Свальбардская микроплита, перемещение которой в сторону Европы привело к закрытию океана Япетус. Несколько позднее произошло отделение Карской плиты и других микроплит, располагающихся сейчас между Сибирским и Северо-Американским кратонами. При этом, если Карская плита сомкнулась с Сибирской в перми и вдоль этой границы образовалась сутура Таймыра, то к востоку от Сибирского кратона подобного столкновения не произошло. Блоки и массивы почти вплотную приблизились к кратону, образовав обширную область мелководья.

Интересна и другая особенность: ряд докембрийских блоков были перекрыты мощным разрезом палеозойских отложений пассивной окраины. Отметим, что разрезы нижнего и среднего палеозоя от Канадского Арктического архипелага до хребта Черского удивительно похожи между собой. Это разрезы единой провинции, которая, повидимому, простиралась вдоль всей северной пассивной окраины Лавразии, существовавшей с начала палеозоя вплоть до позднего карбона в течение, по крайней мере, 250 млн. лет. Вероятно, Гиперборейский кратон, Омолонский и Шамаханский массивы, террейны Руби и Юкон-Танана были более внутренними частями континента, так как мощности палеозоя в их пределах заметно сокращены. Благодаря широкому развитию различных групп фауны в карбонатных и глинисто-сланцевых отложениях нижнего и среднего палеозоя обстановки и палеоположение одних террейнов относительно других вполне поддаются определению. Но уже сейчас не вызывает сомнения, что разрезы южного склона хребта Брукса (горы Мишегук и Ангаюхам) и Таловско-Майнской зоны относились к подножью океанского склона или к структурам ложа океана Кула. Отметим, что в конце карбона эти террейны заняли место между блоками расколовшейся пассивной окраины. Они отделили обломки пассивной окраины, приблизившиеся к Сибирскому кратону, от оставшихся у края Канадского щита.

Возможно, на месте прежнего расколовшегося континента уже с перми существовала Протоканадская впадина, вероятно, еще не океанического типа, но уже с утоненной корой, с сокращенными мощностями осадков. По-видимому, для перми и триаса были свойственны и интенсивные процессы эрозии. В пределах Арктики и Субарктики в эти геологические эпохи происходит



Рис. 3. Схематические структурные профили: А – Северо-Востока Азии, Б – Центральной и Северной Аляски, по [27] с добавлениями автора.

I – континентальная кора досреднепалеозойского возраста; 2 – осадочные и вулканогенные палеозойские и мезо-кайнозойские образования; 3 – вулканиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 4 – кора современных океанов и глубоководных впадин; 5 – офиолиты и формации океанического типа; 6 – кремнистые формации; 7 – структурные швы; 8 – листрические разломы (стрелки показывают направление движения).

формирование многокилометровых линз мелководных тонкообломочных пород, преимущественно мелкозернистых песчаников, алевролитов и прибрежноморских дистальных фаций. В районах западнее хребта Ломоносова они преобладают среди пород осадочного чехла, а уже в Карской котловине сменяются такими же фациями юрских отложений. На востоке Сибирского кратона к ним относится верхняя часть верхоянского комплекса и отложения арктического склона Аляски. Отметим, что в Берингии, охватывающей Корякское нагорье, Центральную и Южную Аляску, подобные образования отсутствуют. Следовательно, формирование обломочных серий было характерно только для шельфа Северного Арктического бассейна.

Обломочные комплексы сложены преимущественно аркозовым материалом, источником которого служили докембрийские блоки в пределах современной Арктики. К началу мезозоя единая плита Лавразия уже существовала в Восточной Арктике. В позднем триасе и юре континент пересекают рифты, в которых формируется кора океанического типа. К ним относятся Иньяли-Дебинский, Ольджойский и Южно-Анюйский троги. Они замкнулись в поздней юре. К Лавразии в юре присоединились террейны Центральной Аляски, такие, как Канити и Мишегук Маунтин. В прогибах Руби разделявшие террейны процессы осадконакопления окончательно завершились к концу юры, т.е. тогда же, когда начало образование и заложение листрических разломов по обрамлению Канадской впадины. К началу мела коллизия с образованием аккреционных призм и покровов офиолитов завершилась. Рифты, разделявшие Лавразию на крупные блоки, полностью закрылись (рис. 3).

Заключительной или одной из важнейших фаз формирования континентальных структур Лавразии вдоль севера тихоокеанской окраины было меловое время. В готериве-барреме, вплоть до конца неокома [20], происходит открытие Канадской впадины и перемещение на юг всего континента, включавшего шельф Берингова моря, Аляску и Северо-Восток Азии. А. Грантц в ряде своих работ рассматривает эти перемещения по закону ороклина, ось которого располагалась в районе Канинг. Перемещение на юг всего восточного плеча происходило как единое целое, хотя С. Рубин [32] предлагает плавный изгиб в южную сторону и формирование зон растяжения в центральной части Берингии.

Таким образом, основная орогения, связанная с процессами коллизии и аккрешии в описываемом регионе, произошла в поздненеокомское - раннеальбское время [12]. Процессы спрединга в Восточной Арктике и интенсивного роста океанической коры (120-100 млн. лет) в Тихоокеанском бассейне, а затем коллизии в Деналии и Берингии сменились началом спрединга (100-80 млн. лет) в Северной Атлантике. На севере Тихоокеанского региона эти процессы привели к быстрому перемещению плит в северо-западном направлении и присоединению их к Лавразии. К ним относятся Охотоморская плита, плита Кула, Камчатка и ряд небольших по размеру террейнов. К середине эоцена (45-48 млн. лет) завершилось формирование грандиозного тектонического коллажа на севере Тихоокеанского сектора Земли.

Весь анализ региона свидетельствует, что с перми, с начала сближения микроплит и террейнов между Сибирью и Северной Америкой, не было периода, когда существовала какая-либо центральная сутура или значительное пространство, которое бы их разделяло. После среднемеловой коллизии в пределах всего обширного региона больше не возникло структур, параллельных восточному ограничению Сибирского и Северо-Американского кратонов. Поэтому на карте сейсмичности как для Аляски, так и для Северо-Востока Азии эпицентры землетрясений имеют сдвиговые составляющие и направлены поперек простирания большинства современных структур. Они не образуют единой зоны.

Наиболее активными современными сейсмическими зонами в регионе служат меридиональный пояс на востоке Аляски и широтный пояс Становика в центре Сибирского континента. Спрединг в Атлантическом океане компенсируется субдукцией в пределах глубоководных желобов на севере Тихого океана. Зона спрединга Срединного Арктического хребта срезается трансформным разломом Чарли и не имеет четко выраженного продолжения на юг. Благодарности. Предлагаемая вниманию работа была выполнена благодаря содействию РФФИ в рамках проекта 96-05-64209. В процессе исследования основные положения статьи обсуждались автором с В.Е. Хаиным, Ю.М. Пущаровским, А. Грантцем и В.Д. Чеховичем. Автор благодарен им за ценные замечания. Большое участие в техническом оформлении работы приняли Л.Б. Макарова, И.В. Беберина и С.Ю. Айвазова, за что автор им особенно признателен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аветисов Г.П. Некоторые вопросы динамики литосферы моря Лаптевых // Физика Земли. 1993. № 5. С. 28–38.
- Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии // Объяснительная записка к Тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1:5000000. М.: Изд-ние Ин-та литосферы РАН, 1992. 53с.
- 3. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // Докл. АН. 1995. Т. 345. № 1. С. 84–86.
- Геология СССР. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 548с.
- Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. С. 213.
- 6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192с.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрозин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Корякского (Хаилинского) землетрясения 8 марта 1991 г. в контексте проблемы существования современной плиты Берингии // Матем. модел. сейсмотектонических процессов в литосфере. М.: Международный сейсмический ин-т РАН, 1993. Вып. 1. С. 74–88.
- Моря Советской Арктики / Ред. Грамберг И.С., Погребицкий Ю.Е. Л.: Недра, 1980. 285с.
- 9. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.
- Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263с.
- Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на Северо-Востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 64–75.
- 12. Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в раннем и среднем мелу // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74–89.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой, кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451с.

- Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272с.
- Шатский Н.С. Тектоника Арктики. Геология и полезные ископаемые севера СССР. М.: Главсевморпуть, 1935. Т. 1. Геология. С. 149–168.
- Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 224с.
- 17. Cook D., Fujita K., Mc Mulle G. Present-Day Plate Interactions in Notheast Asia: North American, Eurasian and Okhotsk plates // J. Geodynamics. 1987. Vol. 6. P. 33-51.
- 18. Cooper A.K., School D.W., Marlow M.S. Structural framework, sedimentary sequences, and Hydrocarbon potential of the Aleutian and Bowers basins, Bering sea // Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basin Beaufort sea to Baja California: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series / Eds Scholl D.W., Grantz A. and Veller J.G. Houston, Texas, 1987. № 6. P. 473–503.
- Forsyth D., Mair J.A. Crustal structure of the Lomonosov Ridge and the Fram and Makarov basin near the North Pole // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. №. B1. P. 473-481.
- Grantz A., May S.D., Hart P.E. Geology of the Arctic continental margin of Alaska // The Geology of Alaska // Eds Plafker G., Berg H.C. Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. The Geology of North America. 1994. Vol. G-1. P. 17–48.
- Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lowver L.A. Canada Basin // The Arctic Ocean region / Eds Grantz A., Johnson L., Sweeney Y.F. Boulder, Colorado, Geol Soc. Am. The Geology of North America. 1990. Vol. L. P. 379–402.
- 22. Howell D.G., Moore G.W., Wiley T.J. Tectonics and Basin Evolution of Western North America – An Overview // Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basin – Beaufort sea to Baja California / Eds Scholl D.W., Grantz A., Veller J. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources; Earth Science Series. Houston, Texas, 1987. № 6. P. 1–17.
- 23. Isozaki Y. Anatomy and genesis of a subduction related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evo-

lution of the Japanese Islands // The Island Arc. 1996. № 5. P. 289-320.

- Karig D.E. Remnant arc // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. № 4. P. 1057–1068.
- Kimura G. Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands // The Island Arc. 1996. № 5. P. 262– 276.
- Laxon S., Mc Adoo D. Arctic ocean graviti field derived from ERS-1 satellite altimetry // Science. 1994. Vol. 265. P. 621–624.
- Moore T.E., Grantz A., Roeske S.M. Continent-ocean transition in Alaska: The tectonic assembly of eastern Denalia // Phanerozoic Evolution of Noth American Continent-Ocean transitions / Ed Speed R.C. Boulder, Colorado. Geological Soc. Am. DNAG Continent-Ocean Transect. 1994. Sp. Vol. P. 399-441.
- Mudie P.J., Blansco S.M. Lithostratigraphy of the CESAR cores // Geol. Surv. Canada. 1985. Paper 84-22. P. 59-99.
- 29. Plate-Tectonic map of the Circum-Pacific Region. Arctic Sheet. Scale 1 : 10 000 000 // Arctic panel. Circum-Pacific map seris. Map CP-41 // Moore G.W. chair. Denver: Publ. US Geol. Surv., 1992.
- Roeser H.A., Block M., Hinz K., Reichert C. Marine geophysical investigations in the Laptev sea and the western part of the East Siberian sea / Eds Kassens H., Piepenborg D., Thiede Y. et al.: Russian-German Cooperation // Laptev Sea System. Berichte zur Polarforschung, 1995. № 176. P. 367-377.
- Rozhdestvensky V.S. Evolution of the Sakhalin fold system // Tectonics 1986. Vol. 208. P. 331-339.
- Rubin C.M., Miller E.L., Toro J. Deformation of northen Circum-Pacific margin: variations in tectonic style and plate-tectonic implications // Geology. 1995. Vol. 23. Vol. 23. № 10. P. 897–900.
- Taira A. Tokuyama and Soh. Accretion tectonics and evolution of Japan // The Evolution of Pacific Ocean Margins / Ed. Zvi Ben-Avraham. Oxford: Univ. Press, 1989. P. 100–123.
- Worral D.M., Kruglyak V., Kust F., Kuznetsov V. Tertiary Terctonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India–Eurasia collision // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 14. P. 813–826.

Рецензенты: А.С. Перфильев, В.Е. Хаин

Boundary Between the Eurasian and North American Plates in the Eastern Arctic Regions

N. A. Bogdanov

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

In the vast transitional area between the Eurasian and North American plates, earthquake epicenters highlight boundaries of individual structural features, rather than a single line delimiting the two plates. In the eastern Arctic Regions, east of the Lomonosov Ridge, ensimatic structures occur that formed in Cretaceous time. In northeastern Eurasia, several tectonic blocks are recognized that amalgamated into a lithospheric plate in Cretaceous time. Paleozoic microplates and terranes of the Chukotka–Alaska Arctic area were tectonically piled in Middle Cretaceous time. North of this area, the Hyperborean craton is located. In Alaska, tectonic terranes underwent a collision in Cretaceous time as well. The structures of the northern Pacific ring, including the Okhotian, Kamchatkan, and Beringian microplates and the South Alaska terranes accreted onto Northeast Asia and Alaska in the terminal Cretaceous and earliest Cenozoic. Analyzing the history of the region reveals that the land bridge between North America and Siberia that first appeared in Permian time was not destroyed subsequently. Laurasia has existed as a single plate for the past 200 m.y. УДК 551.24(470.21)

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ТЕРРЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ

© 1998 г. В. В. Балаганский, В. Н. Глазнев, Л. Г. Осипенко

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты Мурманской обл. Поступила в редакцию 11.03.96 г.

2.4-2.5 млрд. лет назад на северо-востоке Балтийского щита в условиях косого растяжения начался рифтогенез, приведший к расколу неоднородной архейской коры на блоки. Палеорифты Пасвик-Полмак-Печенга-Имандра-Варзуга, Танаэлв-Колвица и Киттиля-Панаярви-Ветреный Пояс в целом северо-западного (в современных координатах) простирания располагались вдоль границ этих блоков. Растяжение происходило в направлении восток-северо-восток при правосторонних движениях по разломам запад-северо-западного простирания, которые являлись границами блоков. Морфология блоков предопределила в дальнейшем структурный узор региона и была частично предопределена морфологией архейских блоков. Только раскрытие палеорифта Танаэлв-Колвица привело к появлению линейного и относительно узкого бассейна с океанической корой. Закрытие бассейна 1.9-2.0 млрд. лет назад завершилось коллизией при сжатии в направлении север-северо-восток, смещением одних блоков относительно других и их трансформацией в Мурманский, Центрально-Кольский, Инари и Беломорский дисперсионные составные террейны. Пояс Танаэлв является дисперсионным террейном, сложенным раннепротерозойскими породами. Лапландский гранулитовый пояс – сутура с возрастом 1.9-2.0 млрд. лет, состоящая из Лапландского и Умбинского аккреционных террейнов. Последний представляет собой останец покрова, двигавшегося к юго-западу, что указывает на положение захороненной части сутуры между Умбинским и Центрально-Кольским террейнами. Границами всех террейнов служат региональные сдвиговые зоны. Эта история региона согласуется с историей как всего Балтийского щита, так и других фрагментов раннепротерозойского континента Нена.

введение

Для объяснения строения и эволюции древних щитов в последние годы широко привлекается тектоника плит и концепция тектоно-стратиграфических террейнов, что хорошо видно на примере Балтийского щита [11, 23, 36, 47, 54, 59 и др.]. В настоящее время террейн-анализ выполнен для юго-западной [59] и северной [44] частей щита, тогда как в работах по северо-восточной части термин "террейн" используется без каких-либо пояснений [41, 57, 60]. Данная статья является первой попыткой террейн-анализа северо-востока Балтийского щита для периода 2.5–1.8 млрд. лет и ограничена рассмотрением самых общих черт его развития.

КОНЦЕПЦИЯ ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ТЕРРЕЙНОВ

Тектоно-стратиграфический террейн — это реально существующий и ограниченный разломами фрагмент или блок земной коры, часто регионального масштаба, который характеризуется присущей только ему геологической историей, отличающейся от таковой смежных террейнов [62]. Из опредлеления следует, что это описательный термин, и выделение террейна "...необязательно несет какой-либо генетический или даже плейттектонический смысл" [42, с. 329]. В таком контексте террейн является элементарной тектонической единицей, из которых состоит земная кора, а террейн-анализ включает два этапа. Сначала выделяются тектонические блоки, отвечающие определению террейна, а затем определяются время и способ соединения террейнов и, если возможно, место их изначального формирования. Террейны возникают в результате как континентальной аккреции, так и при распаде плиты на фрагменты и ее сохранении как единого целого [45, 50]. В последнем случае сходства в истории террейнов горадо больше, чем различий, а ограничивающие их разломы препятствуют, главным образом, прослеживанию границ литостратиграфических фаций из одного террейна в другой. Такой тектонический анализ вполне объективен и может привести к выводам, не требующим для образования террейнов только континентальной аккреции или даже обращения к тектонике плит. Дальнейшее развитие этой концепции привело к проблемам [45, 51], заключающимся в следующем.

Концепция террейнов возникла при изучении североамериканских Кордильер. Отсутствие для большинства террейнов этого региона определенности в их исходном палеогеографическом положении относительно Северной Америки дало повод не только определить все террейны как "подозрительные", но и безоговорочно предполагать их присоединение к континенту в результате континентальной аккреции [42]. "Подозрение" аккреции привело к приписыванию генетического смысла термину "террейн" и его очень широкому распространению как синонима термина "аккреционный террейн" [45]. Такая подмена понятий и уход от описательного смысла термина "террейн" ограничили возможные модели тектонической эволюции земной коры и снизили ценность самой концепции для объективного анализа природы террейнов [45, 51].

Выход из этого положения лежит в рассмотрении всех возможных способов образования террейнов при точном определении используемых терминов [45]. Террейн, появившийся в составе континента в результате континентальной аккреции на границе сходящихся плит, называется аккреционным (accreted). При расколе плиты на блоки, отвечающие определению террейна, и ее сохранении как единого целого возникают дисnepcuoнные (dispersed) террейны. Несколько террейнов с какого-то момента могут иметь общую историю и образуют составной (composite) террейн. Внедрение в террейны пород единой магматической формации как бы "сшивает" их один с другим, с подстилающей их областью зарождения расплавов и называется сшивающим событием (stitching). За возраст террейна принимается возраст его последнего перемещения, когда в окончательном виде сформировались его границы.

ОПИСАНИЕ ТЕРРЕЙНОВ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

В 1993 г. была составлена новая геологическая карта северо-востока Балтийского щита масштаба 1:500000 [29]. На ней вместо серий и свит, понимание которых разными авторами различно, показаны конкретные геологические тела с реальными границами и петрографическим составом, а ее легенда основана только на данных о взаимоотношениях между породами и их изотопном возрасте. Эта карта и геофизические данные позволили переосмыслить все тектонические границы и обновить схему тектонических блоков региона. Сначала были проанализированы все геологические и тектонические границы. Главное значение придавалось разломам, разделяющим блоки с разной историей и препятствующим прямой корреляции границ супракрустальных и плутонических комплексов. Затем независимо от разломов на картах потенциальных полей были намечены линеаменты. Основное внимание уделялось линеаментам, разделяющим области с разным по геофизическим данным строением коры. Синтез всех материалов позволил выделить

самые важные тектонические границы и разделить регион на реально существующие блоки.

Как видно на рис. 1, почти все эти блоки близки давно известным тектоническим единицам, отождествляемым с типовыми структурами самых разных геологических концепций [11, 15, 18, 23, 26, 33, 47, 54, 57]. Эти блоки отвечают определению террейнов, являются, как будет показано ниже, тектоническими единицами, завершившими свое развитие в раннем протерозое, и их возраст принят раннепротерозойским. Выделение архейских террейнов выходит за рамки данной работы, поэтому затрагивая эти структуры, мы используем нейтральный термин "домен".

Мурманский террейн. Различные гранитогнейсы и гранитоиды Мурманского террейна слагают северо-западное побережье Кольского полуострова. С юго-запада Мурманский террейн ограничен падающим на север взбросом. Породы террейна возникли за счет позднеархейского ювенильного материала 2.7-2.8 млрд. лет назад [35, 64] и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, но в центральной его части описаны реликты гранулитовых минеральных парагенезисов [25]. Супракрустальные породы Усть-Понойской зоны¹ (см. рис. 1) коррелируются с раннепротерозойскими толщами зоны Имандра-Варзуга [10, 29]. Степень метаморфизмаэтих пород варьирует от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации [25]. По геофизическим полям Мурманский террейн уверенно прослеживается на восток в район горла Белого моря и далее на Восточно-Европейскую платформу. Он состоит из блоков с разным строением [18] и является, скорее всего, составным.

Центрально-Кольский террейн. Центрально-Кольский террейн является составным и объединяет Кольско-Норвежский, Колмозеро-Вороньинский, Кейвский, Стрельнинский, Сосновский архейские домены и раннепротерозойскую Печенга-Имандра-Варзугскую зону (см. рис. 1). Кольско-Норвежский домен (террейн, по [44]) состоит, главным образом, из архейских пара- и ортогнейсов, эндербитов и гиперстеновых диоритов при возрасте их ювенильного протолита не более 2.95 млрд.лет [35, 64]. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций умеренных давлений [25]. В домене Колмозеро-Воронья развиты верхнеархейские породы, характерные для зеленокаменных поясов. Кейвский домен сложен позднеархейскими гранитогнейсами и кислыми метавулканитами, высокоглиноземистыми (обычно с кианитом и ставролитом) и углеродистыми сланцами, кварцитами, конгломератами и другими парапородами. Широко

¹ Термины "зона" и "пояс" описательные и используются в устоявшихся названиях геологических структур; каждой из них отвечает одноименный породный комплекс.



Рис. 1. Схема раннепротерозойских террейнов северо-восточной части Балтийского щита.

I – палеозойские нефелиновые сиениты; 2 – рифейский осадочный чехол; 3 – раннепротерозойские супракрустальные породы; 4 – границы террейнов крутые (а) и пологие (б); 5 – разломы, крутые (а) и пологие (б); 6, 7 – границы: 6 – доменов, 7 – стратиграфические и интрузивные.

Буквы на схеме: террейны: ЛГТ – Лапландский и УГТ – Умбинский гранулитовый, СГИ – составной Инари, ТТ – Танаэлв (частично вне масштаба); позднеархейские домены: КВД – Колмозеро-Вороньинский, КД – Кейвский, КНД – Кольско-Норвежский, КТД – Каскама-Туломский, НД – Нотозерский, СД – Стрельнинский, СОД – Сосновский, ТД – Терский; раннепротерозойские зоны: ИВЗ – Имандра-Варзугская, КЗ – Колвицкая, КУЗ – Кукасозерская, ПЗ – Печенгская, ПКЗ – Пана-Куолаярвинская, УПЗ – Усть-Понойская.

развиты щелочные граниты. Метаморфизм пород обоих доменов отвечает амфиболитовой фации [25].

Имандра-Варзугская и Печенгская зоны принадлежат палеорифту, который развивался с 2.5 до ~1.8 млрд. лет [13–15, 21, 33, 55]. Условия их метаморфизма не превышают низкотемпературной амфиболитовой фации [25]. К северо-востоку от зоны Имандра-Варзуга обнажаются позднеархейские гранито-гнейсы Сосновского домена, а к югу – породы Стрельнинского (см. рис. 1), описываемого ниже более подробно. Все породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

По геофизическим данным, Центрально-Кольский террейн прослеживается на восток под акваторией Белого моря на Восточно-Европейскую платформу.

Юго-западная граница Центрально-Кольского террейна на западе региона проведена по давно известным крупным разломам, которые прослежены от границы с Норвегией до зоны Имандра-Варзуга и ограничивают ее протерозойские породы с юго-запада (см. рис. 1). Проведение границы Центрально-Кольского террейна далее на восток по южному контакту протерозойских пород зоны Имандра-Варзуга с архейскими толщами невозможно, так как в самой восточной части зоны между ними выявлены нормальные стратиграфические соотношения [14].

В Терском районе от южной границы структуры Имандра-Варзуга ответвляется тектоническая зона запад-северо-западного простирания, в которой одни породы надвинуты на другие к северу и северо-востоку [32]. Она прослеживается до побережья Белого моря и разделяет район на две части. В южной части простирание пород выдержанное запад-северо-западное, тогда как в северной оно изменчивое (рис. 2*A*). Основные расслоенные интрузии и щелочные граниты развиты только к северу от этой зоны.

На карте локальных магнитных аномалий хорошо видны границы структуры Имандра-Варзуга и Кейвского домена (см. рис. 2Б). В рассматриваемой зоне происходит резкая смена узора и ориентировки аномалий при их согласованности с геологическим строением района. Линия смены узора и ориентировки аномалий совпадает с одним из надвигов (сравните рис. 2A и 2Б), который на карте гравитационного поля разделяет два блока с разной плотностью, разным узором аномалий и расположен параллельно линейным зонам повышенного градиента поля (см. рис. 2B). Псвышенные значения гравитационного поля к югу от структуры Имандра-Варзуга и этого надвига (см. рис. 2A) указывают на продолжение относительно тяжелых основных эффузивов этой зоны далеко на юг и расположение их под более легкими гнейсами [23]. Таким образом, выделенный надвиг является главной тектонической границей Терского района и принят в качестве юго-западной границы Центрально-Кольского террейна, разделяющей Терский блок на Стрельнинский домен Центрально-Кольского террейна и Терский домен Беломорского террейна.

Позднеархейский осадочный чехол. Породы, венчающие разрез Кейвского домена, являются переотложенными и метаморфизованными продуктами глубокого выветривания [5] и считаются



отложениями позднеархейского осадочного чехла [15]. Они известны в домене Колмозеро-Воронья [10] и развиты вдоль границ зоны Имандра-Варзуга в Сосновском и Стрельнинском доменах (см. рис. 2A). Следовательно, на рубеже архея и протерозоя существовал бассейн, ложем которого был единый архейский блок [15], сложенный породами Колмозеро-Вороньинского, Кейвского, Сосновского и Стрельнинского доменов.

19

Соотношения между раннепротерозойскими и архейскими породами. В северной части Печенгской зоны ее разрез нередко начинается с конгломератов, которые лежат на породах основной расслоенной интрузии горы Генеральской и содержит их гальку [13, 21, 55]. В структуре Полмак эти же породы залегают на раннепротерозойском реголите [55]. В то же время на обе структуры с юга взброшены толщи обрамления [13, 15, 21, 55]. Породы зоны Имандра-Варзуга лежат нормально на архейских гнейсах только в восточной и западной ее частях, а южная и северная ее границы являются тектоническими [11, 14, 55]. В частности, в западном ее окончании базальная толща залегает на реголите архейских гранодиоритов, который вблизи контакта сцементирован основными лавами этой толщи [14]. **Данные по РЗЭ в породах пояса Печенга–Иманд**ра-Варзуга допускают лишь кратковременное появление океанической коры в развитии пояса

Для А. 1 – отложения рифея; 2-6 – породы раннепротерозойского палеорифта Имандра-Варзуга: 2 – варзутской и 3 - стрельнинской серий; горизонты: 4 - аркозовых песчаников и кварцитов, 5 – карбонатных пород, 6 – кварцитов и полевошпат-кварцевых метапесчаников; 7-12 - супракрустальные породы верхнего архея: 7 - позднеархейского осадочного чехла, 8 - кислые метавулканиты, 9 - кислые, средние и основные метавулканиты, метакоматииты и различные парапороды, 10 - слюдяные и гранат-слюдяные парагнейсы и сланцы, конгломераты и кварциты, 11 - слюдяные и гранат-слюдяные гнейсы, 12 - орто- и парагнейсы, амфиболиты; 13 – тектоническая смесь пород протерозоя и архея; 14 – палеозойский щелочноультраосновной массив р. Песчаной; 15-17 - раннепротерозойские интрузии: 15 – постколлизионных и 16 - щелочных гранитов, 17 - основных пород начального этапа рифтогенеза; 18 – позднеархейские гранито-гнейсы, 19, 20 – границы террейнов: 19 – крутые, 20 - пологие; 21, 22 - разломы: 21 - крутые, 22 - пологие; 23 - контакты интрузивные и стратиграфические.

Для Б: 24 – оси локальных магнитных аномалий. Для В: 25–28 – локальные гравитационные аномалии: 25 – положительные высокой и 26 – средней интенсивности, 27 – отрицательные, 28 – зоны мозаичного их распределения; 29 – зоны повышенного градиента поля силы тяжести; 30 – границы доменов. Остальные условные обозначения см. на А. Положение рис. 2 см. на рис. 1.

Рис. 2. Схема геологического строения Терского района (*A*), по [29], упрощено и карты магнитных (*Б*) и гравитационных (*B*) аномалий.

~2.0 млрд. лет назад [33, 55] либо отвергают такую возможность [21, 40]. Все это делает неубедительным утверждение, что пояс Печенга– Имандра–Варзуга – это сутура, возникшая при закрытии раннепротерозойского океана [23, 41, 48, 54]. Архейские Кольско-Норвежский, Кейвский, Сосновский и Стрельнинский домены в начале протерозоя слагали единую плиту, на которой и был заложен этот палеорифт.

Террейн Инари. Террейн Инари подробно описан в [44, 48]. В пределах Кольского региона обнажена только его восточная часть, которая сложена, главным образом, позднеархейскими гранит-гнейсами, парагнейсами и амфиболитами и выделена как домен Каскама–Тулома (см. рис. 1). К юго-востоку от него расположен Нотозерский домен. Он сложен, в основном, ортогнейсами и является, как мы полагаем, крайним юго-восточным окончанием террейна Инари.

Террейны Лапландского гранулитового пояса. Основная часть Лапландского гранулитового пояса находится в финской Лапландии и на смежной российской территории, а его юго-восточная ветвь – в районе Колвицкой зоны и Порьей губы Белого моря. К породам пояса в Финляндии относят только гранат-кварц-полевошпатовые гранулиты и гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и гранатом, называемые ниже кислыми гранулитами и гнейсами, и подчиненные им гранулиты среднего состава [56], а подстилающие их основные и средние гранулиты, переходящие вниз по разрезу в амфиболиты, объединяют в пояс Танаэлв [48, 54]. На российской территории преобладают основные и средние гранулиты и, согласно [9, 19, 2.], только они слагают Лапландский гранулитовый пояс, а кислые гранулиты и гнейсы принадлежат другому комплексу, тогда как, по [6, 16], Лапландский гранулитовый пояс включает все гранулиты, а его разрез начинается с амфиболитов. Приводимые ниже данные, а также наши материалы позволяют включить в состав Лапландского гранулитового пояса только кислые гранулиты, гнейсы и заключенные в них прослои средних гранулитов. Преобладающую массу основных и средних гранулитов, а также подстилающие их амфиболиты в Финляндии и Сальных тундрах авторы относят к поясу Танаэлв, а амфиболиты, основные и средние гранулиты Кандалакшских и Колвицких тундр – включают в состав Колвицкой зоны, что и отражено на рис. 1.

Первичная природа гранулитов. Породы Лапландского гранулитового пояса содержат реликты осадочных текстур и являются метаосадками [56], что подтверждается их химическим составом [16, 56], данными по РЗЭ и изотопному составу кислорода [7]. В основных гранулитах встречаются редкие прослои мраморов и кальцифиров [6, 9]. В гранулитах, вмещающих кальцифиры, наблюдались полосчатые текстуры, похожие на слоистость в туфах или туффитах. Реликты миндалин указывают на поверхностные или близповерхностные условия образования пород, исходных для амфиболитов [9]. Следовательно, значительная часть всех этих пород является супракрустальными образованиями.

Граница Лапландского гранулитового пояса с Колвицкой зоной и поясом Танаэлв. В Финляндии это резкая тектоническая граница [48], а в районе Порьей губы – полоса чередования разных гранулитов и гнейсов [9, 16, 19], представляющая собой тектонический меланж [2]. К западу от меланжа развиты толко основные и средние гранулиты Колвицкой зоны, а к востоку – кислые гранулиты и гнейсы Умбинского блока. Пояс Танаэлв и Лапландский гранулитовый пояс на российской территории разделены сложно построенной широкой зоной чередования разных гранулитов. Учитывая сильную деформацию пород и тектоническую природу их границ [9, 27], эту зону тоже следует признать меланжем.

Метаморфизм гранулитов. Породы Лапландского гранулитового пояса метаморфизованы при T = 800–750°С и Р = 5.5–7.5 кбар [9, 19, 27, 48]. В меланже Порьей губы описан парагенезис ортопироксена с силлиманитом [20], что вместе с другими данными говорит о *T* = 800–900°С и *P* = 10–12 кбар [9, 17, 19, 20]. В поясе Танаэлв и зоне меланжа Сальных тундр *ТР* условия достигают 890-925°С и 12.0 кбар [23]. По-видимому, с образованием меланжа связан и ортопироксен-силлиманитовый парагенезис в породах Лапландского гранулитового пояса в Финляндии [46]. Разница в давлении при метаморфизме пород этого пояса и структуры Танаэлв-Колвица равна 2.5-6.5 кбар, что указывает на разницу от 8 до 21 км глубины их залегания при метаморфизме. При наклоне плоскости сместителя 20° горизонтальное смещение составит не менее 25-65 км.

Возраст гранулитов. Sm-Nd модельные возраста парагранулитов Лапландского гранулитового пояса, рассчитанные для деплетированной мантии, варьируют от 2.1-2.5 млрд. лет [52, 63, М. Дж. Тиммерман, личное сообщение] и говорят о том, что в них детритус пород, возникших из раннепротерозойского ювенильного источника, преобладает над кластическим архейским материалом. Следовательно, время седиментации ограничено рамками ~1.9 млрд. лет (время метаморфизма [7, 31, 37]) и ~2.1 млрд. лет (минимальный Sm-Nd модельный возраст). Структура Танаэлв-Колвица прорывается габбро-анортозитами массивов Пыршин и Колвицкий с возрастом 2.45 млрд. лет [24], что говорит о перерыве между накоплением супракрустальных пород этой структуры и Лапландского гранулитового пояса длительностью не менее 350 млн. лет.

Выделение террейнов. Лапландский гранулитовый пояс раделяется на Лапландский и Умбинский гранулитовые террейны (см. рис. 1, ЛГТ и УГТ). Геофизические аномалии. отождествляемые с Умбинским террейном, прослеживаются на восток через акваторию Белого моря на Восточно-Европейскую платформу. Разрез Колвицкой зоны начинается с базальных конгломератов, нормально лежащих на архейских гранито-гнейсах Беломорского террейна [2, 9], и хотя границы пород зоны с гранито-гнейсами почти повсеместно тектонизированы, она включена в состав этого террейна (см. рис. 1). Данные по супракрустальным породам Колвицкой зоны и пояса Танаэлв в цитируемой литературе позволяют согласиться, что они первоначально принадлежали единой структуре и пояс Танаэлв также следовало бы включить в состав Беломорского террейна. Однако, в отличие от Колвицкой зоны, нижняя граница пород пояса Танаэлв тектонизирована повсеместно, причем очень сильно, и является надвигом [48, 54], по которому весь этот пояс был смещен относительно его фундамента, сложенного беломорскими гранито-гнейсами. Поэтому более корректно считать пояс Танаэлв самостоятельным террейном.

Беломорский террейн. Беломорский террейн сложен, в основном, гранито-гнейсами верхнего архея при возрасте их ювенильного протолита не более 2.95 млрд. лет [35, 64]. Супракрустальные породы верхнего архея представлены преимущественно гнейсами с гранатом и кианитом, а также разнообразными метавулканитами. Вдоль югозападной границы Беломорского террейна развиты нижнепротерозойские породы. Метаморфизм пород террейна отвечает амфиболитовой фации повышенных и высоких давлений [11, 18]. Предполагается, что этому метаморфизму предшествовал гранулитовый метаморфизм [18]. Беломорский террейн состоит из разных блоков [18] и является составным.

СОВМЕСТНАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ТЕРРЕЙНОВ

Раннепротерозойские супракрустальные толии Мурманского, Центрально-Кольского и Беломорского террейнов надежно коррелируются между собой и объединяются в единый карельский комплекс [10, 15, 29, 33]. Следовательно, эти террейны слагали единый его фундамент.

Кольский регион является ареалом развития расслоенных перидотит-пироксенит-габброноритовых интрузий и родственных им пород (рис. 3), внедрившихся 2.43–2.49 млрд. лет назад [34, 66] и когенетичных реннепротерозойским основным вулканитам [14, 33, 55]. Они имеют интрузивные контакты с архейскими гнейсами [14, 33], и с ними связаны габбро-норитовые дайки [21, 33] с возрастами 2.46 и ~2.55 млрд. лет [21, 66], кото-



Рис. 3. Схема распространения в северо-восточной части Балтийского шита изверженных пород начального этапа раннепротерозойского рифтогенеза и отложений позднеархейского осадочного чехла, по [29]. I – постколлизионные граниты (массивы: АЛ – Ара-Лицкогубской группы, С - Стрельнинский и Ю - Юовоайвский); 2 - позднеколлизионные эндербиты, чарнокиты и граниты; 3, 4 – граниты начального этапа рифтогенеза: 3 - щелочные, 4 - субщелочные (К - Канозерский массив, ПГ -- района Порьей губы) и калиевые районов п-ова Толстик (Т) и губы Тупой оз. Ковдозера (ГТ); 5 - габбро-анортозитовые массивы (ГХ - Главного хребта, Ка – Кандалакшский, Ко – Колвицкий, П – Пыршин); 6 – основные расслоенные интрузии (Г – горы Генеральской, М – Мончегорский плутон, ПФ – Панских и Федоровых тундр) и родственные им породы (Т – массив п-ова Толстик); 7 – районы развития позднеархейского осадочного чехла. Внемасштабные тела отмечены звездочкой.

рые развиты в Мурманском, Центрально-Кольском и Беломорском террейнах. Другими родственными породами являются лерцолит-габбронориты, габбро-нориты и габбро друзитового комплекса, рапсространенные в Беломорском террейне [10], кроме Терского домена, и в террейне Инари [12]. Возраст габбро п-ова Толстик составляет 2.43 млрд. лет [39]. Этому же комплексу принадлежат габбро-анортозиты Сальных и Колвицких тундр [27] с возрастом 2.45 млрд. лет [24], расположенные в террейнах Беломорском, Центрально-Кольском и Танаэлв (см. рис. 3). Внедрение расслоенных интрузий является раннепротерозойским событием, сшившим Южно-Лапландский² составной террейн [59]. Мы считаем его сшивающим для всех террейнов, содержащих эти интрузии и родственные им породы.

Щелочные, субщелочные и калиевые граниты. Щелочные граниты развиты в Кейвском и Стрельнинском доменах и прорывают вулканиты зоны Имандра–Варзуга (см. рис. 3). Возраст щелочных гранитов Кейв равен 2.40–2.45 млрд. лет [28]. В Беломорском террейне субщелочные

² В работе [59] этот террейн называется Лапландским.



Рис. 4. Реконструкция поля напряжений на начальном этапе рифтогенеза 2.5–2.4 млрд. лет назад по ориентировке и морфологии даек.

Ориентировка: А – даек габбро-норитов начального этапа рифтогенеза по [21, 30, 33]; Б – вторичных сдвиговых зон Риделя в зоне правосторонней сдвиговой деформации, по [61]; В – трещин по результатам моделирования правостороннего косого рифтинга, по [65]; Г – модель образования магматической камеры массива Главного хребта; морфология: Д – даек калиевы вых гранитов района губы Тупой оз. Ковдозеро; Е – даек, возникающих при правосторонних сдвиговых движениях, по [58]; Ж – даек габбро-норитов района дер. Гридино, по [30]; буквы на схеме: раннепротерозойские зоны: ИВЗ – Имандра-Варзугская, КЗ – Колвицкая, ПЗ – Печенгская; ГХ – массив Главного хребта; ГР – район дер. Гридино; жирные стрелки – направление растяжения. Остальные пояснения в тексте.

граниты образуют Канозерский массив (см. рис. 3) с возрастом ~2.36 млрд. лет [28] и множество мелких тел с возрастом 2.28 млрд. лет в Колвицкой зоне [38]. Калиевые граниты слагают небольшую интрузию на п-ове Толстик (см. рис. 3) с возрастом 2.41 млрд. лет [39], а в районе губы Тупой оз. Ковдозеро их дайки (см. рис. 3) внедрились 2.45 млрд. лет назад [8]. В террейне Танаэлв этим породам отвечают калиевые граниты Леммекаспяло с возрастом 2.36 млрд. лет [56]. Щелочные и субщелочные граниты на рассмотренной территории принадлежат единому комплексу [4]. Внедрение этих пород и калиевых гранитов является еще одним событием, сшившим террейны Центрально-Кольский, Беломорский и Танаэлв в начале протерозоя.

Кинематика растяжения 2.4–2.5 млрд. лет назад. В истории Колвицкой зоны выделен этап растяжения коры ~2.4 млрд.лет назад [3, 63]. Растяжение было ориентировано косо относительно простирания зоны [63],т.е. ее борта расходились и одновременно смещались один относительно другого по простиранию. В современных координатах растяжение происходило по линии ЗЮЗ–ВСВ при правостороннем смещении. Такая геодинамическая обстановка впервые была рассмотрена в рамках концепции тектоники плит и названа косым растяжением (transtension) [49]. Приводимые ниже данные позволяют думать, что условия косого растяжения 2.4–2.5 млрд. лет назад были на всем северо-востоке Балтийского щита.

Дайки габбро-норитов этапа 2.4–2.5 млрд. лет в Центрально-Кольском и Мурманском террейнах имеют северо-западное и субмеридиональное простирание (рис. 4А). При сдвиговой деформации возникают две закономерно ориентированные системы трещин (см. рис. 4Б). Если сдвиг происходил параллельно простиранию палеорифта Печенга-Имандра-Варзуга, т.е. так, как и в Колвицкой зоне, то ориентировка даек отражает косое растяжение по линии ЗЮЗ-ВСВ при правосторонних движениях. Форма массива Главного хребта с возрастом 2.45 млрд. лет [24] говорит о том, что он внедрился при таких же движениях (см. рис. 4B, 4Γ). В Беломорском террейне дайки гранитов с возрастом 2.45 млрд. лет [8] внедрились по трещинам, возникшим при правосторонних сдвиговых движениях и широтном растяжении (см. рис. 4Π , 4E). О сходном плане движений свидетельствует ориентировка даек габброноритов в районе дер. Гридино (см. рис. 4E, 4K).

Кинематика сжатия 1.9–2.0 млрд. лет назад. Как показал еще А.А. Полканов [26], развитие карелид Балтийского щита закончилось сжатием, перпендикулярным к их северо-западному простиранию. Наиболее ярко оно проявилось в Лапландском гранулитовом поясе и его обрамлении, привело к надвиганию этого пояса на структуру Танаэлв-Колвица к юго-западу и сопровождалось гранулитовым метаморфизмом ~1.92 млрд. лет назад [7, 9, 23, 24, 27, 31, 37, 48, 54]. В отличие от всех других структур, в юго-восточной ветви Лапландского гранулитового пояса надвигание завершилось правосторонними движениями по простиранию пояса [63] при сохранении высокобарических условий метаморфизма [17]. На эти же движения по простиранию Лапландского гранулитового пояса и пояса Танаэлв указывает пологая линейность в гранулитах, параллельная простиранию поясов в Финляндии (рис. 3 и 5 в [54]) и в районе Сальных тундр (рис. 25 в [9]). Движения вдоль простирания характерны для финальной стадии развития коллизионных структур, расположенных между сходящимися литосферными плитами [49]. Окончание коллизии отмечено становлением постколлизионных гранитов около 1.8 млрд. лет назад [28], секущих границы террейнов и сшивающих Мурманский, Центрально-Колький и Лапландский террейны (см. рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геотектонические условия начала рифтогенеза. Проведенный анализ еще раз подтвердил существование к началу протерозоя на северовостоке Балтийского щита единой континентальной плиты [15, 18, 26, 33] и выявил два общих для террейнов этапа, давно известных в истории щита: растяжения – 2.4–2.5 млрд. лет назад и сжатия – 1.9–2.0 млрд. лет назад (напомним, что во время растяжения породы Лапландского и Умбинского гранулитовых террейнов еще не существовали). Растяжению отвечает начало интракратонного рифтогенеза, концепции которого в идеализированном виде сводятся к представлениям о пассивном и активном рифтогенезе [22].

Пассивный рифтогенез связывается с региональным растягивающим полем напряжений. Это поле вызывает утонение коры и ее раскалывание с дальнейшим проседанием блоков и образованием рифтов, которые при продолжении растяжения перерождаются в океаны. Активный рифтогенез предполагает подъем мантийного диапира с образованием сводового поднятия коры и ее локальным растяжением только в центральной части свода, где формируется главный рифт.

Различия между этими сценариями очевидны. В случае диапира кора напряжена только над ним, т.е. напряжения локальны, а структуры растяжения ориентированы и расположены симметрично относительно центра поднятия, где растяжение максимально. Рифтогенез без регионального растяжения и расширения поверхности кратона тоже должен быть локальным [22]. Региональное поле напряжений охватывает весь кратон, в его пределах ориентировка деформационных структур в цеодинакова при ИХ косом положении лом относительно направления общего растяжения, т.е. они являются структурами косого растяжения.

Выше мы высказали предполжоение о косом растяжении 2.4-2.5 млрд. лет назад в пределах всего Кольского региона. Ориентировка даек габбро-норитов данного возраста в Карелии [33] и северной Филяндии [67] не противоречит этому выводу. В условиях косого растяжения и такого же кинематического плана был заложен раннепротерозойский пояс Саари–Киекки в южной Филяндии (рис. 5) [53]. Таким образом, можно полагать, что образование регионально развитых изверженных пород на начальной стадии рифтогенеза [33] происходило в условиях регионального растягивающего поля напряжений и косого растяжения. Если бы палеорифты Танаэлв-Колвица и Панаярви-Ветреный Пояс возникли 2.4-2.5 млрд. лет назад вдоль осевых линий сводовых поднятий, то в прогибе между ними развились бы сжимающие напряжения, но как раз посередине между этими палеорифтами для периода 2.4–2.5 млрд. лет по дайкам (см. рис. 4) установлены условия растяжения. В итоге такое начало рифтогенеза предпочтительнее интерпретировать с позиций тектоники плит или модели расширяющейся (или пульсирующей) Земли.

Структурный план во время рифтогенеза и этапа сжатия. Данные в [13–15, 33, 55] склоняют нас к мысли, что асимметричное в разрезе строение структуры Печенга-Имандра-Варзуга отражает, скорее всего, асимметрию исходного для нее рифта. Мы полагаем, что раннепротерозойский рифт, исходный для структуры Танаэлв-Колвица, тоже был асимметричным. Это означает, что растяжение привело к образованию блоков с крутыми тектоническими границами, по которым край одного блока опускался относительно другого с возникновением асимметричного в разрезе прогиба. Крутая граница по мере развития прогиба претерпевала непрерывную тектонизацию, тогда как пологая сохраняла стратиграфический характер, и каждый такой прогиб (рифт) был неотъемлемой частью более крупного тектонического блока, сложенного архейскими породами. Эти блоки, возникшие во время растяжения 2.5-2.4 млрд. лет назад, стали основой террейна Инари и Беломорского террейна, а Мурманский и Центрально-Кольский террейны, скорее всего, принадлежали тогда единому фрагменту коры. В Колвицкой зоне в этих условиях появилась региональная пластическая сдвиговая зона, сопоставимая с крупным листрическим разломом. Возможно развитие системы таких зон.

Этап сжатия 1.9–2.0 млрд. лет назад привел к надвиганию одного блока на другой и их смещению вдоль уже существующих между ними границ. Именно тогда завершилось формирование южной тектонической границы Мурманского блока и его надвигание на Централь-Кольский блок, а также надвигание пояса Танаэлв на Беломорский террейн. Тем самым все эти блоки и пояс Танаэлв были преобразованы в раннепротерозойские дисперсионные террейны, а границы между ними – в региональные пластические сдвиговые зоны, отражающие условия сжатия и коллизии.

Вывод о том, что архейская плита, несмотря на рифтогенез и коллизию, сохранилась как единое целое в региональном масштабе, подтверждается результатами палеомагнитных иследований [1].

Таким образом, морфология блоков, возникшая во время рифтогенеза, предопределила структурный узор Кольского региона в течение его последующего развития. В то же время очевиден вклад в этот узор и архейских доменов. Морфология Мурманского террейна в целом является архейской [15, 18, 23]. Основой террейна Инари и Кольско-Норвежского домена, который составляет большую часть Центрально-Кольского составного террейна, являются террейны, первоначально совмещенные в архее [44], затем разобщенные и вторично совмещенные в раннем протерозое. Эти примеры показывают, что северо-западное простирание террейнов было частично предопределено архейскими событиями.

Природа этапа сжатия. Мы разделяем объяснение происхождения и развития Лапландского гранулитового пояса трансформацией палеорифта Танаэлв в бассейн с океанической корой около



Рис. 5. Схема реннепротерозойских террейнов восточной части Балтийского щита (террейны в южной Финляндии и Карелии даны по [59].

1, 2 – раннепротерозойские породы: 1 – супракрустальные, связанные с рифтогенезом, 2 – возникшие преимущественно за счет раннепротерозойского ювенильного (островодужного) материала; 3 – преимущественно архейские породы; 4, 5 – границы террейнов: 4 – крутые, 5 – пологие; 6 – разломы крутые (а) и пологие (б); 7 – границы стратиграфические. Террейны: дисперсионные: Беломорский, Инари, Кухмо, Мурманский, ТТ – Танаэлв, Центрально-Кольский, Южно-Лапландский; аккреционные: ТИ – Иисалми, Йоенсу, Оутокумпу; ПТС – параавтохтонный террейн Саво. Раннепротерозойские зоны: ИВЗ – Имандра-Варзугская, КЗ – Колвицкая, ПЗ – Печенгская.

2.0 млрд. лет назад с последующей субдукцией и коллизией [36]. Так как раскрытие и закрытие этого океанического бассейна не привело к совмещению окаймлявших его террейнов с разной раннепротерозойской историей, следует полагать, что он был относительно узким и линейным. Реликты океанической коры в этом поясе не известны, и вывод об ее существовании в прошлом основан на косвенных признаках. Во-первых, выше было показано, что в парагранулитах Лапландского гранулитового пояса преобладает детритус пород, возникших из раннепротерозойского ювенильного материала. Большие объемы осадков с возрастом седиментации, близким возрасту исходного ювенильного материала, могут накопиться только в островодужном бассейне, что влечет за собой признание факта субдукции океанической коры, существовавшей на месте Лапландского гранулитового пояса [43]. Во-вторых, данные о распределении РЗЭ в изверженных породах этого пояса и их геохимические черты прямо указывают на принадлежность этих пород островодужным формациям [36]. В-третьих, это сведения о высокобарическом метаморфизме и крайне сильных деформациях, отражающих увеличение мощности коры в результате коллизии, которая завершилась выводом пояса в верхнюю кору, его надвиганием на породы низких ступеней метаморфизма [11, 23, 47, 48, 54] и интенсивными движениями параллельно простиранию пояса. Таким образом, Лапландский гранулитовый пояс является коллизионной сутурой, а Лапландский и Умбинский гранулитовые террейны должны рассматриваться как аккреционные.

Данная сутура к юго-востоку соединяется не с Умбинским террейном, а с южной границей Центрально-Кольского террейна (см. рис. 1). Такое ее поведение позволяет предполагать, что полого залегающий Умбинский террейн является останцом тектонического покрова, двигавшегося с северовостока. Следовательно, захороненная часть сутуры расположена между Умбинским и Центрально-Кольским террейнами, где, в таком случае, должны быть породы с возрастом 1.9–2.1 млрд. лет. Первые Sm-Nd исследования в Терском районе выявили там наличие пород с модельным возрастом 2.2 млрд. лет [64], подтверждая тем самым этот вывод.

Западная граница Беломорского террейна должна совпадать с краем палеорифта Киттиля-Панаярви-Ветреный Пояс. Сейчас возможно точное проведение только юго-восточного ее отрезка, где она совпадает с границей Ветреного Пояса (см. рис. 5). Далее к северу она проведена северо-восточнее полосы развития раннепротерозойских пород, но здесь ее положение неоднозначно. В северной Карелии она представляет собой серию разломов, меняющих простирание с меридионального на широтное. Самый южный из них ограничивает зону Панаярви с юга и соединяется с северо-западной границе террейна Кухмо (см. рис. 5). Более северные разломы простираются на северо-запад и затухают на территории Финляндии, что лишает возможности пока определить точное положение границы между Беломорским и Южно-Лапландским террейнами.

Региональная и глобальная корреляция. Выше было показано, что началу реннепротерозойского рифтогенеза в восточной части Балтийского щита отвечали условия региональных напряжений и косого растяжения. При таком же кинематическом плане, что и в Кольском регионе, протекала коллизия в раннепротерозойском поясе Саари-Киекки в Финляндии (см. рис. 5) [53], которая привела к правосторонним движениям по разломам запад-северо-западного простирания, ограничивавшим этот пояс. Аккреция террейнов в южной части щита также завершилась правосторонними движениями вдоль границ террейнов и крупных разломов северо-западного простирания (см. рис. 5). Таким образом, право-



Рис. 6. Расположение частей континента Нена во время коллизии 1.9–2.0 млрд. лет назад, по [41], с упрощениями и дополнениями авторов.

1, 2 – раннепротерозойские пояса: 1 – магматической островодужной аккреции (1.80–1.90 млрд. лет), 2 – рифтогенные интракратонные (2.0–2.5 млрд. лет); 3, 4 – архейские кратоны: 3 – переработанные в протерозое, 4 – включающие протерозойский чехол; 5, 6 – границы: 5 – каледонид, 6 – коллизионные (а) и предполагаемые (б); 7 – коллизионные сдвиговые зоны и направление движений по ним. Жирные стрелки – направление сжатия при коллизии. Раннепротерозойские террейны: дисперсионные (фрагменты архейского кратона: БТ – Беломорский, МТ – Мурманский, ТИ – Инари, ЦКТ – Центрально-Кольский; сложенные протерозойскими породами: ТТ – Танаэлв (вне масштаба), аккреционные: ЛГТ – Лапландский и УГТ – Умбинский гранулитовые.

сторонние движения ~1.9 млрд. лет назад, по-видимому, имели региональный характер.

В раннем протерозое восточная часть Балтийского щита была фрагментом континента Нена (акроним "Nena" – Northern Europe–North Ameriса), включавшего также террейны Северной Америки, Гренландии и Шотландии (рис. 6) [41, 60]. В развитии континента 2.6–1.8 млрд. лет назад выделены три стадии [60]. На первой (2.6-2.4 млрд. лет) он был достаточно жестким для поддержания в его пределах однородного поля напряжения. В Льюисском комплексе Шотландии ей отвечают региональные правосторонние сдвиговые зоны северо-западного простирания, отражающие, как предполагают, сжатие. На второй стадии (2.4-2.0 млрд. лет) в условиях растяжения внедрялись основные дайки. Предполагается развитие океанических бассейнов ~2.0 млрд. лет назад, которые раскрывались в широтном направлении при косом правостороннем растяжении едино-Аммассалик-Льюисского го комплекса. Ha третьей стадии (2.0-1.8 млрд. лет) произошла коллизия при единой ориентировке правосторонних движений по региональным сдвиговым зонам.

Наши данные дополняют эту историю. На Балтийском щите первые две стадии отвечают одной, началом которой является рифтогенез в условиях косого растяжения и повсеместного внедрения основных даек 2.4–2.5 млрд. лет назад. В Колвицком поясе дайки внедрялись в пластическую правостороннюю сдвиговую зону, условия образования которой однозначно определяются как условия растяжения. Рифтогенез продолжался до начала коллизии (~2.0 млрд. лет) с образованием новых дайковых роев [21, 33, 55, 67], ориентировка которых предполагает сохранение косого растяжения при правостороннем характере движений. Коллизия протекала при плане движений, едином для Балтийского щита, Льюисского комплекса Шотландии и докембрия Гренландии (см. рис. 5 и 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Главными этапами формирования тектонических блоков Кольского региона в протерозое были внутриконтинентальный рифтогенез 2.4– 2.5 млрд. лет назад и коллизия 1.9–2.0 млрд. лет назад. Во время рифтогенеза архейская плита раскололась на блоки, которые во время коллизии приобрели ярко выраженный тектонический характер в результате смещения одних блоков относительно других и развития вдоль их границ региональных пластических сдвиговых зон. Морфология этих блоков предопределила структурный узор региона во время его последующей эволюции и была частично предопределена морфологией архейских структур.

2. Рифтогенез начался в условиях регионального поля напряжений и косого растяжения – одновременного раздвигания и смещения по простиранию бортов структур растяжения относительно друг друга. Такие условия предпочительнее интерпретировать с позиций тектоники плит или модели расширяющейся (или пульсирующей) Земли. Ответственным за коллизию, вызвавшую перемещения блоков, принимается механизм тектоники плит, что позволяет считать Мурманский, Центрально-Кольский, Инари, Танаэлв и Беломорский блоки дисперсионными террейнами.

3. Лапландский гранулитовый пояс является сутурой с возрастом ~1.9 млрд. лет. Ее захороненная часть находится между Умбинским и Центрально-Кольским террейнами. Соответственно Лапландский и Умбинский гранулитовые террейны являются аккреционными.

4. Намеченные особенности полей напряжений и кинематики движений во время рифтогенеза 2.4—2.5 млрд. лет наза и коллизии 1.9—2.0 млрд. лет назад согласуются с аналогичными данными как по Балтийскому щиту, так и по другим фрагментам протерозойского палеоконтинента Нена.

Благодарности. Многие затронутые в статье вопросы обсуждались с В.Л. Дуком, Дж.С. Дэйли, Ф.П. Митрофановым и М.Я. Тиммерманом. Ряд идей был рожден в ходе плодотворных дискуссий с А.Т. Радченко при составлении геологической карты северо-востока Балтийского щита масштаба 1 : 500000. Конструктивная критика В.Г. Загородного и А.Т. Радченко привела к значительному улучшению рукописи. К. Гиллен помог в подборе литературы по террейнам. Данная работа выполнена при финансовой поддержке МНФ (грант NM 1000), а также МНФ, РФФИ и Российского Правительства (грант NM 1300). Она также была поддержана РФФИ (грант 97-05-64380), ИНТАС-РФФИ (грант INTAS-RFBR 95-1330) и является вкладом в проект СВЕКАЛАПКО (публикация ЕВРОПРОБы № 130).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Палеомагнитное изучение раннепротерозойских (2400–2500 Мл) расслоенных интрузий и даек различных архейских доменов Балтийского щита и некоторые геотектонические выводы // Докембрий северной Евразии: Тез. докладов. СПб: ИГГД РАН, 1997. С. 4–5.
- 2. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция северозападного Беломорья. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1986. 100 с.
- Балаганский В.В., Козлова Н.Е. Дайковый комплекс базитов мыса Кочинный и его место в истории развития Колвицкой зоны // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1987. С. 55–62.
- 4. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
- 5. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1963. 322 с.
- Беляев К.Д. Новые даные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 218–225.
- 7. Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрохимия, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 215-234.
- Бибикова Е.В., Шельд Т., Богданова С.В. и др. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1411.
- 9. Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.
- Геология СССР. Т. 27. Мурманская область. Ч. 1 / Ред. Л.Я. Харитонов. М.: ГНТИ лит. по геологии и охране недр, 1958. 715 с.
- 11. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.
- Загородный В.Г. Друзиты северо-западной части Кольского полуострова (Печенегский район)// Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Апатиты: АН СССР, 1963. Вып. 4. С. 41–48.

- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1964. 208 с.
- 14. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 93 с.
- Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 172 с.
- 17. Козлова Н.Е., Балаганский В.В., Богданова М.Н., Реженова С.А. Структурно-петрологическое изучение ортопироксен-силлиманитовой ассоциации лапландских гранулитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 66–76.
- Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Былинский Р.В. и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- 19. Крылова М.Д. Геолого-геохимическая эволюция лапландского гранулитового комплекса. Л.: Наука, 1983. 160 с.
- 20. Крылова М.Д., Прияткина Л.А. Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гранулитовом комплексе Порьей губы // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 3. С. 661-664.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 258 с.
- 22. Милановский Е.Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 5–24.
- 23. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 503).
- 24. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.
- 25. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. и др. Эндогенные режимы метаморфизма реннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). Л.: Наука, 1990. 184 с.
- 26. Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии, или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. М.: ГОНТИ, 1939. С. 27–58. (Тр. 17-ой сессии МГК. Т. 2).
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 128 с.
- 28. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.
- 29. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500 000. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 96 с.
- Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий северной

Карелии. Петрозаводск: Кар. ФАН СССР, 1990. С. 78-101.

- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 132 с.
- 32. Федоров Е.Е., Кислякова Н.Г., Федорова М.Е., Щербакова И.П. Роль надвигов и дугообразных разломов в истории развития Терско-Нотозерской зоны // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 146–151.
- 33. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 1993. 244 с.
- 34. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. № 1/4. P. 197-205.
- 35. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: Kola Science Centre, RAS, 1992. P. 13–34.
- Barbey P., Convert J., Moreau B. et al. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: The granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finland. 1984. Part 1-2. P. 161-188.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B. et al. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precambrian Res. 1984. V. 23. P. 325-348.
- Bogdanova M.N., Kaulina T.V. Geochronology of magmatic and metamorphic processes in the southern flank of Granulite Belt of Kola Peninsula (Por'egubsko-Umbinskaya structure) // MAEGS 9. Abstracts. St. Petersburg: IPGG RAS, 1995. P. 14.
- Bogdanova S.V., Bibikova E.V. The "Saamian" of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // Precambrian Res. 1993. V. 64. № 1/4. P. 131– 152.
- Brewer T.S., Daly J.S. Petrogenesis of the Pechenga volcanics, Kola Peninsula, Russia // Terra Nova. 1994. V. 6. Abstract suppl. 2. P. 3.
- 41. Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of the early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic // LITHOPROBE Report № 27. St. John's. 1992. P. 76–91.
- 42. Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. V. 288. № 5789. P. 329-333.
- 43. Daly J.S., Timmerman M.J., Balagansky V.V. et al. Suture zones and the volume of juvenile crust in ancient orogenic belts: an example from the Lapland-Kola Mobile Belt, northern Baltic Shield // Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm. COPENA-ESCOOT-IBTA conference. Goose Bay. 1996. P. 54–55.
- 44. Dobrzhinetskaya L.f., Nordgulen Ø., Vetrin V.R. et al. Correlation of the Archaean rocks between the Sørvaranger area, Norway, and the Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield) // Nor. Geol. Unders. 1995. Spec. Publ. 7. P. 727.
- 45. Dover J.H. Problems of terrane terminology Gauses and effects // Geology. 1990. V. 18. № 6. P. 487-488.

- 46. Eskola P. On the granulites of Lapland // Am. J. Sci. 1952. Bowen Vol. P. 133-171.
- Gaál G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 15–52.
- Gaál G., Berthelsen A., Gorbatschev R. et al. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 1–25.
- 49. Harland W.B. Tectonic transtension in Caledonian Spitsbergen // Geol. Mag. 1971. V. 108. № 1. P. 27-42.
- Howell D.G., Jones D.L. Tectonostratigraphic Terrane Analysis and Some Terrane Vernacular // Stanford University Publications. Geological Sciences. 1983. V. XVIII. P. 6–9.
- Hudson T.L. Suspect philosophy? // Geology. 1987.
 V. 15. № 12. P. 1177.
- 52. Huhma H., Meriläinen K. Provenance of paragneisses from the Lapland Granulite Belt // Res. Terrae. Ser. A. Oulu Univ., 1991. № 5. P. 26.
- Luukkonen E.J. The early Proterozoic Saari-Kiekki Greenstone Belt: a representative of the Sariola Group at Kuhmo, eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1989.
 V. 61. Pt. 2. P. 161–187.
- Marker M. Early Proterozoic (c. 2000–1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // Nor. Geol. Unders. 1985. V. 403. P. 55–74.
- 55. Melezhik V.A., Sturt B.A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra / Varzuga-Ust'-Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // Earth. Sci. Rev. 1994. V. 36. P. 205–241.
- Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1976. V. 281. 129 p.
- Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. Geology of the Kola Peninsula. Apatity: KSC, RAS, 1995. 145 p.

- Morris G.A., Hutton D.H.W. Evidence for sinistral shear associated with the emplacement of the early Devonian Etive dyke swarm // Scott. J. Geol. 1993. V. 29. Pt. 1. P. 69-72.
- 59. Park A.F. Continental growth by accretion: A tectonostratigraphic terrane analysis of the evolution of the western and central Baltic Shield, 2.50 to 1.75 Ga // Geol. Soc. Am. Bull. 1991. V. 103. № 4. P. 522–537.
- Park R.G. Early Proterozoic tectonic overviwe of the northern British Isles and neighbouring terrains in Laurentia and Baltica // Precambrian Res. 1994. V. 68. P. 65-79.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. London, etc.: Academic press, 1987. P. 309–700.
- Saleeby J.B. Accretionary tectonics of the North American Cordillera // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1983. V. 15. P. 45–73.
- 63. Timmerman M.J., Balagansky V.V. Tectonic and thermal evolution of the Palaeo-Proterozoic Kolvitsa Belt, Kola Paninsula, Russia // Terra Nova. 1994. V. 6. Abstract Suppl. 2. P. 19.
- Timmerman M.J., Daly J.S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995. V. 72. P. 97–107.
- Tron V., Brun J.-P. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems // Tectonophysics. 1991. V. 188. № 1/2. P. 71-84.
- 66. Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin Ju.V. et al. The early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and associated Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralizations // Geol. För. Stockh. Förhand. 1991. V. 113. P. 70–72.
- 67. Vuollo J. Palaeoproterozoic basic igneous events in eastern Fennoscandian Shield between 2.45 and 1.97 Ga, studied by means of mafic dyke swarms and ophiolites in Finland // Acta Univ. Oul. A 250. 1994. 47 p.

Рецензенты: Е.Е. Милановский, М.В. Минц

The Early Proterozoic Evolution of the Northeastern Baltic Shield: a Terrane Analysis

V. V. Balagansky, V. N. Glaznev, and L. G. Osipenko

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

The rifting in an oblique extension environment began 2.4–2.5 Ga in the northeastern part of the Baltic shield to result in the breakup of heterogeneous Archean crustal blocks. The Pasvik–Polmak–Pechenga–Imandra–Varzuga, Tanaelv–Kolvitsa and Kittilya–Panajarvi–Vetrenyi belt paleorifts, generally trending NW–SE (modern reference frame), ran along the boundaries of these blocks. Extension occurred in a ENE–WSW direction during dextral movements along WNW–ESE faults, which bounded the blocks. The block morphology predetermined the future structural pattern of the region and partly inherited the Archean block morphology. Only the opening of the Tanaelv– Kolvitsa paleorift resulted in the formation of a linear and relatively narrow basin with oceanic crust. The closure of the basin at 1.9–2.0 Ga was followed by a collision during a NNE–SSW compression, relative displacement of the blocks, and their transformation into the Murmansk, Central Kola, Inari, and Belomorian dispersed composite terranes. The Tanaelv belt is a dispersed terrane composed of Early Proterozoic rocks. The Lapland granulite belt is a suture 1.9–2.0 Ga old, composed of the Lapland and Umba accreted terranes. The latter is a klippe of a nappe that propagated to the SSW and nonmarks a buried part of the suture between the Umba and Central Kola terranes. Boundaries of all the terranes are regional strike-slip zones. This scenario for the study region is in keeping with that for the Baltic shield and for the other fragments of the Early Proterozoic continent Nena. УДК 551.242(234.9)

КАВКАЗСКИЙ БАССЕЙН В ПАЛЕОГЕНЕ

© 1998 г. М. Л. Копп, И. Г. Щерба

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 25.11.96 г.

Составление серии палеогеографических карт для четырех возрастных интервалов (палеоцен-ранний эоцен, средний эоцен, поздний эоцен, олигоцен) позволило выяснить многие важные особенности палеогеновой эволюции Кавказского региона. На основе материалов последних лет обсуждается вопрос о наличии глубокого прогиба в области южного склона Большого Кавказа и приводятся новые аргументы в пользу этой точки зрения. После коллизии Афроаравии с Евразией, происшедшей в конце эоцена, этот прогиб являлся главным депоцентром соответствующего сегмента Альпийского пояса. Однако его отгороженность от возникшей на юге общирной и активно растущей суши несколькими барьерами – подводными валами привела к тому, что основная масса обломков оседала южнее, в трогах Закавказья, тогда как сам он оставался некомпенсированным. Обосновывается значительная роль в палеогеновом рельефе крутых тектонических склонов. Уступы первого вида характеризуются особенной крутизной (как правило, они лишены осадков) и обращены к югу. Все они особенно резко обозначились в конце мела-начале палеогена, в результате деструкции южного края Евразии, но в палеогене вели себя в целом пассивно, залечиваясь прислоняющимися осадками. Уступы второго вида, обладавшие различной экспозицией и проявлявшие себя активным олистостромообразованием на фоне интенсивного осадконакопления, маркировали зоны поддвига коры реликтовых бассейнов, происходившего во второй половине палеогена.

введение

Кавказский бассейн возник в ранней-средней юре на Евразийской активной окраине как тыловое море островной дуги, занимавшей территорию современного Закавказья и Понта. Вначале бассейн был невелик и охватывал современные Сванетскую, Сланцевую и, вероятно, Флишевую зоны Большого Кавказа, однако в ходе дальнейшей истории испытал неоднократное расширение, связанное с миграцией к югу субдукционного фронта. Одна из крупнейших фаз увеличения его площади приходится на рубеж мела-палеогена, когда резко углубилась Черноморская впадина и образовались Аджаро-Триалетский и Талышский наложенные вулканогенные прогибы. Данную перестройку логично связывать с начавшимся как раз в то время дрейфом Восточно-европейско-Азиатской субплиты от новообразованного Северо-Атлантического сегмента оси спрединга. Скольжение Восточной Европы относительно Западной осуществлялось по Трансевразийскому правому сдвигу [17] вдоль линии Торнквиста. Вместе с Восточно-Европейско-Азиатской субплитой мигрировала к юго-востоку и островная дуга - из Малого Кавказа в Армению и Внутренний Загрос. Аджаро-Триалетский и Талышский троги с их рифтогенным типом базальтового вулканизма можно рассматривать как области тылового растяжения.

Особенности геодинамики этого перехода от островодужной к коллизионной стадий развития, падающего на палеоген, до сих пор не расшифрованы в должной мере, и здесь сосуществуют самые разнообразные и порой противоречивые точки зрения. Как известно, большое значение для выработки обоснованной тектонической концепции имеет грамотное представление о характере палеогеографической эволюции региона. Однако и здесь чрезвычайно много неясного: споры идут вокруг таких узловых вопросов, как наличие или отсутствие суши на Большом Кавказе в палеогене, местоположение главного источника сноса обломочного материала, количество и морфология подводных поднятий, абсолютная глубина бассейна и т.д.

Настоящая статья подводит определенный итог циклу авторских работ, совместных и индивидуальных, по палеогеографии палеогена Кавказского региона [14–16, 18, 19, 43–45]. На основании анализа всей совокупности данных, включая самые последние, здесь заново проинтерпретированы многие из перечисленных выше узловых вопросов. Однако главным новым элементом статьи является иллюстрирующая ее серия палеогеографических карт (см. рис. 1–5) для нескольких характерных этапов развития палеогенового басейна: палеоцен–ранний эоцен, средний эоцен, поздний эоцен и олигоцен.

Несмотря на то, что палеогеография Кавказа уже описывалась многими исследователями (Б.А. Авербух, Ш.А. Адамия, В.Н. Алимарина, М.А. Багманов, И.П. Гамкрелидзе, В.А. Гроссгейм, Б.П. Жижченко, Б.М. Келлер, Г.П. Леонов, М.Г. Леонов, Ф.Д. Майсадзе, А.В. Мамедов, Г.А. Мачабели, В.В. Меннер, Е.Е. Милановский, Д.Ю. Папава, С.В. Попов, А.А. Садоян, О.А. Сепашвили, А.С. Столяров, Р.Э. Тагиев, Т.Е. Улановская, В.Е. Хаин, А.М. Шурыгин и др.), ощущается недостаток в сводных работах, где бы палеогеография рассматривалась с точки зрения современых селиментологических представлений о развитии краевых морей. Составленные предшествующими исследователями многочисленные палеогеографические и литофациальные карты Кавказа весьма информативны в отношении пространственного распределения мощностей и литофаций, однако почти все они недостаточно отражают морфологию палеорельефа. Поэтому особенное внимание нами уделялось методике выпеления склонов разных порядков, разделяющих шельф и глубоководье, а также области мелкого и глубокого шельфа; на картах показаны склоновые фации: олистостромы, песчаные и флишевые клиноформы. Схематические карты, построенные по этому принципу, уже публиковались И.Г Щерба [43-45]; представляемые здесь карты отличаются более детальной проработкой материала по Восточному Кавказу и Закавказью: в частности, показаны некоторые важные элементы, отсутствующие на вышеназванных картах: Кюрдамирский вал, Вандамская кордильера, континентальный палеосклон в Кусарском прогибе и др. Стремясь достичь большей приближенности к фактическому материалу, мы старались избегать неоправданных интерполяций для территорий, где палеогеновые осадки повсеместно уничтожены позднейшим размывом либо перекрыты мощным молассовым чехлом.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАВКАЗА В ПАЛЕОГЕНЕ

В конце мела в результате резкой тектонической дифференциации ложа Кавказский бассейн был расчленен на ряд прогибов и поднятий, развивавшихся в течение всего палеогена (рис. 1).

1. Область шельфа Евразийского континента (северный склон Большого Кавказа и Предкавказье). В течение всего палеогена здесь накапливались мелководные карбонатно-глинистые отложения умеренной (от 0.5 до 1.5 км) мощности, содержащие наннопланктонные фораминиферы и бентосные моллюски. В южных частях Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов сохранились континентальные уступы, фиксирующиеся флишевыми клиноформами, оползнями и каньонами.

2. Бассейн Большого Кавказа (унаследовавший Новороссийский и Чиауро-Дибрарский меловые флишевые прогибы и географически соответствующий современному южному склону Большого Кавказа), с Лазаревско-Кобыстанским глубоководным трогом в осевой части. Палеогеновые осадки в троге представлены тонкими бассейновыми глинами небольшой суммарной мощности (не более 1 км), содержащими редкие планктонные фораминиферы; на бортах прогиба глины замещаются флишевыми клиноформами. Глубоководные осадки сохранились в основном на периклиналях последнего, а в его центральной части встречаются лишь в виде фрагментарных чешуй.

3. Зона подводных поднятий вала Шатского и Кюрдамирского вала, вместе с современным Дзирульским массивом соответствующая северной части мезозойской островной дуги и развившейся на ней цепочке третичных впадин: Рионской, Верхне-, Средне- и Нижнекуринской. Для этой зоны характерно резкое уменьшение (вплоть до выклинивания) мощности осадков и их мелководный облик, устанавливаемый по обилию фауны моллюсков.

4. Зона вулканогенно-флишевых тыловодужных прогибов – Аджаро-Триалетского и Талышского, где палеогеновые отложения представлены андезито-базальтами (со значительной долей рифтогенных щелочных базальтов) и тефроидным флишем с общей мощностью проградирующих линз до 8 км. Прогибы открываются в сторону Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской котловин, где клиноформные комплексы переходят в глинистые; последние отличаются от похожих осадков Лазаревско-Кобыстанского трога заметно большей (до 3–5 км) мощностью.

5. Сомхето-Агдамское подводное поднятие (ныне мегантиклинорий Малого Кавказа) принадлежит к южной части мезозойской островной дуги. Палеогеновые отложения, сохранившиеся на его склонах, представлены шельфовыми карбонатами и вулканитами палеоцена-эоцена.

6. Еревано-Ордубадский прогиб, соответствующий современной межгорной впадине. В доолигоценовое время его территория вместе с Аджаро-Триалетской и Талышской зонами составляла единый вулканический пояс, ось которого проходила южнее оси мезозойской островной дуги.

Эволюция рельефа Кавказского региона в палеогене

Для палеоцен-раннеэоценового времени характерно господство морского режима на всей рассматриваемой территории (рис. 2). Среди осадков преобладают тонкие, хорошо отмученные глины бассейнового типа; флиш представлен в основном дистальными разностями. Для всех пород характерна повышенная карбонатность, унаследованная с конца мела – времени максимальной трансгрессии мезозоя. Однозначных палеонтологических данных о глубине бассейна нет. Обнаруженные Н.Н. Субботиной [32], Ю.П. Никитиной



Рис. 1. Основные элементы структуры палеогенового бассейна Кавказа.

1 – Евразийский шельф; 2 – реликт мезозойского океанического (окраинноморского) бассейна Большого Кавказа; 3 – Лазаревско-Кобыстанский глубоководный трог, не компенсированный осадконакоплением; 4 – мезозойская (средняя юра-поздний мел) островная дуга; 5 - Южно-Армянский блок южной окраины Тетиса; 6 - зона позднемеловой обдукции офиолитов; 7 – Кахетино-Лечхумская безофиолитовая сутура, оформившаяся в неогене вдоль палеогенового активного (поддвигового?) склона; 8 – глубокие впадины, компенсированные осадконакоплением; 9 – зоны палеогенового вулканизма: a – субдукционного и рифтогенного (тыловодужного?), б – орогенного; 10 – возникшие на рубеже мела-палеогена асимметричные валы (наклонные блоки), осложняющие мезозойскую островную дугу; 11 - то же, в олигоцене превращенные в горно-складчатые сооружения; 12 - кайнозойские разломы, влияющие на современную конфигурацию палеогеографических зон: а – надвиги и взбросы, б – сдвиги, в – сбросы, г – неясного кинематического типа; 13 – контуры поднятий (a) и впадин (б). Названия палеотектоничеких единиц, указанных цифрами в кружках на карте и профилях к рис. 2-5: 1 – Азово-Кубанская впадина, 2 – Индоло-Кубанский передовой прогиб, 3 – Кумская впадина, 4 – Ставропольский свод, 5 – Терский передовой прогиб, 6 – Лазаревско-Кобыстанский глубоководный трог, 7 – Кахетино-Вандамская кордильера, 8 – прогиб Сорокина, 9 – Туапсинский прогиб, 10 – Рача-Лечхумская синклиналь, 11 – Верхнекуринская (Карталинская), 12 – Среднекуринская и 13 – Нижнекуринская впадины, 14 – Шатского и 15 – Кюрдамирский валы; 16 – Восточно-Черноморский бассейн, 17 – Аджаро-Триалетская зона, 18 – Сомхето-Агдамский вал. 19 – Астраханбазарский прогиб. 20 – Арагацский вулканический район. 21 – Еревано-Ордубадский прогиб, 22 – Кафанское поднятие, 23 – Талышская зона.

[28] и В.Н. Беньямовским [5] в отложениях Северного Кавказа и Кобыстана песчаные фораминиферы свидетельствуют о значительной (от 400 м до батиальных глубин) глубине бассейна. Учитывая суммарную мощность (более 10 км) палеогенового комплекса заполнения Восточно-Черноморской котловины, Л.П. Зоненшайн и Кс.Ле Пишон [50] пришли к выводу, что ее глубина в палеоцене приближалась к 4 км. Об этом же могут свидетельствовать и наши построения (см. ниже) о некомпенсированном характере прогибания Лазаревско-Кобыстанского трога. Поэтому в качестве исходной максимальной глубины для палеоцена мы приняли именно эту цифру, полагая, однако, что она свойственна лишь отдельным наиболее глубоким впадинам.

На Евразийском шельфе отлагались тонкие фораминиферовые мергели с непостоянным содержанием терригенной примеси, количество которой увеличивалось на локальных поднятиях. Наиболее мелководные (хотя глубина здесь, судя по палеонтологическим данным, местами



КОПП, ЩЕРБА



Рис. 2. Палеогеографическая карта Кавказа для палеоцена. Составили М.Л. Копп и И.Г. Щерба с использованием материалов В.А. Гроссгейма, Е.Е. Милановского, А.А. Садояна, Ю.П. Никитиной, Д.Ю. Папава, Д.А. Туголесова, В.Е. Хаина и А.М. Шурыгина.

1-14 – палеогеографические области. 1-5 – шельф (мелкий – редкая штриховка, глубокий – более частая): 1 – пески и алевролиты: а – параллельнослоистые, б – косослоистые (flow-and-plunge structure), 2 – глины: а – карбонатные, б – бескарбонатные, 3 – проградационные линзы песков и глин, заполняющих глубокие впадины, 4 – мергели: а – фораминиферовые, б – органогенно-обломочные, 5 – известняки: а – нуммулитовые, б – литотамниевые; 6-12 – к о н т и н е н т а л ь н ы й с к л о н и е г о п о д н о ж ь е: 6-9 – флиш: 6 – дистральный, 7 – проксимальный, 8 – нерасчлененный, 9 – тефроидный, 10 – глины: а – карбнатные, 6 – бескарбонатные, 11 – песчаные конуса выноса, 12 – олистостромы, распространенные как на континентальном склоне, так и на шельфе; 13 – ба т и а л ь (глины бескарбонатные в палеоцене и олигоцене, карбонатные – в эоцене); 14 – ба т и а л ь и к он т и н е н т а л ь н ы й с к л о н и нервоначального отсутствия осадконакопления (или конседиментационного размыва): а – на континентальном склоне, б – на шельфе; 16 – андезито-базальтовые вулканиты островодужного или рифтогенного происхождения; 17-20 – границы: 17 – областей вторичного размыва отложений, 18 – глубоких молассовых впадин, где мощности и литофации восстанавливаются главным образом по сейсмоакустическим данным, 19 – батиметрических зон, 20 – литофаций; 21 – изопахиты (мощность в метрах); 22 – конседиментационные флексуры (а) и сбросы (б); 23 – разломы, нарушающие первоначальную конфигурацию палеогеографических зон; а – надвиги и покровы, б – сдвиги; 24 – линии палеогеографических разрезов; 25 – вулканы (только на разрезах). превышала 300-400 м) [28, 32] осадки мощностью 100-400 м распространены в Азово-Кубанской впадине, которая с юго-востока отделялась уступом Новотитаровского разлома от крупного песчаного конуса выноса 500-метровой мощности. Поскольку песчано-глинистые отложения отделены от современного Кавказа областью накопления тонких мергелей, содержащих глубоководные агглютинированные фораминиферы [5], представляется очевидным, что песчаный материал сносился не с Кавказа, а со стороны платформы. В южной части Евразийского шельфа наметились перикратонные прогибы, впоследствии превратившиеся в передовые прогибы: Западно-Кубанский, компенсированный осадконакоплением, и некомпенсированные Кумский и Терский (500 и 50 м мергелей соответственно).

Реликты бровки континентального склона, ориентированные в общекавказском - запад-северо-западном – простирании, наблюдаются в районе Краснодара и в нижнем течении р. Самур. На западе отложения континентального склона в его нижней части представлены флишем (до 2 км) с мощными (до 1.5 км) телами песчаных турбидитов и подводными конусами выноса (линзы олигомиктовых песков) с олистостромами в верхней части [10]. На пологих площадках склона распространены тонкие карбонатные глины, а на крутых – осадки не отлагались (Гойтхская антиклиналь). В восточном (Кусарском) фрагменте континентального склона последний угадывается по наличию протяженной зоны отсутствия осадконакопления и по отложениям песчаных конусов выноса [33, 40], местами (южный склон Кусаро-Дивичинского прогиба) содержащих олистростромы.

Переход к глубоководью Большекавказского бассейна фиксируется по массовому появлению флиша и тонких глин. Осевая зона бассейна (Лазаревско-Кобыстанский трог) сохранилась на СЗ Кавказе в окрестностях с. Лазаревское (40 м чистых карбонатных глин), в Садзегурско-Шахветильском покрове Кахетии (кремнисто-глинистые осадки, 80 м) и в Кобыстанской зоне Юго-Восточного Кавказа (красноцветные тонкие глины сумгаитской свиты, 80–120 м). Незначительная мощность этих осадков, практически полное отсутствие терригенной примеси, сланцеватость, тонкая горизонтальная слоистость, а также сочленение с мощными осадочными призмами на севере и на юге - все это позволяет рассматривать их как глубоководные отложения осевой зоны некомпенсированного трога.

Зона подводных валов (вал Шатского-Кюрдамирский вал) характеризуется массовым развитием шельфовых мергелей и наличием протяженных зон отсутствия осадков. На северных склонах валов, в области сочленения с окраинным морем Большого Кавказа накапливался флиш.

Наиболее крупная морфоструктура здесь – вал Шатского - продолжается из Черного моря в Абхазскую зону, Рионскую впадину и Дзирульский массив. На востоке он прослеживается под молассами Верхнекуринской впадины и далее теряется под тектоническими покровами Кахетии. Можно предположить, что восточным продолжением вала является узкая (20 км) Кахетино-Вандамская кордильера Восточного Кавказа, которая, вероятно, находится в области его вырождения. Соизмеримой с валом Шатского структурой является Кюрдамирский вал, выклинивающийся к западу на мерициане Мингечаурского водохранилища. Можно предполагать сочленение этих валов по глубинному правому сдвигу либо (что скорее) их первично эшелонированное расположение.

В Черноморско-Абхазском пересечении вала Шатского выделяются три зоны: а) более погруженная северная (Абхазская), где распространены фораминиферовые мергели (100 м) северокавказского типа; б) Гудаутско-Очамчирский пологий свод с маломощными и более мелководными глауконитовыми известняками, содержащими моллюсков, морских ежей и литотамниевые водоросли. На сейсмоакустических профилях свод фиксируется как пологая (1°) структурная терраса, в пределах которой наблюдается последовательное прислонение слоев всего палеогена; в) крутой южный склон, на большом протяжении выглядящий, по данным сейсмоакустики, как поверхность денудации, к которой также прислонены слои палеогена. Д.А. Туголесов и его коллеги [34] трактуют его как зону первичного отсутствия осадков, что представляется совершенно справедливым. На суше этот склон погребен под фронтальным надвигом Аджаро-Триалетской зоны.

Сходным образом построен Кюрдамирский вал, о чем мы можем судить только по данным геофизики и бурения [33]. Здесь также наблюдается обращенный к югу лишенный осадков склон, к которому прислонены слои дистального флиша, и широкая, полого наклоненная на север структурная терраса, где редкие скважины вскрывают мергели и известняки.

В пределах зоны флишево-вулканогенных прогибов накапливался карбонатный флиш, среди которого можно различить дистальные и проксимальные разности. Последние располагаются южнее и имеют большую (до 800 м) мощность, что свидетельствует о привносе обломочного материала с юга. Флиш Имеретинского хребта Аджаро-Триалетской зоны на северо-западе переходит в тонкие карбонатные глины, прослеживающиеся в Черноморскую глубоководную котловину.

Сомхето-Агдамское поднятие по своему асимметричному профилю было похоже на вышеописанные валы, с той разницей, что на южном склоне вместо области первичного отсутствия осадко-
накопления располагалась флишевая зона. Второе отличие – резкое увеличение крутизны пологого северного крыла поднятия, перекрытого органогенно-обломочными (в том числе литотамниевыми) известняками и мергелями, на сочленении с Аджаро-Триалетской зоной.

Еревано-Ордубадский прогиб служил областью флишенакопления [30]. Проксимальные разности флиша большой (до 1200 м) мощности накапливались на юге, менее мощные (500 м) дистальные – на севере, что вновь свидетельствует о южном источннике сноса.

В среднем эоцене активизировалось заполнение всех прогибов (рис. 3). При этом стиль развития существенно различался в лютете и бартоне. В лютете преобладали регрессивные условия и особенно интенсивная седиментация, в южной части мезозойской островной дуги произошла мощная вспышка андезито-базальтового вулканизма. Бартон же был совершенно авулканичным и характеризовался повсеместным накоплением бескарбонатных глин в обстановке общего углубления бассейна.

В области Евразийского шельфа стиль осадконакопления, литологический состав и мощность среднего эоцена были близки к палеоцен-раннеэоценовым. Наиболее мощные (до 300 м) и существенно песчаные отложения накапливались в Азово-Кубанской впадине [36]. На остальной части шельфа отлагались чистые мергели небольшой (до 100-150 м) мощности. На западе континентального склона продолжалось формирование флишевой клиноформы, у подножья склона замещавшейся тонкими глинами. На востоке (Кусарский прогиб) по-прежнему четко ощущается лишенная осадков бровка уступа, ниже которой находится выположенная терраса с тонкими глинами (местами бескарбонатными). Еще ниже, судя по появлению канальных песков, склон снова выкручивался.

В области Большекавказского бассейна попрежнему накапливались тонкие (100–300 м) глинисто-мергелистые и местами (свита квакеври Садзегурско-Шахветильского покрова Грузии) кремнистые осадки, к краям бассейна сменявшиеся дистальным флишем (до 1 км на южном склоне). Для бартона характерны тонкие бескарбонатные глины с признаками эвксинских условий седиментации, вверх постепенно переходящие во флиш (среднекоунская подсвита Азербайджана, ильдоканская свита Грузии). В самых низах глины содержат мощные линзы олистостромов, включающих олистоплаки, что свидетельствует об углублении бассейна в начале бартона.

Зона подводных валов по-прежнему характеризовалась накоплением фораминиферовых мергелей, среди которых в Абхазии и Рионской впадине различаются осадки глубокого и мелкого шельфа (последние содержат линзы литотамниевых известняков). Крутой южный склон, как и в палеоцене, был лишен осадков. На всем его протяжении между Сочи и Сухуми олистостромы образуют очень узкую (до 1–3 км) зону утесов на границе с Лазаревско-Кобыстанским трогом, свидетельствующую о существовании здесь резкого тектонического уступа, возможно, надвигового типа [21]. К востоку же от р. Арагви главная полоса олистостромов кулисно подставляется (возможно, по правому сдвигу) другой узкой полосой, приуроченной к южному краю Кахетино-Вандамской кордильеры. Резко увеличилась крутизна и северного склона, осадконакопление на котором сопровождалось мощным подводным оползанием.

В зоне флишево-вулканогенных прогибов в лютете начался вулканизм, приведший к накоплению двух комплексов пород: 1) островодужных андезитов и шошонитов, концентрировавшихся вдоль южных бортов прогибов, и 2) мощных рифтогенных [2, 49] базальтов, приуроченных к осевым зонам трогов и ассоциирующих с флишевыми отложениями. Крутизна южного склона резко увеличилась, с чем были связаны его оползание и продвижение на север мощных (до 4.5 км) клиноформ тефроидного флиша. При этом на поднятом крыле Талышской клиноформы к западу от р. Аракс палеоценовый флиш замещается мергелями, в отдельных местах переслаивающимися с косослоистыми песчаниками контуритов.

Сомхето-Агдамское поднятие в среднем эоцене стало частью вулканического пояса, протягивавшегося от Аджарии до Талыша, с накоплением шошонитов (до 1500 м) и известняков.

Еревано-Ордубадский прогиб стал областью накопления тефроидного флиша, источник второго, судя по увеличению (до 1.5 км) мощности, находился в Сомхето-Агдамской вулканической дуге. С поднятий в Иране сносился материал тонкого карбонатно-терригенного флиша левобережья Аракса [30].

В позднем эоцене сокращается область седиментации на территории мезозойской островной дуги, но зато море трансгредирует к северу; в результате осадки Евразийского шельфа становятся тоньше по сравнению со средним эоценом (чистые мергели белоглинистой свиты). В целом бассейн существенно мелеет и к концу эоцена в значительной мере заполняется осадками (рис. 4). В результате общего обмеления выдвигается к югу шельф Евразии. Особенно хорошо это видно в Индоло-Кубанском прогибе, где на флиш палеоцена-среднего эоцена налегают мелководные мергели позднего эоцена.

В пределах Большекавказского бассейна флишевые призмы (мощность до 500 м) продолжали расти лишь вдоль южного борта Лазаревско-Кобыстанской впадины. Но и он становился положе, и в верхах эоцена появились отложения мощных



ГЕОТЕКТОНИКА

1998



Рис. 3. Палеогеографическая карта Кавказа для среднего эоцена. Составили М.Л. Копп и И.Г. Щерба с использованием материалов Б.М. Авербуха, И.П. Гамкрелидзе, В.А. Гроссгейма, Е.Е. Милановского, Д.Ю. Папавы, А.А. Садояна, Р.Э. Тагиева, Д.А. Туголесова, В.Е. Хаина и А.М. Шурыгина Условные обозначения см. на рис. 2.



ГЕОТЕКТОНИКА № 2 1998



КАВКАЗСКИЙ БАССЕЙН В ПАЛЕОГЕНЕ км 2 0 -2 -4 Гам-

Рис. 4. Палеогеографическая карта Кавказа для позднего эоцена. Составили М.Л. Копп и И.Г. Щерба с использованием материалов Б.М. Авербуха, И.П. Гамкрелидзе, В.И. Гроссгейма, Е.Е. Милановского, Д.Ю. Папавы, С.В. Попова, А.А. Садояна, А.С. Столярова, Р.Э. Тагиева, Д.А. Туголесова, В.Е. Хаина и А.М. Шурыгина.

I – низкая суша; 2 – прибрежные конгломераты; 3 – граниты. Остальные условные обозначения – см. на рис. 2. На карте показаны суммарные мощности палеоцена-эоцена. (до 1000 м) конусов выноса, морфология которых наиболее отчетлива на Северо-Западном Кавказе. Ориентировка флишевых иероглифов в надильдоканской свите Жинвальского покрова Грузии показывает преобладание вдольберегового разноса материала (в бартоне транспорт был поперечным к берегу), что можно связывать с уменьшением крутизны склонов. Осевая часть Лазаревско-Кобыстанского трога на Юго-Восточном Кавказе заполнялась довольно мощными (до 400 м) и более мелководными, чем бартон, карбонатными глинами, содержащими обильную микрофауну.

На северном склоне зоны подводных валов резко уменьшается оползание; отдельные скопления олистостромов встречаются лишь в Кахетинской и Чвежепсинской зонах. Менее выраженной стала Кахетино-Вамдамская кордильера. На существенно обмелевших вершинах валов накапливались мергели и нуммулитовые известняки. Сохраняли крутизну только лишенные осадков южные склоны валов.

В Аджаро-Триалетском и Талышском вулканогенно-флишевых прогибах вулканизм сохранился лишь в Ахалцихской депрессии и Талыше. Прогибы обмелели: в глубь Аджаро-Триалетского трога далеко продвинулась бровка островного шельфа, на склоне сократилась ширина флишевых клиноформ. Вместе с тем возросла (до 1000 м) мощность глин в осевых зонах прогибов, и к концу эоцена они были в значительной мере снивелированы осадконакоплением.

На северном склоне *Сомхето-Агдамского поднятия* впервые широко распространились прибрежные фации: пестроцветные глины, конгломераты и нуммулитовые известняки. В Ахалцихской депрессии появились продельтовые песчаные конусы (песчаники Марды), из чего можно полагать, что осевая зона поднятия в это время превратилась в сушу.

Южнее, в пределах Еревано-Ордубадского прогиба также существовали мелководные условия. Судя по преобладанию в зоне Главного надвига Малого Кваказа граувакковых песчаников и по смещениям вдоль некоторых разломов [35], на южном склоне Сомхето-Агдамского поднятия продолжал существовать тектонически обусловленный крутой склон.

В олигоцене расчлененность ложа бассейна увеличилась вновь. Некоторые из подводных валов осушились, а Сомхето-Агдамский вал превратился в гористую сушу. Впадины зато стали глубже, и в них осаждались тонкие глины. После хадума резко усилилась изоляция бассейна от Тетиса, что отразилось в возникновении анаэробных условий седиментации и отложении немых сланцеватых глин с ярозитом (майкопская серия). Седиментация ускорилась, и некоторые прогибы заполнились осадками (рис. 5).

В области *Евразийского шельфа* олигоцен имеет регрессивный характер. В его начале и особенно в середине (начало хатта) со стороны Скифской платформы шло массовое поступление песков. Мощные (до 400 м) глины с песками унаследовали палеоцен-раннеэоценовый конус выноса вдоль уступа, ограничивавшегося Азово-Кубанскую впадину [36]. В Кумской впадине сейсмические профили показывают проградирующий конус выноса (авандельту Эмбы?) [20], отложения которого (до 900 м) к концу олигоцена компенсировали прежде глубоководную впадину [29, 31].

Резко сместилась к северу бровка континентального склона, и профиль последнего стал положе и вместе с тем расчлененнее. К югу от новообразованной бровки склона обособились впадины – прообразы Терского и Индоло-Кубанского передовых прогибов. Их северные крутые склоны, примыкавшие к континентальному уступу¹, в начале и середине олигоцена служили ареной мощного подводного оползания как пород фундамента склона, так и нелитифицированных осадков.

Если на Восточном Кавказе новообразованная верхняя часть склона отделялась от его нижней части пологой подводной террасой, то на Западном, в зоне Ахтырского разлома на южном борту Индоло-Кубанского прогиба, возникла узкая кордильера, временами поставлявшая в бассейн флористические остатки [47]. Растущая кордильера служила барьером на пути песчаных потоков и подвергалась оползанию, что способствовало формированию несогласия в подошве олигоцена [43]. Помимо оползней, здесь фиксируют [8, 42] угловые несогласия в подошве миоцена, связанные с конседиментационной складчатостью штирийской фазы. Возникновение нового прогиба в Керченско-Таманской области и Черноморской акватории (впадина Сорокина), где накапливались сланцеватые глины мощностью до 5 км, не несущие следов привноса обломочного материала с Большого Кавказа, с одной стороны, отрицает существование там крупного поднятия в олигоцене, с другой же, наряду с отмеченными выше конседиментационными деформациями, может свидетельствовать о начале закрытия Большекавказского бассейна. Осадки осевой зоны Лазаревско-Кобыстанского трога (300 м пиробитуминозных глинистых сланцев) сохранились только на востоке, в Северном Кобыстане.

Осевые части поднятий вала Шатского и Кюрдамирского вала в целом оказались глубже, чем в

¹ В Индоло-Кубанском прогибе по размаху песчаных клиноформ (впервые выявленых в Азовском море) удается установить, что глубина бассейна в середине олигоцена составляла 800 м [34].

позднем эоцене. Вместе с тем, началось поперечное воздымание современного Дзирульского массива, который именно с этого времени развивается в качестве новейшего поднятия. Расположенное здесь Чиатурское месторождение марганца формировалось уже в обстановке крутого берега, где косослоистые пески авандельты (местами врезанные в толщу юрских эффузивов) быстро сменялись глинами и глауконитовыми песками со следами конседиментационного оползания, а затем – параллельнослоистыми глинами с ярозитом, отлагавшимся уже на значительной глубине [24].

Ускорилась седиментация на северных склонах подводных валов, где формировались линзы флишеподобных отложений, насыщенные песчаными турбидитами и флуксотурбидитами; общая мощность возрастает с востока на запад от 1-3 до 5 км. Судя по массовому появлению олистостромов в низах олигоцена, опять увеличилась крутизна склонов. Именно тогда четко обособилась в близком к современному виде цепочка прогибов, наложенных на северные склоны зоны подводных валов: Туапсинский, Рача-Лечхумский, Верхне-, Средне- и Нижнекуринский. Их дальнейшее превращение в межгорные впадины происходило путем увеличения крутизны и амплитуды северных бортов в процессе воздымания мегантиклинория Большого Кавказа.

В Аджаро-Триалетском и Талышском прогибах прекратилась вулканическая деятельность. Грубый тефроидный флиш сменился ритмичным чередованием сланцеватых глин и песчатников; среди песчаных турбидитов преобладают граувакковые разности, для которых по язычковым иероглифам устанавливается местный источник сноса. Впервые появившиеся линзы кварцевых песчаников, вероятно, связаны с более удаленными южными источниками сноса. В Аджаро-Триалетии, судя по оползанию нелитифицированных осадков, фиксируется увеличение крутизны южного склона прогиба. Повсеместно здесь и на Талыше отмечается проградация флишевых клиноформ на север, причем в Аджаро-Триалетии на поднятом плече палеоцен-эоценовой клиноформы появляются прибрежные отложения.

Активное существование Сомхето-Агдамского поднятия ощущается по сильному увеличению песчанистости олигоценовых отложений в направлении от Среднекуринской впадины к Малому Кавказу. Присутствие в низах олигоцена грубых конгломератов в фациях обрывистого берега указывает на значительную расчлененность Сомхето-Агдамской суши. Наличие южного уступа Сомхето-Агдамского поднятия можно предполагать по узкой полосе продольных лагунных впадин (видимая мощность олигоцена до 200 м), прилегающих к южному борту поднятия [3]. Еревано-Ордубадский прогиб в олигоцене в существенной мере замкнулся и находился в зоне литорали Араксинского мелководного морского бассейна, среди которой возвышались сложно построенные вулканы, извергавшие липаритовую магму.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕНОВОЙ ПАЛЕОТЕКТОНИКИ КАВКАЗА

О роли уступов в налеогеновом палеорельефе Кавказа. В последние десятилетия появилось много данных, свидетельствующих о существенной поперечной асимметрии мегаформ палеогенового рельефа Кавказа, о наличии осложняющих их крутых склонов и даже резких уступов, достигающих предельной для таких подводных морфоструктур крутизны порядка 10-15°. При этом, согласно результатам новейших исследований, склонами часто оказываются места, которые ранее сопоставлялись с вершинными частями подводных поднятий. Так, участки первичного отсутствия палеогеновых свит в пределах Большого Кавказа (Гойтхский антиклинорий на Западном Кавказе, Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий и Кусарско-Дивичинский молассовый прогиб на Юго-Восточном Кавказе), согласно сейсмоакустическим [33] и фациальным [6] данным, являются не вершинными частями кордильер, как это предполагалось ранее [26, 37], а лишенными осадконакопления фрагментами крутого континентального склона Скифской плиты. Таким образом, мы насчитываем меньшее количество внутрибассейновых островов – источников сноса, нежели это делали предшественники. При этом нельзя исключать, что в регрессивные эпохи бровки уступов могли подвергаться обмелению либо даже полному осушению.

Наиболее резкие уступы обращены на юг и маркируются длительно существовавшей областью отсутствия осадконакопления. Таковы континентальный склон Евразийского шельфа и уступы вдоль южных склонов вала Шатского и продолжающих его к востоку поднятий. Все они отчетливо зарегистрированы на множестве сейсмических разрезов. Более предположительно к этой категории может быть отнесен раннепалеогеновый уступ на южном склоне Сомхето-Агдамского поднятия, маркируемый по резкой смене шельфовых осадков Предмалокавказской моноклинали флишем в Армении.

Большинство уступов такого рода возникли или, во всяком случае, резко обозначились на рубеже мела-палеогена [34], а некоторые исследователи предполагают еще более раннее их заложение, в апте-альбе [48]. Существует точка зрения [12, 13, 48, 49], к которой склонен присоединиться и один из авторов данной работы [17], что склоны



42

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 1998



Рис. 5. Палеогеографическая карта Кавказа для олигоцена. Составили М.Л. Копп и И.Г. Щерба с использованием материалов В.А. Гроссгейма, С.С. Косовой, Е.Е. Милановского, Д.Ю. Папавы, С.В. Попова, А.А. Садояна, Р.Э. Тагиева, Д.А. Туголесова, В.Е. Хаина и А.М. Шурыгина. 1 – гористая суша; 2 – лагуна (угленосные оссадки); 3 – липарито-дацитовые вулканиты орогенного типа. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

первоначально возникли как зоны сгущения сбросов при рифтогенезе. Весьма характерная резкая поперечная асимметрия всех линейных поднятий региона (крутой, часто лишенный осадков южный склон и пологий, но все же заметно наклоненный северный) вызывает реминисценции с наклонными блоками, вращающимися по листрическим сбросам. Таковые как будто бы фиксируются и на сейсмических разрезах [48], однако полной ясности здесь все же нет: по другим материалам [34], это не разломы, а конседиментационные флексуры.

Дальнейшая судьба вышеохарактеризованных раннепалеогеновых уступов складывалась неодинаково. Те из них, которые оказались в зоне давления Аравийского клина, в олигоцене-неогене трансформировались в южновергентные надвиги (уступ на южном склоне Сомхето-Агдамского поднятия [35]) либо сами оказались перекрыты неогеновыми шарьяжами (южный склон вала Шатского около Аджаро-Триалетской зоны). Те же, которые остались в стороне, в течение всего кайнозоя подвергались нивелировке прислоняющимися осадками (с оживлением роста склонов в начале олигоцена).

Уступы другой разновидности обладали меньшей крутизной и, в отличие от вышеохарактеризованных, развились внутри мощных осадочных призм на фоне интенсивного осадконакопления. Они фиксируются зонами грубых олистостромов и, вероятно, соответствуют активно развивавшимся в палеогене разломам. В Закавказье некоторые из них, как и уступы первого вида, обращены к югу (крутой южный склон Кахетино-Вандамской кордильеры), однако часто они имеют противоположную экспозицию (Жинвальский уступ в Грузии, осложнявший северный склон вала Шатского в его кавказском продолжении, уступ вдоль южного борта Аджаро-Триалетской зоны).

Признаки интенсивной тектонической переработки отмечаются и для многих элементов континентального склона Евразийской плиты. Например, крутой северный борт Индоло-Кубанского прогиба возник в палеоцене, наложившись на полого залегающие меловые отложения Евразийского шельфа на широте Краснодара. Здесь, таким образом, произошло отступание бровки шельфа к северу. Следующее ее откатывание в этом же направлении произошло в олигоцене, когда сформировался уступ к югу от Новотитаровской ступени. Сходная миграция бровки шельфа к северу отмечается и на востоке Кавказа: если в мелу она проходила в районе Тенгинско-Бешбармакского антиклинория, то в палеоцене сместилась уже немного к северу, в Кусаро-Дивичинский прогиб, а в олигоцене отступила еще дальше, в район Грозного. Все отмеченые эпизоды деструкции Евразийского шельфа падают на два интервала времени: ранний палеоцен и ранний-средний олигоцен.

Очевидно, к уступам последнего вида должен быть отнесен и южный борт современного Вандамского антиклинория. Наличие здесь крутого склона предполагалось еще В.Е. Хаиным [37] и A.B. Мамедовым [23], однако мы его ранее [18, 44] не выделяли, причем аргументом служила большая мошность палеогена не только на северном. но и на южном крыле антиклинория. Это позволяло связать развитую здесь осадочную призму с той, что накапливалась на северном крыле Кюрдамирского вала и ныне находится в Куринской впадине. С юга же, как мы считали, и приносились олистолиты. Вместе с тем, повторный анализ всего материала, в том числе и результатов наших собственных наблюдений, заставил пересмотреть эту точку зрения. Решающими аргументами здесь явилось наличие олистостромов на северном крыле Вандамского анликлинория, в Лагичском синклинории, где в эоцене встречаются отдельные глыбы известняков с верхнеюрскими аммонитами (определения Б.Т. Янина), и, что особенно важно, отсутствие олистостромов в северной части южного склона. Таким образом, здесь намечаются две зоны утесов, разделенных осевой частью антиклинория, которая поставляла обломки к югу и северу. При этом южная зона, судя по размеру и количеству обломков, во всяком случае не уступала северной, а, может быть, и была главной (к сожалению, значительная часть северного склона кордильеры погребена под Зангинским надвигом). Таким образом, мы вернулись здесь к точке зрения В.Е. Хаина [37] и А.В. Мамедова [23], но при этом считаем, что данный уступ лишь осложнял обращенный к северу пологий склон, приуроченный к северному борту вала Шатского и его продолжению в Вандамской зоне. В неогене этот растущий уступ превратился во фронтальный надвиг Большого Кавказа, отделивший его от Куринской впадины. По данным Ф.Д. Майсадзе [22], сходная ситуация могла иметь место и западнее, в междуречье Риони-Лиахви, где также отмечается (для позднего эоцена) обращенный к югу уступ. В неогене последний превратился в зону надвигов флиша на Гагро-Джавскую зону.

Подробный анализ тектонической природы активных в палеогене уступов, их соответствия разломам того или иного кинематического типа выходит за рамки настоящей публикации. Ограничимся, в порядке постановки вопроса, лишь некоторыми предположениями. Крутые склоны, примыкавшие с севера к Аджаро-Триалетскому и Талышскому рифтовым прогибам, логично рассматривать как результат растяжения. Несомненно, сбросовую природу имеют палеогеновые уступы, нарушающие шельф Скифской платформы. Однако неясно, образовались они в результате горизонтального растяжения или вертикального проседания. Непонятна также причина олигоценового обрушения этого шельфа и отступания его бровки к северу, и, кроме соображений общего порядка, вроде вовлечения южного края Евразии в коллизионные деформации, мы по этому поводу высказать пока не можем. Некоторые предположения относительно природы уступов мы еще сформулируем в следующем разделе.

Проблема существования Большого Кавказа в палеогене. По поводу обстановки, существовавшей на Большом Кавказе в палеогене, издавна сушествовали две противоборствующие точки зрения: 1) складчатость и орогенез Большого Кавказа постепенно развивались с начала палеогена, а с олигоцена эти процессы еще и резко ускорились [9, 21, 22, 25, 26, 37, 40-42 и мн. др.]; 2) первые деформации Большого Кавказа (за исключением зон герцинской и киммерийской складчатостей) начались только в неогене, и вплоть до этого времени в его осевой зоне сохранялся компенсированный [4] или, напротив, некомпенсированный [5, 11, 16, 18, 19, 42-45] прогиб. В.Е. Хаин предложил концепцию [38, 39], способную, по его мнению, объединить рациональные зерна каждой из вышеохарактеризованных точек зрения. Он согласился с фактом унаследованного развития Большекавказского басейна вплоть до раннего миоцена, но тем не менее полагает, что на его южном борту уже в позднем эоцене начали формироваться южновергентные чешуи, фиксируюшие начало коллизии и формирования современной структуры Большого Кавказа.

Если проанализировать все последние высказывания по рассматриваемой проблеме [5, 15, 18, 21, 22, 28, 38–46], легко убедиться в том, что она весьма запутанна. Поэтому, чтобы подойти к ее решению, следует выделить ряд частных вопросов. Например, являлся ли Большой Кавказ областью сноса в палеогене? Если да, то превращался ли он в сушу в это время? Когда начала формироваться современная покровно-складчатая структура Большого Кавказа? Ну и, наконец, что же следует понимать под Большим Кавказом, учитывая неоднородность его строения?

Начнем с последнего. Напомним, что современный Большекавказский мегантиклинорий объединяет такие непохожие один на другой палеогеновые домены (с юга на север), как северный борт зоны подводных валов (Гагро-Джавская и Кахетино-Вандамская зоны), Большекавказский флишевый бассейн с Лазаревско-Кобыстанским трогом в осевой части и, наконец, Евразийский шельф, или склон Скифской плиты, фундамент которой, в свою очередь, также неоднороден и включает такие разные элементы, как киммерийская Сланцевая зона и палеозойское кристаллическое ядро Центрального Кавказа. Последнее, в силу широкого распространения там гранитно-метаморфического цоколя, во все времена, в том числе и в палеогене, могло обладать особенной плавучестью и воздыматься несколько больше по сравнению с соседними участками.

Как видно из всего перечисленного в статье, эти зоны обладали разным стилем развития в течение всего палеогена и поэтому поставленные выше вопросы можно рассматривать только с очень четкой географической привязкой.

Факт сноса материала в Большекавказский бассейн со стороны зоны подводных валов (с юга) либо, напротив, со Скифской плиты очевиден и вряд ли требует особых комментариев. Гораздо важнее проследить, не было ли обратного сноса из флишевого бассейна в сторону обрамлявших его прежде поднятий. Специальное исследование литолого-минералогических особенностей осадков майкопа Предкавказья [27] показало, что основная масса слагающего его материала сносилась со Скифской плиты и лишь всего 10-15% - с Большого Кавказа. При этом местоположение исследованных разрезов и характер данных никак не указывают на то, что же следует считать в качестве последнего – флишевый прогиб либо находившуюся южнее зону подводных валов. Более вероятным нам представляется последнее. Здесь может оказаться важным, что по материалам изучения олистостромов южного склона Большого Кавказа [16, 21, 22] следует, что как раз к олигоцену в них появляются многочисленные глыбы гранитов с Дзирульского массива (в среднем-позднем эоцене в составе обломков резко преобладали известняки верхней юры и порфириты байоса). Для олигоцена, таким образом, отмечается усиление эрозионного вреза, однако с чем оно было связано - с орогенным воздыманием зоны подводных валов либо, напротив, с отмечающимся для майкопского времени проседанием ложа бассейнов Паратетиса или с эвстатической регрессией начала олигоцена [15, 19, 29], остается неясным. В любом случае вскрытие кристаллических пород вполне могло создать условия для транспортировки аркозового материала на значительные расстояния контурными потоками, а в регрессивные эпохи осадочные призмы вполне могли дотягиваться до Предкавказья и за счет проградации. К сожалению, седиментологическая обстановка в работе [27] не исследовалась.

В предыдущем разделе мы уже разбирали вопрос о наличии направленного к югу сноса олистолитов с Кахетино-Вандамской кордильеры. Резкая активизация сноса, начиная с кумского времени среднего эоцена, и примерное совпадение уступа с современным надвигом Большого Кавказа на Куринскую впадину – все это в принципе может свидетельствовать о зарождении последнего в то время. Однако, если учесть наличие олистолитов на северном борту Вандамской зоны (см. выше) и особенно на продолжении этого борта в Грузии [16, 21, 22], то окажется, что контур тогдашнего орогена будет составлять лишь незначительную часть современного, может быть, в масштабе всего одной чешуи [38].

Далее, указываются признаки сноса материала с юга для участка северного склона Кавказа в районе р. Белой, выраженные в наличии наклоненной к северу косой слоистости в отложениях раннего олигоцена [10] и в появлении там древесных листьев [47]. Поскольку на обширном пространстве Центрального Кавказа палеоген не сохранился, мы абсолютно ничего не можем сказать ни о высоте, ни о горизонтальных размерах возможных поднятий. Однако даже если они и были значительными, остается очевидным, что прогиб к северу от этой гипотетической суши существовал эпизодически и, кроме того, был внутришельфовым и гораздо более мелким по сравнению с Лазаревско-Кобыстанским трогом.

Находки древесных листьев – явное свидетельство наличия рядом (удаление не более 5 км [47]) суши. В этом смысле весьма примечательно' их появление на одном уровне вместе с костями позвоночных в среднем олигоцене разреза Пирикишкюль Южного Кобыстана (устные сообщения В.А. Жегалло и М.А. Ахметьева). Наличие здесь суши можно предполагать только на юго-западе, куда могло протягиваться ныне перекрытое покровами восточное продолжение Вандамской зоны. Относительно причин осушения (орогенез или эвстатическая регрессия и т.д.) остаются те же вопросы, что и по поводу олигоценового усиления вреза на Дзирульском массиве.

Много неясного и в отношении палеогеновых деформаций. Одному из авторов уже приходилось кратко касаться этого вопроса [14, 16–18] на примере Юго-Восточного Кавказа. Разными исследователями здесь выделялись угловые несогласия на нескольких удовнях: в нижней части палеоцена, в среднем-верхнем эоцене, около подошвы олигоцена и на некоторых уровнях в верхах майкопа и в среднем миоцене [9, 18, 25, 26, 37, 40 и др.]. Сразу, однако, нужно по разным причинам исключить из рассмотрения угловые несогласия, предполагавшиеся в среднем миоцене и в палеоцене. Первые – так как по данным детальной геологической съемки все они оказались тектоническими контактами [26]. Вторые же, отмеченные А.М. Шурыгиным в Чаркишлакской синклинали, по наблюдениям М.Л. Коппа, связаны с горизонтом подводнооползневой складчатости внутри моноклинально залегающих слоев. С тектоническим срывом связано и изображавшееся на геологических картах залегание майкопских отложений (по данным [14] это средний коун) на альбе-сеномане Вандамского антиклинория [14]. Тем не менее отмеченые выше олистолиты юрских известняков в эоценовых глинах, несомненно, свидетельствуют о наличии где-то несогласного стратиграфического контакта. И все же истинная амплитуда именно углового несогласия неизвестна, и в пределах всей полосы выхода слоев эоцена в наблюдавшемся [14] интервале по рекам Джульянчай и Сулутчай они дислоцированы в целом совместно с вулканитами альба-сеномана, причем внутри них наблюдаются и весьма интенсивные внутренние деформации в виде чешуй и мелких складок. Так что несогласное налегание эоценовых осадков на меловые может быть связано не с предэоценовой складчатостью, а с прислонением к гораздо более древнему (конец мела?) крутому склону Кахетино-Вандамской кордильеры. Выше приводилось много примеров подобных прислонений, которые были установлены сейсмическими и буровыми методами для всей зоны подводных валов. Более того, постепенные выпадения из разреза сразу нескольких нижних свит палеогена (при движении от флишевого прогиба к югу) прекрасно прослежены грузинскими геологами-съемщиками на Дзирульском массиве и в Горной Кахетии, только сегодня вряд ли кто-нибудь станет связывать эти явления с раннепалеогеновой складчатостью. Скорее всего, они маркируют обращенный к северу древний крутой склон.

Весьма возможно, что с этой же причиной связаны и широко распространенные на разных уровнях палеогена несогласия в Северном Кобыстане и на его продолжении в Каспии, на Килязинской косе [9, 26, 37, 40]. Весьма характерно увеличение их концентрации, амплитуды и множественности к северу, в сторону Тенгинско-Бешбармакской кордильеры [26, 37], которая, по нашему мнению, маркировала крутой континентальный склон Скифской плиты (бровка склона находилась в Кусаро-Дивичинском прогибе). Во всяком случае, те размывы, которые нам удалось наблюдать в Амбизлярской мульде (ранее они были отмечены А.М. Шурыгиным [26]), сопровождаются лишь очень пологими, амплитудой в несколько градусов, несогласиями. Тем не менее полностью исключить здесь возможность палеогеновых деформаций мы не беремся: однако если небольшая складчатость и была, то в любом случае по интенсивности она никак не могла напоминать современную.

Итак, посмотрим, что же все-таки остается. Несомненно, деформационную природу имеет закартированное А.М. Шурыгиным [26] и подтвержденное М.Л. Коппом [18] угловое несогласие амплитудой 20°–30° в Кендинской синклинали, где на расстоянии менее 1 км верхняя часть майкопа срезает круто наклоненные слои низов палеогена и ложится сразу на маастрихт. Это наблюдение позволило нам еще в [18] высказать мнение о зарождении современного плана склалчатости флишевого прогиба в савскую фазу. Олигоцен-раннемиоценовая складчатость указывается также и для Индоло-Кубанского прогиба [42]. Далее, остаются среднезоцен-олигоценовые олистостромы [7, 16, 21-23, 43 и др.], которые свидетельствуют если не о надвиговых (или поддвиговых) деформациях, то уж во всяком случае о резком тектоническом увеличении крутизны склонов. Наконец, имеются сейсмические материалы о позднезоценовых надвигах в Черном море, на южном краю вала Шатского [48]; правда, они оцениваются неоднозначно (устное сообщение А.Е. Шлезингера). Обращает внимание усиление тектонических деформаций на позднезоцен-раннемиоценовом уровне и их концентрация около уступов древнего рельефа (что уже отмечалось ранее [21-23, 38, 39]).

Приведенные данные, вкупе с приводившимися нами выше о направлениях сноса обломков, свидетельствуют о сохранении вплоть до конца олигоцена того тектонического плана, который существовал еще в раннем палеогене. Иными словами, нет никаких оснований говорить о возникновении до конца олигоцена и самого Большекавказского инверсионного орогена в его современном виде, как это и констатировалось нами ранее [18]. Разумеется, данный вывод основан, главным образом, на анализе строения периклиналей Большого Кавказа; что же происходило в его центральном пересечении, остается загадкой, – там коллизия могла начаться и несколько раньше.

Вместе с тем, проанализированные здесь данные позволяют с большей определенностью, чем ранее [16, 17], поставить вопрос о возможности постепенного, происходившего в течение всей второй половины палеогена, с особенным ускорением в олигоцене, коллизионного зарастания ложа Большекавказского бассейна и вообще всех реликтовых бассейнов Кавказского региона. Только этим можно объяснить концентрацию деформаций около крутых склонов последних.

Представляется, что многие особенности позднепалеогенового развития Кавказа могли бы быть лучше поняты, если представить, что давление в то время исходило не от Афроаравии, в палеогене еще отделенной от Кавказа реликтом океана Нео-Тетис, а от Восточно-Европейской субплиты, которая в течение всего палеогена (и особенно в его конце) смещалась к юго-востоку по Трансевразийскому правому сдвигу и, кроме того, выходила непосредственно к Кавказскому региону. Коллизионная ситуация могла создаться за счет остановки в конце эоцена рифтогенеза в Закавказье и последовавшего за тем (в олигоцене-раннем миоцене) термального пострифтового проседания дна бассейнов, способТогда Лазаревско-Кобыстанский трог и его крутой южный склон с наиболее интенсивным и длительным олистостромообразованием [16, 21] можно рассматривать как морфологическое выражение зоны поддвига ложа Большекавказского бассейна под систему подводных валов (наверняка обладавшую более мощной корой), а обращенный к югу активный уступ Кахетино-Вандамской зоны - в качестве зарождающегося ретрошарьяжа. В пользу длительно развивавшегося, направленного к югу поддвига (А-субдукции) флишевого бассейна могут свидетельствовать недавние находки известково-щелочных вулканитов и интрузий щелочных сиенитов в районе Дзирульского массива и Вандамского антиклинория [1, 22, а также данные О.А. Сепашвили]. Слабые складчатые деформации вдоль континентального склона Евразии, возможно, маркировали самостоятельную, но меньшего масштаба, зону поддвига дна Большекавказского моря под Скифскую плиту. О начале коллизии на юге Кавказского региона свидетельствуют эоценолигоценовые внедрения кислых и щелочных интрузий на Малом Кавказе (Мегри-Ордубадский, Далидагский массивы [1] и др.

ствовавшего увеличению крутизны склонов [17].

Медленное движение Восточной Европы, очевидно, не смогло захлопнуть весь флишевый бассейн (повторяем, что нам ничего не известно о его центральнокавказском сегменте). Показательно, что савско-штирийские деформации Северо-Западного Кавказа, оказавшегося ближе к предполагаемому источнику давления, вроде бы характеризуются [42] как более интенсивные, чем таковые на юго-восточной периклинали орогена. Главное оформление последнего произошло только в конце миоцена в результате быстрого северного дрейфа Аравии. Тогда же в состав современного Большого Кавказа и были включены палеогеновые активные склоны и разделяемые ими блоки. Коллизионная ситуация в Кавказском регионе контролировалась теперь поддвигом не Восточной Европы к юго-востоку, а Аравии – к северу.

Местоположение главного источника сноса. Судя по некомпенсированности осадконакоплением, Лазаревско-Кобыстанский трог был глубже более южных прогибов и, следовательно, представлял собой депоцентр регионального масштаба. Если учесть при этом,что Большой Кавказ нельзя рассматривать в качестве главного источника сноса в палеогене, то сразу возникает вопрос, откуда же поставлялась вся эта масса обломочного материала, которая сформировала толщи огромной мощности в Закавказье и Черном море: со стороны Русской платформы или откуда-то с юга?

Сравнение мощностей осадочных призм к югу и к северу от Лазаревско-Кобыстанской зоны некомпенсированного прогибания дает однозначный ответ о южном положении главного источника сноса. В пользу этого свидетельствуют также приуроченность особенно мощных осадочных призм только к южным бортам прогибов (см. профили на рис. 2-5), где они находятся как бы в ловушках-"отстойниках", и ощущающееся на большом протяжении обмеление фаций в сторону Малого Кавказа (особенно для позднего эоцена и олигоцена). При этом к началу олигоцена, в майкопское время, отмечается ускорение сноса и с севера, т.е. со Скифской плиты. Но все равно мощность соответствующей осадочной призмы в 2-3 раза меньше таковой к югу от Лазаревско-Кобыстанского трога.

В течение палеогена расчлененный тектонический рельеф, возникший в начале этого периода, постепенно нивелировался осадконакоплением, что очень хорошо видно на сейсмических раз-Черного моря и Рионско-Куринской резах системы межгорных впадин [33, 34, 48]. Интенсивное тектоническое расчленение ложа, происшедшее в начале олигоцена, компенсировалось лавинообразным усилением седиментации: мощность майкопской серии в Черном море достигает 5 км [34]. В существенной мере майкоп "разбухает" за счет мощных пачек аркозовых и кварцевых песчаников, масса которых увеличивается как к югу от Лазаревско-Кобыстанского трога (особенно), так и к северу, к Скифской плите. Многие литологические признаки указывают на то, что эти породы являются осадками дельт и авандельт крупных рек [27]. Все эти обстоятельства позволяют увязывать происшедшее в начале олигоцена резкое ускорение седиментации в Закавказье и Черном море с возникновением на юге обширной и интенсивно растущей суши, образовавшейся в результате коллизии Анатолийско-Иранского микроконтинента с Афроаравией. Очевидно, следует согласиться с точкой зрения Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина [25] о том, что майкоп является нижней молассой, но с той существенной оговоркой, что это нижняя моласса не Большого Кавказа, как считали эти исследователи, а той большой и расчлененной суши, которая возникла к северу от Аравии. Данный вывод применим, конечно, только к той части майкопской серии, которая находится к югу от оси Лазаревско-Кобыстанского трога и характеризуется наибольшей мощностью и грубостью состава, вплоть до появления конгломератов на крутых склонах.

Тот факт, что наибольшие мощности верхнеэоцен-нижнемиоценовых осадков накапливались к югу от вала Шатского и сменявших его к востоку подводных поднятий, говорит о том, что эти поднятия экранировали терригенный материал, сносившийся с юга, и создали тем самым зону ловушек, протягивавшуюся от Черного моря до Южного Каспия. Что же касается Лазаревско-Кобыстанского трога, то его недостаточная компенсированность осадконакоплением, скорее всего, была связана не только с погружением ложа, но и с тем, что он находился к северу от барьера, т.е. был экранирован от массового поступления грубообломочного материала с юга. В этом намечается какое-то сходство этой структуры с тихоокеанскими глубоководными желобами, которые также отгорожены от континента островными дугами. Если же учесть, как мы это пытались показать, что в среднем эоцене-раннем миоцене кора Лазаревско-Кобыстанского трога, возможно, испытывала поддвиг к югу, то это сходство могло быть не только морфологическим, но и генетическим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе составления серии палеогеографических карт для четырех возрастных интервалов (палеоцен-ранний эоцен, средний эоцен, поздний эоцен, олигоцен) охарактеризованы главные особенности палеогеновой эволюции Кавказского региона. С привлечением материалов последних лет приведены новые аргументы в пользу наличия глубокого прогиба, унаследовавшего меловой флишевый бассейн, в области южного склона Большого Кавказа. После коллизии Афроаравии с Евразией в конце эоцена этот прогиб являлся главным депоцентром соответствующего сегмента Альпийского пояса. Однако его отгороженность от возникшей на юге обширной и активно растущей суши несколькими барьерами (в виде реликтов мезозойской островной дуги) привела к тому, что основная масса обломков оседала южнее, в трогах Закавказья, тогда как сам он оставался некомпенсированным. Обоснована значительная роль в палеогеновом рельефе крутых тектонических склонов. Уступы первого вида характеризуются особенной крутизной (как правило, они лишены осадков) и обращены к югу. Все они унаследовали мезозойские структуры, но особенно резко обозначились на рубеже мелапалеогена, в результате деструкции южного края Евразии; в палеогене же вели себя в целом пассивно, залечиваясь прислоняющимися осадками. Уступы второго вида, обладавшие различной экспозицией и палеогеографически выраженные активным олистостромообразованием на фоне интенсивного осадконакопления, маркировали зоподддвига коры реликтовых бассейнов. ны Впоследствии (в неогене) вдоль тех из них, которые были обращены к югу, развились крупные продольные надвиги Большого и Малого Кавказа. Обращенный к северу уступ южного склона Лазаревско-Кобыстанского глубоководного трога, вероятно, развился вдоль длительно существовавшей (бартон-ранний миоцен) зоны поддвига коры Евразийской плиты под поднятие вала Шатского – Кахетино-Вандамской кордильеры.

Благодарности. Настоящее исследование поддержано Центром им. Л.П. Зоненшайна при Техасском Университете в США (г. Арлингтон), международной программой "Пери-Тетис" (грант № 95-27) и Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 96-05-65870). В процессе подготовки статьи мы неоднократно пользовались советами и консультациями М.А. Ахметьева, В.Н. Беньямовского, М.А. Беэра, В.Г. Казьмина, Н.В. Короновского, М.Г. Леонова, С.В. Попова, А.Е. Шлезингера и В.Е. Хаина. С удовольствием благодарим их за оказанную помощь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Р.Н., Афанасьев Г.Д., Кондаков Л.А. Мезо-кайнозойские магматические формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны // Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977. С. 126–148.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П. Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря // Геотектоника. 1974. № 1. С. 3–10.
- Асратян В.П., Саркисян О.Я., Садоян А.А. Молассовые формации олигоцена-нижнего миоцена Армянской ССР и условия их образования // Сб. научных трудов Ереванского Гос. ун-та. Ереван: Изд-во Ереван. ун-та, 1988. С. 59–77.
- 4. Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Л.-М.: ГОНТИ, 1940. 98 с. (Тр. ЦНИГРИ: ч. 3; вып. 126).
- 5. Беньямовский В.Н., Щерба И.Г. О глубоководных структурно-фациальных зонах палеоцена Кавказа в свете новых микропалеонтологических данных // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа (Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым). Ессентуки: ВРГЦ Севкавгеология, 1995. С. 207–208.
- 6. Борукаев Ч.Б. Флиш Северо-Западного Кавказа. Verof. Zentralinst. Phys. Erde. Potsdam, 1980. № 58. S. 83-93.
- Буртман В.С., Щерба И.Г. Изучение и картирование олистостромовых комплексов // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 82–90.
- Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973. 154 с.
- 9. Григорьянц Б.В., Мурдян В.М., Тагиев Э.А. Погребенная структура мезозоя в прибрежной полосе осевой зоны юго-восточного Кавказа // Азербайджанское нефтяное хозяйство. 1967. № 12. С. 12–17.
- Гроссгейм В.А. Палеоген Северо-Западного Кавказа: Геологический сборник. Тр. Краснодарского филиала ВНИГНИ. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 3–190.

- 11. Жижченко Б.П. Методы стратиграфических исследований в нефтегазоносных областях. М.: Недра, 1969. 295 с.
- Казьмин В.Г. Тектоническая эволюция бассейнов окраинных морей Черноморско-Кавказского региона // Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии: Тез. докл. М.: Наука, 1995. С. 53–54.
- Казьмин В.Г., Книппер А.Л. Аккреционная тектоника Кавказа // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 75–89.
- Копп М.Л. О возрасте и характере деформаций осадков, слагающих Лагичский синклинорий (ЮВ Кавказ) // Вестн. МГУ. Сер. 4, геол. 1985. № 1. С. 25–34.
- Копп М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность и фазы олистостромообразования верхнего мела-палеогена флишевой зоны южного склона Восточного Кавказа. Ст. 1. Трансгрессивно-регрессивная цикличность // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Вып. 4. С. 97–109.
- Копп М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность и фазы олистостромообразования верхнего мела-палеогена флишевой зоны южного склона Восточного Кавказа. Ст. 2. Фазы олистостромообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Вып. 1. С. 13-23.
- Копп М.Л. Трансевразийский (Балтийско-Иранский) правый сдвиг в палеогене // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 6. С. 795–799.
- Копп М.Л., Щерба И.Г. История позднеальпийского развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. № 6. С. 94–108.
- Копп М.Л., Щерба И.Г. Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 15–31.
- 20. Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. Расчленение кайнозойских отложений Восточного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 71-81.
- 21. Леонов М.Г. Цикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1985. 149 с.
- 22. Майсадзе Ф.Д. О верхнезоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 95-102.
- Мамедов А.В. Условия залегания и происхождения утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа // Геотектоника. 1968. № 4. С. 53-65.
- 24. Мачабели Г.А. Специфика седименто- и диагенеза олигоценовых марганценосных отложений Грузии // Условия образования рудных месторождений. М.: Наука, 1986. Т. 2. С. 839–849.
- 25. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.
- 27. Недумов Р.И. Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 1. О связи условий формирования с литологией и геохимией майкопских отложений //

Литология и полезные ископаемые. 1993. № 6. С. 36–54.

- Никитина Ю.П. Палеоген Азово-Кубанской впадины, вала Карпинского и южного склона Воронежской антеклизы. М.: Гостоптехиздат, 1963. С. 45-69. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 38).
- 29. Попов С.В., Ахметьев М.А., Воронина Л.А., Столяров А.С. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене-раннем миоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 10-39.
- 30. Садоян А.А. Особенности образования флишевой формации датского яруса – палеоцена Армянской ССР и сопредельных районов // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 2. С. 43–56.
- Столяров А.С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 6. Вып. 4. С. 64–80.
- 32. Субботина Н.Н. Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта и горизонта горячего ключа // Микрофауна СССР // Тр. ВНИГРИ. Сер. нов. 1950. Сб. 4. № 51. С. 5–113.
- Тагиев Р.Э. Новые данные о строении Куринской впадины и юго-восточного погружения Большого Кавказа // Геотектоника. 1984. № 5. С. 101–104.
- 34. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины / Под ред. Д.А. Туголесова. М.: Недра, 1985. 215 с.
- Туманян Г.А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Шорджа-Берд) // Геотектоника. 1983. № 4. С. 99–110.
- 36. Улановская Т.Е. К проблеме возникновения и эволюции Восточного Паратетиса (по материалам глубокого бурения на юго-западном обрамлении Восточно-Европейской платформы) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 11. С. 21–28.
- Хаин В.Е. Геотектоническая эволюция Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтьиздат, 1950. 224 с.
- 38. Хаин В.Е. Краткий комментарий к статье Ф.Д. Майсадзе "О верхнеэоценовых олистростромах южного склона Большого Кавказа" // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 101–102.

- Хаин В.Е. Тектоника Кавказа: текущие проблемы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 5. С. 3–10.
- 40. Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическое строение северного склона Юго-Восточного Кавказа // Матер. по геол. Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзерССР, 1957. 388 с.
- 41. Шарафутдинов В.Ф. Геологическое строение и закономерности формирования палеогеновых олистостромовых толщ северо-восточного Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1991. 17 с.
- 42. Шарданов А.Н., Пекло В.П. Тектоника и историяформирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазоносности мезозоя // М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 3–27. (Тр. Краснодар. филиала ВНИГНИ; Вып. 1).
- 43. Щерба И.Г. Олистостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа // Проблемы геологии Большого Кавказа и Предкавказья. М.: Наука, 1987. С. 191–200.
- 44. Щерба И.Г. Палеогеография и тектоника майкопского бассейна Кавказа // Бюл. МОИП. 1989. Т. 306. № 5. С. 1196–1200.
- 45. Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 228 с.
- 46. Щерба И.Г. Палеогеновый бассейн Кавказа // Бюл.
 МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 3. С. 71–80.
- 47. Akhmetiev M.A. Palaeobotanical data on the geological age in the Greater Caucasus Land // Palaontological Magazine. Special issue. New York (in press).
- Finetti J., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. Geological study of the Black Sea // Monograph on the Black Sea // Bull. Geog. Appl. Trieste, 1988. V. XXX. № 117-118. P. 197-324.
- Kazmin V.G. Opening of the Black Sea and South Caspian basin: an attempt of reconstruction // Peri-Tethys Programme in Moscow. Moscow workshop. Jan. 16–17, 1996. M.: MSU, 1996. P. 21.
- 50. Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986. V. 123. № 1/4. P. 181–240.

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

Caucasian Basin in the Paleogene

M. L. Kopp and I. G. Shcherba

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

A series of paleogeographic maps for four time slices (Paleocene–Early Eocene, Middle Eocene, Late Eocene, and Oligocene) were used to define the major evolutionary features of the Caucasian region in the Paleogene. Based on data obtained in recent years, new arguments are presented for the presence of a deep downwarp on the southern flank of the Greater Caucasus. After the Late Eocene collision between Afroarabia and Eurasia, this downwarp was the main depocenter of the corresponding segments of the Alpine Belt. However, there were several barriers—submarine swells—that separated the downwarp from the extensive and actively growing landmass in the south, with the result that most of the clastics were deposited further south in the Transcaucasian troughs, leaving the downwarp sediment-starved. Steep fault-related slopes are shown to have played a major role in the Paleogene topography. Scarps of the first type are particularly steep (usually without sediments) and face south. All of them became prominent topographic features in the latest Cretaceous–earliest Paleogene as the southern margin of Eurasia was destroyed; in the Paleogene, however, they behaved generally passively, being filled with sediments. Scarps of the second type, which had variable exposure times and were characterized by active olistostrome formation in an environment of intense sediment accumulation, mark the zones where the crust of the relict basins was subducted in the second half of the Paleogene.

удк 551.242.055.(235.216)

СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ТАРИМСКОГО МАССИВА В ВОСТОЧНО-КОКШААЛЬСКОМ СЕКТОРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

© 1998 г. Ю. С. Бискэ*, Г. Г. Шилов**

*Геологический факультет Санкт-Петербургского университета, Санкт-Петербург; **Институт геологии Национальной Академии Наук Республики Кыргызстан, Бишкек Поступила в редакцию 11.05.95 г.

В восточной части хр. Кокшаал-тау (Южный Тянь-Шань) обнаружены выходы метаморфического комплекса, содержащего цирконы с возрастом 1950 ± 30 млн. лет и составлявшего, вероятно, часть фундамента Таримского палеоконтинента, нарушенную герцинскими ретронадвигами северного направления. Чехол того же континента включает в своей нижней части вулканогенно-обломочные пестроцветные формации рифтовой стадии верхнего рифея(?)-венда и кембрийско-ордовикские карбонаты гондванского шельфа. Вторая стадия рифтинга в верхнем силуре(?)-раннем девоне предшествовала образованию собственно Таримского известнякового шельфа в девоне-начале перми. Раздробление и погружение внешней части шельфа привело к частичному перекрытию известняков нижнего девона серией склоновых терригенных турбидитов (девон – визе Кокшаальской зоны), переходящих к северу, в направлении открытого бассейна в пелагические осадки. Верхние покровы содержат океанический офиолитовый комплекс и внутриплитные девонские базальты, излившиеся на коре переходного типа, с хорошо развитым карбонатно-терригенным осадочным слоем (S-D), и пелагические силициты (D-C₁).

Геологические данные по восточной части Кокшаальского хребта, особенно его наиболее труднодоступному району к востоку от р. Сарыджаз, до последнего времени оставались крайне скудными. Изображение этой территории на геологических картах основывалось на маршрутных описаниях С.С. Шульца, Д.Н. Тарасова и др. [16]. Среднемасштабные и более детальные геологические съемки в дальнейшем охватили только ее северную часть. Характеристику развитых здесь сложно дислоцированных палеозойских и докембрийских образований существенно дополняют материалы, которые в 80-е годы получили сотрудники Института геологии АН, Госкомгеологии Республики Кыргызстан и других организаций [9, 13-15]. В сочетании с ранее опубликованными сведениями [4] эти данные позволяют поновому осветить строение и историю северной окраины Таримского палеоконтинента, в особенности ее ранние стадии.

Структура Южного Тянь-Шаня и, в частности, его Кокшаальского сектора образована в ходе позднепалеозойской коллизии Тарима с расположенным севернее Киргизско-Казахским палеоконтинентом, а затем дополнительно усложнена кайнозойской надвиговой тектоникой [2, 4, 13]. На востоке Кокшаала степень пережатия разделяющего континенты орогенного пояса особенно велика, вследствие чего палеозойский Южный Тянь-Шань приобрел аллохтонное залегание, устанавливаемое в чрезвычайно глубоких эрозионных врезах ([13], рис. 1).

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВНЕШНЕЙ ЧАСТИ ТАРИМСКОГО ПАЛЕОШЕЛЬФА

Внешняя зона шельфа восстанавливается по присутствию карбонатного комплекса среднеговерхнего палеозоя и известна под названием Муздукской, Башсугунской или Кипчалма-Джангартской зоны [2, 4, 12]. Палеозой и подстилающие его образования в Восточном Кокшаале вскрываются наиболее полно и представлены следующими подразделениями (рис. 2).

Метаморфический комплекс фундамента. В осевой части Кокшаал-тау (правобережье р. Сарыджаз) обнаружены метаморфические образования, которые Е.В. Христов выделил в чолокторский комплекс фундамента Таримской платформы [15]. Стратиграфических контактов с палеозоем эти породы не имеют. В современной структуре они образуют две тектонические пластины, надвинутые на поздней стадии коллизии к северу. Метаморфические образования прорваны гранитоидами кокшаальского комплекса [11] и частично образуют среди них крупные пластинообразные ксенолиты. Становление гранитных массивов происходило раньше или почти одновременно с надвигами северной вергенции (рис. 3).

В составе метаморфического комплекса преобладают темноцветные, тонкополосчатые биотиткварцевые, двуслюдяные, гранолепидобластовые сланцы, иногда с гранатом. Реже встречаются биотитовые мелкоочковые гнейсы с кварцево-калишпатовыми выделениями. Отмечены единичные



Рис. 1. Схема геологического строения Восточного Кокшаала (составлена Е.В. Христовым с добавлениями авторов).

1 – олигоцен и неоген, континентальная моласса; 2–11 – докембрий и палеозой: 2 – Киргизско-Казахского палеоконтинента, 3–7 – верхних тектонических покровов Южного Тянь-Шаня (3 – Иныльчекского, 4 – Уланского, 5 – Каиндинского, 6 – Атджайляуского, 7 – Караарчинского, 8–9 – нижних покровов (8 – Мерцбахера: а – нижний девон, лохковский ярус, 6 – нижний девон, в – средний девон – нижний карбон, турнейский ярус, г – нижний-средний карбон; 9 – Кокшаальской единицы: а – нижний девон, 6 – девон-нижний карбон, в – средний карбон, г – средний-верхний карбон, местами нижняя пермь, 10–11 – Таримского палеоконтинента: 10 – фундамент, 11 – чехол, включая рифтовые формации (а – верхний рифей(?)-венд, в – кембрий-нижний ордовик, г – верхний силур(?)-нижний девон, д – девон-нижняя пермь, е – нижняя пермь); 12 – позднепалеозойские гранитоиды и сиениты; 13–16 – тектонические разрывы: 13 – ранние герцинские покровы, 14 – поздние герцинские ретронадвиги, 15 – сдвиги, 16 – прочие разрывы; 17 – пункт отбора проб на изотопный возраст из чолокторского комплекса PR₁: 18 – линия разреза; 19 – нормальное (a) и опрокинутое (б) залегания.

Возраст подразделений указан индексами, вещественный состав - на рис. 2.



Рис. 2. Схема сопоставления стратиграфических колонок различных структурных единиц Восточного Кокшаала.

ГЕОТЕКТОНИКА

ş

2

1998

Цифрами обозначены единицы: 1-3 – Таримский палеоконтинент (1 – р. Чолоктор, 2 – р. Айрансу, р. Теректы, 3 – ущелье Сарыджаза); 4-5 – Кокшаальская единица (4 – р. Уччат, 5 – р. Кайче); 6 – покров Мерцбахера; 7 – Атджайляуский покров (правобережье р. Каинды, долина Атджайляу); 8 – Караарчинская офиолитовая пластина; 9 – Каиндинский покров (р. Каинды); 10–11 – Учкельская единица Уланского покрова (10 – южная часть, севернее пос. Учкошкон, 11 – северные тектонические чешуи); 12 – Иныльчекский покров.

Сопоставительная линия отвечает началу погружения внешней части древнего (досреднедевонского) шельфа Таримского палеоконтинента.

I – известняки различных типов (a), кальцирудиты (б), калькарениты (в), глинистые известняки и микриты (г), 2 – доломиты; 3 – силициты; 4 – песчаники; 5 – глинистые сланцы; 6 – конгломераты; 7 – базальты массивные (a), подушечные (б), в вулканокластических фациях (в); 8 – кислые эффузивы; 9 – гипербазиты, габбро, параллельные долеритовые дайки; 10 – метаморфические породы: a – кристаллические сланцы, б – гнейсы.



Рис. 3. Разрез через район нижнего ущелья р. Сарыджаз (составлен Е.В. Христовым в 1988 г.). 1-3 – тектонические разрывы: 1 – ранние субпластовые герцинские покровы, 2 – поздние герцинские ретронадвиги, 3 – сдвиги (Дж – Джетыкайтский левый сдвиг); 4 – пермские гранитоиды. Остальные обозначения на рис. 2.

пачки мраморов (30–120 м). Мощность комплекса оценивается в 2500 м.

Датирование методом термоионной эмиссии по цирконам в Лаборатории ядерной геологии и радиометрии Института геологии АН Киргизии, получено значение возраста в 1950 ± 30 млн. лет (проба из гнейса в истоке р. Джетыкайт, рис. 1). Этот результат может оспариваться, так как разделение цирконов на фракции не проводилось. Если он отражает возраст ранней стадии метаморфизма, то подтверждает возможность сопоставления чолокторских метаморфических образований с нижним протерозоем Тарима и китайской части Южного Тянь-Шаня (музартские гнейсы(?), [17]), а также с близкой по вещественному составу серией Синдитаг в хр. Куруктаг, прорванной гранитами с U-Pb датировкой в 1976 млн. лет [6].

Чехол Таримской платформы. Более молодые толщи в пределах территории Киргизии распространены в пограничной с Китаем части южного склона и у водораздела хр. Кокшаал-тау. Нижние слои чехла изучены в небольшом хребте Майбаш и долине р. Айрансу на левобережье р. Сарыджаз. Трудности их стратиграфического расчленения связаны с последующим тектоническим расслоением и термальным метаморфизмом. В основании наблюдаемого разреза (рис. 2, колонка 2) находится айрансуйская серия силицит-базальтового состава. Ее нижнюю часть образуют лавы, кластолавы и туфы базальтов, расслоенные сургучными яшмами и известняками с обломочной структурой. Вверх количество базальтов уменьшается, начинают преобладать черные и красные силициты известняки, а в верхней части серии – зеленые и красные туфопесчаники и брекчии, с пакетами кремнистых пород, потоками спилитов и гиалобазальтов.

Петрохимические данные по айрансуйским базальтам (Институт геологии АН Киргизии, рентгеноспектральный флуоресцентный анализ: 6 проб) показали повышенные содержания TiO₂ (1.53–4.30%), P_2O_5 (до 0.97%) и щелочей (3.25– 7.14%), в том числе K_2O до 2.90%, а также умеренные содержания Al_2O_3 (12.90–15.94%). Наряду с основными вулканитами, серия содержит кислые лавы (риолиты, реже дациты) и туфы. Контрастный состав вулканических продуктов и петрохимия базальтов указывают на их внутриплитное происхождение, а в сочетании с признаками мелко́водных условий образования осадков (известняки, грубообломочные породы) позволяют реконструировать обстановку окраинно(?)-континентальной рифтогенной впадины.

Прямых определений возраста серии получить не удалось. Залегание ее под венд-кембрийскими отложениями и возможная аналогия с некоторыми синийскими толщами окраины Тарима (базальтами Куруктага [10] и, менее вероятно, серией Аксу в низовьях одноименной реки [6]), а также присутствие в известняках перекристаллизованных онколитов указывают скорее на поздний рифей или начало венда. Мощность айрансуйской серии оценивается в 2000–2500 м [14].

Пестроцветная карамойнокская толща залегает на айрансуйской серии, имея в подошве сорванный контакт. Разрез толщи состоит из красно-бурых, фиолетовых и зеленых полимиктовых песчаников, реже алевролитов и гравелитов. Обломочная часть последних представлена песчано-алевритовыми и вулканическими, в основном кислыми породами, что связывает эту толщу с подстилающей айрансуйской серией. В верхних слоях карамойнокских песчаников отмечены небольшие линзы тиллитоподобных пород с рассеянной мелкой галькой и гравием, а вблизи кровли-пласты онколитовых доломитистых и глинистых известняков (до 5-10 м), а также гематитсодержащих аргиллитов. Микрофитолиты из этих слоев (Osagia, Volvatella, Ambigolamellatus, Vesicularites) определены Ш.Б. Клингер как юдомские (вендские). Это подкрепляет корреляцию толщи по вещественному составу с джакболотской свитой вендского байконурского горизонта на

Киргизско-Казахском палеоконтиненте [14]. Мощность толщи в Кокшаале 300 м.

Описанные отложения согласно сменяются серией разнослоистых водорослевых, содержащих (Ozagia sp.), серых и розоватых известняков, а также доломитов, с редкими пластами красных известняков и кальцирудитов, а также известковистых аргиллитов. Известняки изредка содержат беззамковые брахиоподы. В наиболее мощных разрезах (междуречье Айрансу-Теректы 1200-1500 м) эта серия близка, к чультагской толще кембрия-нижнего ордовика Кельпинских гор [10]. По рекам Айрансу и Майбаш мощность чультагских карбонатов снижается до 200 м, а в нижней части ущелья р. Сарыджаз известняки замещаются черными или пестрыми глинистыми сланцами, известняковые прослои в которых содержат ордовикские водоросли (рис. 2, колонка 3).

Таким образом, первый реконструируемый этап рифтинга на Таримском континенте относится к концу докембрия и возможно началу кембрия, что не является неожиданным на фоне событий, связанных с распадом Пангеи в начале фанерозоя и, в частности, с раскрытием океанических бассейнов в пределах современного Тянь-Шаня.

В дальнейшем произошел еще один импульс растяжения. На него указывает появление залегающих с размывом на карбонатном нижнем палеозое крупногалечных конгломератов, брекчий и кислых эффузивов, с пачками полосчатых известняков – джамансуйская толща (300 м). Джамансуйские риолиты, судя, правда, всего лишь по 2 анализам, отличаются калевым уклоном (содержание К₂О 4.84-6.74%, Na₂O 0.93-1.54%). С признаками размыва выше следуют пестроцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, в обломочной части которых установлена примесь кислых эффузивов и кристаллических пород докембрия. Песчаники часто имеют крупную косую слоистость и относятся, по видимому, к подгорнодельтовым образованиям; они чередуются в разрезе с морскими тонкослоистыми черными известняками. Мощность этих отложений на левобережье р. Айрансу достигает 880 м. С ними сопоставляются пестроцветные грубообломочные отложения (1500 м), изредка содержащие базальтовые покровы, вскрытые долиной Сарыджаза близ урочища Кумар-р. Уччат. Эта толща перекрывается известняками и доломитами, содержащими остатки кораллов и амфипор верхов нижнего и среднего девона. Наиболее вероятна принадлежность джамансуйской толщи к верхнему силуру(?)-нижнему девону. Терригенные или карбонатно-терригенные отложения этого возраста, хотя и без грубообломочных фаций, вскрываются в основании морского среднего палеозоя и в более западных районах северной окраины Таримского массива [10, 12].

Основная часть среднего и верхний палеозой представлены в рассматриваемом типе разреза трансгрессивно залегающей джангартской серией известняков или мраморов, с доломитами в нижней части. Палеонтологические данные указывают на наличие в ней слоев, начиная с эмса (нижний девон) и кончая ассельским ярусом перми. Мощность не менее 1500-2000 м. Джангартская серия соответствует зрелой стадии в истории Таримской континентальной окраины. Верхние горизонты серии, представленные черными и розовыми слоистыми известняками с крупными фузулинидами пограничных слоев карбона-перми (джетыкайтская свита), могут содержать туфы и лавы риолитов и трахидацитов, а также прослои гипсов. Вверх они сменяются сначала неритмичными карбонатно-песчано-глинистыми, а затем флишоидно-олистостромовыми отложениями с примесью гальки кислых вулканитов (саукторская свита, до 700 м). Эти образования можно рассматривать как внутреннюю часть Предкокшаальского позднепалеозойского прогиба, а вулканические проявления связывать с началом коллизионного магматизма в более северных зонах герцинид.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ СВЯЗИ ШЕЛЬФОВЫХ ФАЦИЙ ТАРИМСКОЙ ОКРАИНЫ

Переходы описанного выше типа разреза к более южной, внутренней, части древнего Таримского шельфа наблюдаются в горах Муздук-Кельпинтаг, однако детально не изучены. Судя по имеющимся материалам, известняки среднего палеозоя замещаются в этом направлении сначала морскими пестроцветными терригенно-карбонатными отложениями [10, 12, 17-19], колонка которых изобилует перерывами. В Кельпинтагенских горах это уже лагунные и красноцветные дельтово-континентальные серии, в которых лишь на некоторых уровнях в основании силура и верхах нижнего карбона, отмечены признаки морских трансгрессий. Нижний палеозой здесь постоянно включает упомянутую кельпинскую серию известняков и доломитов (верхний кембрий-нижний ордовик, 700–1300 м), подстилаемую вулкано-терригенными образованиями.

Больший интерес представляют фациальные переходы в северном направлении вглубь Южного Тянь-Шаня. Здесь удается восстановить замещение среднего палеозоя шельфового типа фациями континентального склона и далее открытого глубокого бассейна.

С севера известняки Таримского шельфа тектонически перекрыты серией песчано-глинистых, частично карбонатно-флишоидных, образований девона и нижнего карбона Кокшаальской

^с Contexta sp. (Ex gr. Tumidula – ex gr. Capitata Gnilovskaya), средний-верхний ордовик по определению В.П. Шуйского.



Рис. 4. Схема соотношения покровных единиц в поперечном разрезе Восточного Кокшаала. Цифры соответствуют номерам колонок на рис. 3. Пунктирными стрелками намечено направление более поздних ретронадвигов, эффект кайнозойских деформаций снят.

единицы ([2-4], рис. 3). Останец покрова обнаружен в 1987 г. Е.В. Христовым в ущелье р. Аксу близ устья р. Куюкап (рис. 1). Стратиграфия Кокшаальской единицы более полно изучена к западу от р. Аксу-Сарыджаз. Разрез начинается бентогенными известняками с кораллами нижнего девона (прагиен-нижний эмс), образованными, очевидно, в шельфовой обстановке, которая предшествовала расколам и погружению внешней части Таримской окраины (рис. 2, колонка 5). На месте этой внешней части был сформирован континентальный склон. Известняки нижнего девона встречаются в более молодых девонских отложениях в виде олистоплак. Для среднего и особенно позднего девона (фамен), а местами и для раннего карбона (визе) характерен преобладавший лавинный снос глинисто-песчаного материала с Тарима, прерывавшийся периодами медленной, в основном фоновой, седиментации в конце франа(?)-начале фамена и в конце фамена-турне. Эти периоды можно увязать с трансгрессиями на шельфе [3]. Последний из таких периодов охватывает конец визейского, серпуховский и башкирский века, отложения которых обычно представлены в Кокшаале свитой окремненных глинистых калькаренитов с гониатитами (карасайнынская). Восточнее р. Сарыджаз этот стратиграфический интервал представлен Кокшаальской единице мелководными, более массивными известняками, что можно увязывать с проградацией Таримского шельфа в начале карбона. Перекрывающий флиш московского и ассельского ярусов сформирован в обстановке продвижения, размыва и обрушения тектонических покровов с севера.

Особого внимания заслуживает появление флишевой серии верхнего палеозоя в тектоническом окне у ледника Иныльчек и оз. Марцбахера. Здёсь она тектонически перекрыта пластиной "краевой градации Притаримского батиального комплекса" [13]. Пластина эта отвечает, как следует из ее стратиграфического разреза, более удаленной части глубокого среднепалеозойского бассейна. Среднедевонско-турнейские отложения умеренной, в сравнении с Кокшальской единицей, мощности (600 м) имеют глинистый состав, с примесью песчаников и переотложенного известнякового материала, и охарактеризованы конодонтами [13]. Однако и этот покров (Мерцбахера; рис. 2, колонка 6) имеет в подошве нижний девон мелководного обломочно-известнякового состава (около 1000 м), с остатками бентосной фауны, причем его базальная, грубообломочная и местами пестроцветная, часть содержит примесь гранитной гальки и сопоставима с описанной выше джамансуйской толщей S₂(?)-D₁ в составе внешней, Джангартской, зоны шельфа. В этом Е.В. Христов [13] справедливо усматривает признак почти полного коллизионного соединения фундамента Тарима – первоначально подстилавшего эти фации и затем пододвинутого к северу – с фундаментом Киргизско-Казахского континента (рис. 1, 4).

С некоторыми сомнениями можно рассматривать в качестве западной части покрова Мерцбахера выходы сходного по типу среднего палеозоя в долине Атджайлоо на правобережье р. Каинды. Здесь, согласно наблюдениям С.Е. Зубцова и А.В. Яговкина (1978 г.) выше известняков и силицитов нижнего девона согласно залегают песчано-глинистые отложения, аналогичные девонскому флишу Кокшаальской единицы, с обломками эффузивных, кислых интрузивных и метаморфических пород. Этим слоям можно приписывать таримское происхождение и также относить их к подножию континента.

ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНО-ТЯНЬШАНЬСКОГО (ТУРКЕСТАНСКОГО) ПАЛЕООКЕАНА

Верхние покровы или аллохтонные пластины в пределах Восточно-Кокшаальского сближения, как и в более западных районах Южного Тянь-Шаня [2, 4] сложены пелагическими или частично приконтинентальными осадками, базальтами, а также офиолитами.

Караарчинская пластина тектонизированных офиолитов между реками Каинды и Куюкап занимает подошвенное положение в аллохтонном комплексе (рис. 1, 3, 4), вместе с которыми испытала вторичное опрокидывание к северу. По устному сообщению Е.В. Христова, массив включает серпентинизированные гипербазиты, верлит-пироксенит-габбровую расслоенную серию, включающую также габбро-амфиболиты, параллельные дайки габро-диабазов и покровы афировых базальтов, с подчиненными им гиалокластитовыми прослоями (до 700 м мощностью). Общая мощность офиолитовой пластины достигает 2.5 км. В верхней ее части сохранились кремнистые осадки. Данных о возрасте офиолитового комплекса не имеется, хотя возможно допущение о его принаплежности к стадии раскрытия палеоокеана в венде - начале палеозоя. Ближайшие к западу аналоги караарчинских офиолитов - дуниты р. Акджол в Северо-Восточной Фергане с ураносвинцовым возрастом цирконов 532 ± 12 млн. лет [7] и широко известная офиолитовая ассоциация Сартале в Алайском хребте. Последняя палеонтологически датирована нижним-верхним ордовиком, а ее базальтовая часть включает также силурийские и девонские образования [1, 8]. Для Караарчинского выхода наблюдаемая пространственная связь офиолитовой пластины с девонскими вулканитами не может служить основанием датировки, так как стратиграфические соотношения отсутствуют (рис. 2, колонки 8, 9).

Среднепалеозойские образования образуют ряд тектонических покровов и пластин, которые первоначально, до завершения континентальной коллизии и альпийских дислокаций, залегали над Караарчинскими офиолитами. Такая последовательность сохранилась и в современной структуре. Эти верхние покровы вскрыты в долинах Учкель, Каинды и протягиваются на восток в верховья Иныльчекского ледника Коллизионная перестройка исказила первичную последовательность покровных единиц или сделала ее неоднозначной, а слабая изученность высокогорья в левых притоках р. Сарыджаз позволяет делать лишь предварительные заключения. В этом ансамбле, различаются четыре структурные единицы (снизу вверх), которым соответствуют различные одновозрастные формации среднего палеозоя (рис. 2, колонки 7-12).

 Атджайляуский покров или серия тектонических чешуй, выделяемых по признаку присутствия пржидольско-лохковских и возможно пражских (S₂-D₁) бентогенных известняков. Вверх по разрезу известняки сменяются глинисто-карбонатными слоями пелагического типа, а затем кремнистыми радиоляритами, что отражает этап некомпенсированного погружения карбонатной платформы. Эти слои охарактеризованы дакриоконаридами нижнего-среднего девона, начиная с пражских [4]. В кровле сохранившейся части разреза находятся алевролиты и глинистые сланцы с прослоями переотложенного известково-песчаного материала, содержащего девонские фораминиферы. Подобный состав разреза может указывать на связь атджайляуской карбонатной платформы с известняками покрова Мерцбахера в Иныльчекском хребте и через них – с Таримским шельфом, который после погружения известняков мог оставаться источником сноса.

2 – вулканогенный разрез Каиндинского покрова выключает в себя толщу базальтов или трахибазальтов, которая по единичным находкам дакриоконарид и кораллов в известняковых прослоях может быть отнесена к нижнему и среднему девону [4]. Мощность базальтов изменчива и может достигать нескольких сотен метров. Петрохимические материалы фрагментарны, однако указывают на повышенную щелочность базальтов. В ряде случаев зафиксировано согласное подстилание вулканитов глинистыми сланцами с пачками песчаников, известняков, туфов, базальтов, силицитов верхнего силура-нижнего девона, причем известняки S₂-D₁ достигают значительной мошности (100-300 м). Все эти особенности, в сочетании с данными по химическому составу одновозрастных вулканитов в более западных районах [5], подтверждают внутриплитное происхождение вулканических построек девона Каиндинского покрова.

Материалы по стратиграфии вулканогеннокремнистого разреза Иныльчекского хребта указывают на перекрытие и отчасти замещение девонских базальтов глинисто-кремнистыми отложениями с конодонтами верхнего эмса-франа (D_{1.3}), причем пластовые интрузии комагматичных габбродиабазов проникают в слои вплоть до франских [9]. Предполагается существование в Восточном Кокшаале и полностью пелагических разрезов среднего палеозоя (долина р. Учкель), в которых глинисто-кремнистая толща девона подстилается граптолитовыми сланцами и перекрыта пачкой калькаренитов и микритов C₁, однако достоверно непрерывные последовательности такого рода известны лишь в более западной части региона.

3-известняковый или базальтово-известняковый тип разреза среднего палеозоя в аллохтонном массиве междуречья Учкель-Акшийрак близок к характеристике Уланского покрова [2, 4], судя по присутствию среднедевонских внутриплитных базальтов, залегающих между известняковыми свитами. Средний палеозой здесь полностью лишен терригенной примеси. Данный аллохтон, очевидно, связан происхождением с изолированной карбонатной платформой или цепочкой банок, занимавшей удаленное от континента положение. Она продолжается далеко к западу в пределах Фергано-Кокшаальских герцинид и с южной стороны отделена зоной девонских пелагических осадков. Поэтому невозможно допускать для этой карбонатной отмели единство с шельфом Тарима, по крайней мере позже раннего девона.



Рис. 5. Интерпретация позиции "обратно-порядковых офиолитов" китайской части Южного Тянь-Шаня [19]. Стрелками показаны тектонические покровы. Остальные обозначения на рис. 3.

4 - наиболее высокую позицию в покровной последовательности бассейна р. Сарыджаз занимает Иныльчекский аллохтон, занимающий ядро синформной структуры в долине р. Каинды. Стратиграфический разрез этой единицы неполон и представлен лишь отложениями венлокалохкова, которые состоят из глинистых, частично пестроцветных сланцев с примесью карбонатного материала, песчаников, в том числе вулканомиктовых, и содержат прослои коралловых известняков. Мощность этой серии (шириктинской) более 2000 м. Исходя из аналогии с Шириктинским покровом в хр. Атбаши, где известны перекрывающие пелагические осадки девона-нижнего карбона, Иныльчекская единица рассматривалась Е.В. Христовым [13] уже в составе отложений батиального комплекса южной окраины Киргизско-Казахского континента (Срединного Тянь-Шаня).

Сходная последовательность покровов имеется, по-видимому, и восточнее, в китайской части Южного Тянь-Шаня (Хейиншань). Здесь описан разрез с налеганием базальтов на известняки верхнего силура, перекрытый тектонической пластиной серпентинитов и габбро, а затем флишем S_2 - D_1 ([19], рис. 5). Авторы называют это "обратно-порядковым" типом офиолитов [19]. Если справедлива аналогия нижней пластины в данной структуре с Каиндинской единицей Восточного Кокшаала, а верхней – с Иныльчекской, то получает подкрепление идея о принадлежности последней к северной краевой части океанического бассейна. На рис. 4 позиция габбро-гипербазитов Китайской части Южного Тянь-Шаня показана со знаком вопроса.

Девонские отложения склонового типа, аналогичные сериям притаримской подводной окраины, в современной структуре отсутствуют в области южной границы Киргизско-Казахского континента, хотя прибрежные терригенные отложения D_{2.3} широко представлены и соответствующие осадки должны были, вероятно, поступать и в батиальную область. Их исчезновение можно связывать с дальнейшим развитием окраины в карбоне по активному типу и субдукцией в глубоководном желобе.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В Восточно-Кокшаальском секторе Южного Тянь-Шаня фрагменты океанической коры палеозоя сохранились локально, занимают аллохтонное положение и представлены офиолитами в сочетании с пелагическими осадками и синхронными с ними внутриплитными вулканитами.

Основная часть морских палеозойских толщ, входящих в состав нижних элементов складчатопокровной структуры, имеет признаки образования на континентальной коре, после ее раздробления и погружения. Здесь реконструируется, таким образом, пассивная окраина Таримского палеоконтинента, вовлеченная в конце палеозоя в континентальную субдукцию к северу, а затем преобразованная обратными надвигами (обдукцией) того же северного направления. В последних участвуют и пластины раннедокембрийского фундамента Тарима.

Доколлизионная история формирования пассивной окраины включает по крайней мере два этапа растяжения. Первый, в конце рифея(?)-венде, выразился рифтингом на Таримской окраине и, возможно, соответствует начальной стадии возникновения Туркестанского палеоокеана. Второй охватывает явления послеспредингового базальтового магматизма в океаническом пространстве, проявления кислых вулканитов и накопление терригенных, местами грубообломочных толщ во впадинах шельфа и на континентальном склоне, происходившие в конце силура-начале девона. Осадочный плитный чехол, соответственно, состоит из нижнего, венд-нижнепалеозойского яруса, общего для северных окраин Гондваны, и верхнего, девон-пермского, более специфичного для посткаледонских континентальных масс внутри Евразии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Абакумова Л.Н., Шинкарев Н.Ф. Офиолиты Алая – индикаторы геодинамического режима // Вестник СПбУ. Сер. 7. 1994. Вып. 2. № 14. С. 10– 20.

- 2. Бискэ Ю.С. Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахского палеоконтинентов // Геотектоника. 1995. № 1. С. 31–39.
- 3. Бискэ Ю.С., Гущин С.Б., Чернышук В.П. Кокшаальская пассивная окраина Таримского континента в среднем палеозое // Вестник СПбУ. Сер. 7. 1992. Вып. 4. № 28. С. 68–71.
- Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: изд-во Ленинградского ун-та, 1985. 189 с.
- 5. Бискэ Ю.С., Табунс Э.В. О происхождении контрастной вулканической серии девона Атбаши-Кокшаальского региона (Южный Тянь-Шань) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 320. № 6. С. 1428–1432.
- 6. Брежнев В.Д. О возрасте и строении фундамента Тарима // Докл. АН. 1994. Т. 334. № 5. С. 607-610.
- 7. Комаревцев В.Т., Киселев В.В., Миколайчук А.В., Христов Е.В. Радиогенные датировки офиолитов Южного Тянь-Шаня // Изв. АН Кирг. ССР. Физ.тех. и мат. науки. 1987. № 3. С. 48–53.
- 8. Куренков С.А., Аристов В.А. О времени формирования коры Туркестанского Палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22–31.
- 9. Пучков В.Н., Иванов К.С., Христов Е.В. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистого типа разреза Иныльчекского хребта // Изв. АН Киргизской ССР. 1985. № 6. С. 10–14.
- 10. Синицын В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: изд-во АН СССР, 1957. 249 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 1. 371 с. Кн. 2. 244 с.

- 12. Фараджев В.А. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня // Геологический сборник. Львов: изд-во Львовского ун-та, 1958. № 5-6. С. 68–81.
- 13. Христов Е.В. Новые данные о возрасте и тектонической позиции палеозойских отложений горного массива Хан-Тенгри // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 166–168.
- 14. Христов Е.В. Вендские отложения восточной части хребта Кок-Шаал-тоо // Стратиграфия, литология, геохимия и рудоносность верхнего рифея-венда Средней Азии, Казахстана, Сибири. Бишкек: Илим, 1992. С. 33–36.
- Христов Е.В., Шилов Г.Г. О находке докембрийских отложений в хребте Кокшаал-тоо // Изв. АН Киргизской ССР. Отд. Физ.-техн. наук. № 3. 1990. С. 104–107.
- Шульц С.С. Геологическая карта Средней Азии. Лист К-44-А (Хан-Тенгри). Л.: Гостоптехиздат, 1940. 290 с.
- 17. Explanatory notes on the geological map of Xinjiang Uygur autonomous region, China, 1 : 2 000 000. Beijing: Geol. Publish. House. 1985. 82 p.
- Ma Baolin. The Devonian sediments with oil and gas in Tarim area, China // Int. Symp. on Devonian system, Abstracts. Guilin, 1992. P. 145–147.
- 19. Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of Tian-Shan mountains. Beijing. 1990. 217 p.

Рецензент: В.С. Буртман

Structure of the Northern Margin of Tarim Massif (Eastern Kokshaal Area Tien Shan)

Yu. S. Biske* and G. G. Shilov

Department of Geology, St. Petersburg State University, Universitetskaya nab. 7/9, St. Petersburg, 199034 Russia Institute of Geology, Kyrgyzstan National Academy of Sciences, Bishkek, 720481 Kyrgyzstan

In the eastern part of the Kokshaal-Tau Range (southern Tien Shan) metamorphic rocks dated on zircons at 1950 ± 30 Ma and constituting a part of the Tarim paleocontinent basement, dislocated by Hercynian back-thrusts of a northerly direction, are found. The lower cover of this continent includes Upper Riphean(?)–Vendian rift-related volcaniclastic variegated associations and Cambrian–Ordovician carbonates of the Gondwanan shelf. A second rifting stage in the Late Silurian(?)–Early Devonian preceded the formation of the Tarim carbonatic shelf in the Devonian–terminal Permian. The fragmentation and subsidence of the shelf's external part led to partial overlap of the Lower Devonian limestones by the slope sequence of terrigenous turbidites (Devonian–Visean of the Kokshaal zone), giving way northward to open-basin pelagic sediments. УДК 552.313+552.323(571.66)

НЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ПЕРЕШЕЙКА КАМЧАТКИ И ГЕОДИНАМИКА АЛЕУТСКО-КАМЧАТСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

© 1998 г. П. И. Федоров*, М. Н. Шапиро**

*Геологический институт РАН, Москва **Объединенный Институт физики Земли РАН, Москва Поступила в редакцию 22.11.96 г.

Рассмотрена геодинамическая позиция северной части познекайнозойского вулканического пояса Срединного хребта Камчатки, южная часть которого формировалась над зоной субдукции Тихоокеанской плиты. Показано отсутствие резких границ в этом поясе, приуроченных к линии, продолжающей Командорский трансформный разлом и являющейся проекцией северо-восточного края погружающейся Тихоокеанской плиты. На основе новых геохимических данных делается вывод о формировании северной части пояса над зоной субдукции. Рассмотрена возможная кинематика миоценового погружения литосферы Командорской котловины под Северную Камчатку. Предложена модель субдукции и спрединга в Командорской котловине, которая объясняет единство вулканического пояса, сформированного субдукцией разных плит.

введение

По характеру наиболее ярких проявлений современной тектонической и магматической активности Камчатка может быть разделена на две части: Северную и Южную, границей которых является линия, продолжающая на северо-запад ось Алеутского глубоководного желоба (рис. 1). К северо-востоку от нее отсутствуют проявления активного вулканизма и глубокофокусной сейсмичности. С позиций тектоники плит эти различия находят естественное объяснение в кинематике движения Тихоокеанской плиты относительно Камчатки и Берингова моря: эта плита быстро движется на северо-запад параллельно Алеутскому желобу и погружается под Камчатку, вызывая глубокофокусные землетрясения и современную вулканическую активность. Севернее Алеутской дуги современная субдукция не происходит, так как Камчатка и Берингово море либо входят в состав одной, Северо-Американской, плиты либо разделены границами микроплит, где происходят только относительно медленные и малоамплитудные смещения. Граница Тихоокеанской плиты с западной (командорской) частью Алеутской дуги является, таким образом, трансформным разломом, а линия, продолжающая Командорский разлом на северо-запад, - это горизонтальная проекция края погружающейся плиты. Важно подчеркнуть, что при этом она не выражена в виде картируемого разрывного нарушения, пересекающего структуры Камчатки.

Современное направление движения Тихоокеанской плиты, практически перпендикулярное северо-восточному краю Азиатского континента, установилось 42 млн. лет назад [23]. К этому времени уже существовала Алеутская зона субдукции, по крайней мере, в ее центральной и восточной частях [24]. Поэтому субдукция Тихоокеанской плиты под Северную Камчатку должна была прекратиться еще в эоцене, в то время как к югу от сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг она была весьма интенсивной (7-8 см/год [7, 23]) и продолжается до настоящего времени. Тем не менее в позднезоценовых, олигоценовых, неогеновых и даже четвертичных формациях и структурах Северной и Южной Камчатки сохраняется много общих элементов, указывающих на согласованность геодинамических процессов в обеих частях полуострова, несмотря на столь резкие различия в их положении относительно границы двух крупнейших литосферных плит [16]. Особенно показателен в этом отношении неогеново-четвертичный вулканический пояс Срединного хребта, протягивающийся из южной части полуострова до южных отрогов Корякского нагорья. Задача данной публикации – рассмотреть возможные геодинамические условия формирования этого пояса в его северной части, где субдукция Тихоокеанской плиты была исключена или, по крайней мере, маловероятна.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС СРЕДИННОГО ХРЕБТА: ОБЩАЯ СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

Вулканический пояс Срединного хребта Камчатки является частью практически непрерывной полосы в основном субаэральных вулканитов, протянувшейся от северной части о-ва Хоккайдо до южных отрогов Корякского нагорья. На

НЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ПЕРЕШЕЙКА КАМЧАТКИ



Рис. 1. Некоторые элементы современной структуры Камчатки и сопредельных акваторий. 1-3 вулканические пояса: 1 – Курильско-Южно-Камчатский, 2 – Восточно-Камчатский, 3 – Центрально-Камчатский (Срединного хребта); 4 – зона надвигов на западном борту Тюшевского прогиба; активные вулканы; 5 – палеожелоб по гравиметрическим данным [5]; 6 – Курило-Камчатская зона субдукции; 7 – Командорский трансформный разлом; 8 – сдвиги; 9 – зона раздвига в Командорской котловине, по [2]; 10 – линия, продолжающая Командорский разлом; 11 – изобата 2000 м; 12 – Ичинский вулкан; 13 – районы исследования – см. рис. 3. На врезке показаны границы плит в Курило-Камчатском регионе (СА – Северо-Американская, Т – Тихоокеанская, Ох – Охотская).

Курильских островах и на юге Камчатки вулканизм начался не позднее олигоцена и продолжается до настоящего времени. Подошва пояса и его соотношения с фундаментом здесь не наблюдаются.

К северу от Петропавловска-Камчатского эта полоса раздваивается: прямым продолжением ее на северо-восток является Восточно-Камчатский вулканический пояс, возникший в плиоцене и сохраняющий свою активность. Протягиваясь на северо-восток до вулкана Шивелуч, он с резким несогласием наложен на интенсивно дислоцированные породы мела, палеогена и миоцена. Подобно Курильской дуге, Восточно-Камчатский вулканический пояс – один из классических примеров надсубдукционных магматических комплексов. Параллельно Восточно-Камчатскому поясу вдоль Срединного хребта протягивается еще одна полоса широкого развития позднекайнозойских вулканитов, увенчанная четвертичными стратовулканами, один из которых (Ичинский) сохраняет признаки современной активности. Этот вулканический пояс прослеживается до правобережья р. Вывенки в Корякском нагорье. Начало развития этого пояса в его южной части относится к олигоцену. В его фундаменте залегают интенсивно дислоцированные породы широкого возрастного диапазона: от допозднемеловых метаморфитов до среднего эоцена, а на севере и до раннего миоцена. Большая часть вулканитов южной части этого пояса по геохимическим характеристикам также относится к надсубдукционным образованиям [41]. Таким образом, одна из важных особенностей истории развития средней части Камчатки в плиоцен-четвертичное время – одновременное развитие двух параллельных надсубдукционных вулканических поясов.

Наиболее рациональное объяснение таких соотношений, на наш взгляд, дано В.А. Леглером [8], который предположил, что до конца миоцена Тихоокеанская плита на отрезке между Авачинским заливом на юго-западе и Алеутским желобом на северо-востоке погружалась в зону субдукции, расположенную в 200 км северо-западнее современного желоба. Этой палеозоне субдукции в современной структуре соответствует крупный тектонический надвиговый шов вдоль оси и западного борта Тюшевского прогиба, отделяющего Шипунский, Кроноцкий и Камчатский полуострова от остальной Камчатки. В рамках этой гипотезы основные олигоцен-миоценовые структурно-формационные зоны Камчатки интерпретируются следующим образом: Западно-Камчатский прогиб – задуговой бассейн, Срединный хребет – вулканическая дуга, Центрально-Камчатская депрессия - преддуговой (междуговой) прогиб, Восточный хребет и западный борт Тюшевского прогиба – невулканическая дуга (аккреционная призма). В конце миоцена произошел перескок зоны субдукции в ее современное положение, в плиоцене над ней возник новый, Восточно-Камчатский, пояс, а плиоцен-четвертичный вулканизм Срединного хребта связан с инерционными магматическими процессами в надсубдуционном клине. Палеомагнитные исследования указывают на то, что восточные полуострова (по крайней мере, Кроноцкий и Камчатский Мыс) еще в середине эоцена находились значительно южнее остальной Камчатки [1]. Плиоценовый перескок зоны субдукции может быть связан с причленением этих блоков к материку.

Согласно этой гипотезе, так же, как и любой другой, связывающей формирование вулканического пояса Срединного хребта только с субдукцией Тихоокеанской плиты, он не должен был бы протягиваться далеко на северо-восток от линии, продолжающей Командорский трансформный разлом, и в характере вулканических и тектонических процессов по обе стороны от этой линии должны наблюдаться существенные различия.

Однако сравнение основных характеристик вулканического пояса Срединного хребта по обе стороны от линии, продолжающей Командорский разлом, не выявляет их резких изменений.

1. Вулканический пояс физически непрерывен. Это видно на любой обзорной геологической карте Камчатки (например, [3]) и показано на рис. 1. На этом же рисунке видно, что к линии, продолжающей Командорский разлом, не приурочены резкие изменения в простирании пояса или изменения его ширины.

2. Характер структур, обрамляющих вулканический пояс с северо-запада и юго-востока, при переходе через линию продолжающую Командорский разлом, принципиально не изменяется. К северо-западу от пояса по обе стороны от линии, продолжающей разлом, развиты палеогеновые и миоценовые формации Западно-Камчатского прогиба. Юго-восточнее, прогиб пролива Литке Северной Камчатки является продолжением Центрально-Камчатской депрессии. Структуры Восточного хребта Камчатки продолжаются в поднятиях Озерного полуострова, острова Карагинского и полуострова Говена, а на продолжении Тюшевского прогиба находится глубокий погребенный прогиб, выявленный гравиметрическими методами вдоль подножия северо-западного склона Командорской котловины [5]. Важным отличием Северной Камчатки является отсутствие структурных аналогов восточных полуостро-BOB.

Наблюдаются изменения в составе формаций второй половины эоцена. На Южной Камчатке за пределами восточных полуостровов они представлены почти исключительно осадочными толщами. На Северной Камчатке вдоль ее западного побережья, а также на о-ве Карагинском и п-ове Говена широко развиты средне-верхнеэоценовые вулканогенные толщи. Однако смена формаций происходит значительно севернее линии, продолжающей Командорский разлом (рис. 2).

3. Внутренняя структура пояса также не претерпевает существенных изменений вдоль его простирания. И на юге, и на севере в нем не выявлено складчато-надвиговых структур и преобладает блоковая тектоника с относительно малоамплитудными смещениями по субвертикальным разломам, часть которых имеет вулкано-тектоническую природу [15]. В структуре пояса, так же, как и в структуре Камчатки в целом, важнейшая роль принадлежит продольным разломам северо-восточного простирания, ни один из них не прерывается, пересекая интересующую нас линию, продолжающую Командорский разлом [3]. Поперечные разломы северо-западного простирания фиксируются как к югу, так и к северу от нее, но не зафиксированы непосредственно вдоль этой линии.

4. Возраст заложения вулканического пояса изменяется от олигоцена на юге [5] до среднего миоцена на севере [28]. На крайнем юге пояса вулканизм, по-видимому, еще не закончен, а на крайнем севере его окончание относится к позднему миоцену [28]) (см. рис. 2). Однако основные изменения в возрастных характеристиках вулканитов не приурочены к линии, продолжающей Командорский трансформный разлом: в центральной части пояса от 56.5° с.ш. на юге до 58.5° с.ш. на севере интенсивный вулканизм начинается во второй половине среднего миоцена и заканчивается в голоцене [15]. Крайне ограниченное распространение здесь вулканитов большей части миоцена – это самостоятельная проблема, в равной степени относящаяся как к северной, так и южной частям Срединного хребта.

5. Состав эффузивов вулканического пояса Срединного хребта изучен весьма неравномерно. Наиболее полно охарактеризованы четвертичные и позднемиоцен-плиоценовые формации южной части хребта. Показано, что наряду с типично островодужными дифференцированными вулканическими сериями, формировавшимися за счет плавления надсубдукционного клина мантии, в строении этой части пояса участвуют дифференцированные серии другого состава, геохимически близкие к внутриплитным (или, по другим классификациям, рифтовым) [41]. Серии обоих типов выделены и непосредственно к северо-востоку от линии, продолжающей Командорский разлом, в верховьях р. Озерной [13].

Достаточно подробная геохимическая характеристика вулканических пород получена также на крайнем северном участке вулканического пояса – в южной части Корякского нагорья [13, 28]. Здесь большая часть пород близка к островодужным эталонам, но отмечены и базальты внутриплитного типа.

Для района между верховьями Озерной и правобережьем Вывенки опубликованы только общие химические анализы [12], позднекайнозойских вулканитов Срединного хребта, характеризующие их как дифференцированную базальтандезит-дацитовую серию преимущественно известково-щелочного состава, т.е. комплекс, достаточно типичный для надсубдукционных обстановок. Более надежные доказательства надсубдукционного генезиса этих пород практически отсутствуют. Первые очень ограниченные данные о содержаниях в них редких элементов показали присутствие среди верхнемиоцен-плиоценовых эффузивов пород, близких к надсубдукционным, но уклоняющихся в сторону рифтовых эталонов [6].

Таким образом, нет сомнений в том, что вулканиты северной и южной частей Срединного хребта являются частями единого пояса, занимающими одинаковое положение в ряду обрамляющих их структур Олюторско-Камчатской складчатой области. Но если южная его часть была сформирована над зоной субдукции Тихоокеанской плиты, то геодинамические условия формирования его северной части требуют специальной модели, включающей как причину вулканизма, так и объяснение параллелей в позднекайнозойском развитии двух частей Камчатки, разделенных линией, продолжающей Командорский разлом. Эта мо-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 1998



Рис. 2. Схема пространственно-временных соотношений кайнозойских вулканических поясов Камчатки к северу от 55° с.ш.

1-4 – вулканические пояса: 1 – Восточно-Камчатский, 2 – Центральнокамчатский (Срединного хребта), 3 – Говенский, 4 – Кинкильский; 5 – широта точки пересечения Срединного хребта и линии, продолжающей Командорский трансформный разлом; 6 – широта проекции северного окончания Командорской котловины на продолжение вулканической зоны Срединного хребта; 7 – возраст резкого изменения направления движения Тихоокеанской плиты; 8 – возраст базальтов в скв. DSDP-191 [37].

дель может быть построена в рамках только двух главных предположений: существования, либо отсутствия позднекайнозойской субдукции под Северную Камчатку. Выбор между этими гипотезами должен быть основан, прежде всего, на анализе состава позднекайнозойских вулканитов северной части Срединного хребта. Поскольку опубликованные данные весьма ограничены, было проведено дополнительное опробование неогеновых вулканитов Срединного хребта в верховьях р. Карага (рис. 3).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОПРОБОВАННЫХ ВУЛКАНИТОВ

Наиболее древние неметаморфизованные образования перешейка Камчатки относятся к верхнему мелу. На западе это терригенная лесновская серия, а на востоке - кремнисто-вулканогенная ирунейская свита. Эти комплексы интенсивно деформированы и разделены региональным Лесновским надвигом, по которому ирунейская свита надвинута на северо-восток [17]. Наиболее древние породы, перекрывающие надвиг, относятся к эоценовой кинкильской свите, сложенной субаэральными вулканитами, близкими по составу к надсубдукционным сериям [11]. Среднезоценовые граниты, комагматичные этим эффузивам, прорывают Лесновский надвиг. В водораздельной части Срединного хребта и на его склонах меловые отложения и прорывающие их граниты перекрыты шельфовыми осадками кайнозоя,



Рис. 3. Геологическое строение участков опробования в верховьях р. Карага (с учетом данных А.К. Боровцева).

I – аллювий р. Караги; 2–4 – свиты: 2 – умуваямская: a – туфовые и 6 – лавовые пачки, 3 – толятоваямская, 4 – веемгетверская; 5 – границы свит; 6 – разрывные нарушения; 7 – литологические границы; 8 – дешифрируемые простирания; 9 – линии опробованных разрезов (I–III); I0 – отметки рельефа. Местоположение рис. 3 см. на рис. 1. базальные горизонты которых варьируют по возрасту от среднего эоцена до раннего миоцена, а верхние отвечают среднему миоцену (этолонская свита). Кайнозойский разрез повсеместно венчается слабо дислоцированными мощными толщами субаэральных вулканитов, в основании которых иногда описываются угловые несогласия. Как и любой другой континентальный вулканический комплекс, поздний кайнозой перешейка Камчатки характеризуется быстрой фациальной изменчивостью, и схемы его детального расчленения неизбежно имеют локальный характер. На большинстве обзорных карт нижняя часть неогеновых вулканитов выделяется в березовскую серию (средний-верхний миоцен), а верхняя - в алнейскую серию (верхний миоцен – плиоцен). Эти серии иногда разделены несогласиями, скорее всего, имеющими вулкано-тектоническую природу.

В верховьях р. Карага (см. рис. 3) при геологической съемке, проведенной А.К. Боровцевым, неогеновые эффузивы были расчленены на три толщи: умуваямскую (N₁²⁻³), толятоваямскую (N₁³) в составе березовской серии и веемгетверскую (N₂) в составе алнейской [12]. В рассматриваемом районе умуваямская и толятоваямская толщи развиты главным образом на левом борту долины, где образуют моноклиналь с относительно крутым $(25-30^\circ)$ падением пород на север. Умуваямская толща (свыше 400 м), подошва которой не вскрыта, представлена чередованием базальтов (реже андезибазальтов и андезитов) с туфами и туффитами смешанного, реже кислого состава, содержащими линзы туфодиатомитов и углистых аргиллитов. Толятоваямская толща мощностью свыше 600 м залегает согласно, начинается с мощного пласта дацитовых игнимбритов и представлена чередованием потоков андезитов, дацитов, андезибазальтов и базальтов с подчиненными пачками грубообломочных туфов смешанного состава. Веемгетверская толща развита главным образом на правом борту долины Караги, залегает почти горизонтально и в нижней части представлена чередованием потоков базальтов (реже - андезибазальтов) с грубообломочными туфобрекчиями и глыбовыми туфоконгломератами смешанного состава. Изредка встречаются непротяженные линзы дацитов. Вверх по разрезу туфовые прослои уменьшаются в мощности и числе, и толща сложена главным образом шлаковидными базальтами и лавовыми брекчиями. Общая ее мощность также превышает 500 м.

На водоразделе Левой Лесной и ее левого притока Ватапваям неогеновые вулканиты с резким несогласием перекрывают верхнемеловые комплексы и образуют залегающее горизонтально чередование трех толщ общей мощностью до 820 м [6]. К югу от р. Карага разрез вулканитов венчается маломощными горизонтально лежащими платобазальтами, обычно относящимися к нижнему плейстоцену. Платобазальты этого возраста широко распространены вдоль восточного подножия Срединного хребта от р. Дранки на юге до Анапки на севере. Плейстоцен-голоценовые стратовулканы появляются в осевой части Срединного хребта к югу от р. Русаковой.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ БАССЕЙНА р. КАРАГА И ВЕРХОВЬЕВ р. ЛЕВАЯ ЛЕСНАЯ

Состав неогеновых и четвертичных эффузивов перешейка Камчатки ранее рассматривался в статьях Ю.М. Пузанкова и М.Г. Валова [12] и П.К. Кепежинскаса и П.И. Федорова [6]. В [12] был обобщен материал, полученный при среднемасштабных съемках северной части Срединного хребта. Петрохимическая характеристика эффузивов основана на использовании 120 силикатных анализов и определениях радиоактивных элементов из тех же проб. Авторы приходят к выводу о единстве состава пород и рассматривают их в качестве ассоциации, характерной для зон перехода континентальных и океанических областей, иначе говоря, надсубдукционных образований. В то же время их исследования выявляют бимодальность в распределении пород по содержанию кремнезема, что более типично для рифтовых ассоциаций.

П.К. Кепежинскасом и П.И. Федоровым [6] рассматривался состав верхнемиоцен-плиоценовых эффузивов разрезов в верховьях р. Левая Лесная и истоках р. Ватапваям. На основании данных по минералогии, геохимии петрогенных и редких элементов была проведена геохимическая типизация пород и сделано сопоставление результатов с геохимическими данными по одновозрастным эффузивам Олюторской зоны. Показана близость этих ассоциаций, которые сопоставляются с островодужными (т.е. надсубдукционными). Вместе с тем отмечаются некоторые геохимические аномалии, не характерные для островодужных серий, в частности, обогащение высокозарядными литофилами относительно крупноионных.

С учетом важности проблем геохимические исследования неогеновых вулканитов перешейка Камчатки были продолжены в верхнем течении р. Карага, где по обоим бортам ее долины развиты хорошо обнаженные разрезы вулканитов, датируемых интервалом средний миоцен – плиоцен.

Вещественная характеристика вулканических пород из верховьев р. Карага основана на изучении 28 проб. При их отборе основное внимание уделялось базальтам, в наибольшей мере отражающим состав родоначальных расплавов и являющимся индикаторами при оценке палеогеодинамики региона. Поэтому данная выборка ни в коей мере не отражает количественных соотношений основных, средних и кислых пород в опробованных разрезах. Более того, с учетом туфовой составляющей, кислый материал в этих разрезах (за исключением верхов веемгетверской толщи), по всей видимости, преобладает над базальтовым. Для 10 образцов эффузивов из верховьев р. Левая Лесная сделаны новые определения редких и редкоземельных элементов.

Определение породообразующих окислов выполнено классическим методом "мокрой" химии, редких и редкоземельных элементов – инструментальным нейтронно-активационным методом, эмиссионно-спектральным и рентгеннофлюоресцентным методами в Геологическом институте РАН.

Лавы базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации, образующие умуваямский и толятоваямский комплексы, представлены порфировыми разностями с большим количеством (до 25-30%) объема породы) вкрапленников. В базальтах и андезито-базальтах среди вкрапленников отмечены плагиоклаз, клино- и ортопироксены, магнетит, редко – оливин. Для основной массы характерна плигиоклаз-клинопироксеновая ассоциация минералов; структура основной массы апогиалопилитовая и интерсертальная; в отдельных образцах основная масса соссюритизирована и хлоритизирована. В андезитах и дацитах иногда появляется амфибол, исчезают оливин и ортопироксен; структура основной массы в них микролитовая и пилотакситовая, в риодацитах - микрозернистая.

Вулканиты веемгетверского и алнейского комплексов образуют базальт-андезит-дацит-риолитовую ассоциацию. Породы отличаются высоким (до 30%) содержанием вкрапленников. В базальтах и андезито-базальтах веемгетверского комплекса вкрапленники представлены плагиоклазами, клино- и ортопироксенами. В базальтах алнейского комплекса, развитых в верховьях р. Левая Лесная, среди вкрапленников также отмечаются оливины и титаномагнетиты. В основной массе ортопироксен отсутствует. Структура изменяется от интерсертальной до микродолеритовой. В андезитах и дацитах вкрапленники образованы плагиоклазами, реже клинопироксенами и амфиболами. В риолитах редко отмечаются мелкие чешуйки биотита. Структура основной массы пород микролитовая и пилотакситовая.

Особенности химического состава неогеновых вулканических пород (таблица) позволяют отнести их к известково-щелочной серии, по классификации [35]. Вместе с тем среди вулканитов отдельных комплексов наблюдаются определенные различия. На диаграмме SiO₂-K₂O (рис. 4, A) точки составов лав умуваямского и толятоваямского комплексов, за исключением части базальтов, лежат в поле высококалиевых лав; вулканиты веемгетверского и алнейского комплексов характеризуются более низкими содержаниями калия и располагаются в поле умереннокалиевой известково-щелочной серии, и лишь наиболее кремнекислые члены серии классифицируются как высококалиевые риодациты. Все базальты характеризуются концентрациями глинозема, типичными для окраинно-континентальных лав (16.5–18.5% Аl₂O₃). Повышенные содержания СаО при низкой магнезиальности пород свидетельствуют о существенной дифференциации базальтов на ранних этапах эволюции исходных расплавов при ведущем фракционировании кальциевого плагиоклаза.

Анализ содержания титана в процессе дифференциации показывает наличие двух уровней распределения TiO₂, соответствующих базальтам и андезито-базальтам комплексов (см. 4, Б). На уровне вариаций индекса дифференциации FeO*/MgO от 1.2 до 2.1 содержания TiO₂ в базальтах умуваямского и толятоваямского комплексов находятся в пределах 0.9-1.25%. Базальты алнейского комплекса содержат в интервале отношений FeO*/MgO 1.1-1.5 от 1.2 до 1.5% TiO₂. В наиболее дифференцированных разностях базальтов при значениях отношений FeO*/MgO, достигающих 1.8, концентрация TiO₂ составляет 1.78%. В базальтах веемгетверского комплекса наблюдается сильный разброс в содержании титана, но в целом по концентрации TiO₂ породы этого комплекса занимают промежуточное положение между базальтами алнейского комплекса и основными породами умуваямского и толятоваямского комплексов. К кремнекислым породам происходит некоторое снижение содержаний титана.

Различия в составе пород умуваямского и толятоваямского комплексов по сравнению с породами веемгетверского и алнейского комплексов хорошо проявлены в распределении редких элементов (рис. 5). Для вулканитов умуваямского и толятоваямского комплексов характерны высокие содержания всех крупноионных литофильных элементов, что сближает их лавами активных континентальных окраин [32]. Вулканиты этих комплексов обнаруживают накопление Ва и Rb в процессе дифференциации. Лавы веемгетверского и алнейского комплексов характеризуются более низкими содержаниями стронция и рубидия и снижением концентраций Sr при переходе от андезито-базальтов к андезитам. Содержание Ва в вулканитах различной кремнекислотности остается почти постоянным, несколько увеличиваясь в риодацитах.

Характерны различия в распределении высокозарядных элементов между эффузивами из верховьев р. Карага и алнейского комплекса из верховьев р. Левой Лесной (см. рис. 5, 7). Базальты первого района характеризуются сопоставимыми содержаниями Zr, Nb, Y, Hf с вулканитами современных активных континентальных окраин [30] и обогащением крупноионными литофилами относительно высокозарядных, что является типоморфной чертой надсубдукционных лав [26]. В то же время породы алнейского комплекса верховьев р. Левой Лесной обнаруживают более высокие содержания высокозарядных литофильных элементов, достигающих в андезитах и риодацитах значительных концентраций, сопоставимых с таковыми в лейцитовых трахитах Римской магматической провинции в Италии [36]. Обогащение высокозарядными литофильными элементами относительно крупноионных литофильных подчеркивает геохимическую специфику лав алнейского комплекса.

Распределение редкоземельных элементов в исследованных породах (рис. 6) также подтверждает определенные различия в их составе. Базальты умуваямского и толятоваямского комплексов характеризуются дифференцированными спектрами РЗЭ с умеренным обогащением легкими лантаноидами ([La/Sm]_n = 1.3–1.5; [La/Yb]_n = 3–3.5). Базальты веемгетверского и алнейского комплексов обладают в целом аналогичными спектрами РЗЭ, однако обогащение лантаноидами цериевой группы выражено здесь более сильно, чем в миоценовых лавах ([La/Sm]_n = 1.7-1.9; [La/Yb]_n = 3.5-5.7). Кремнекислые породы обеих серий отличаются большей дифференцированностью РЗЭ ([La/Yb]_n = = 5.3-6.8 и 5.5-9.9 в миоценовых и плиоценовых дацитах соответственно).

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВУЛКАНИТОВ

Рассмотрение особенностей состава вулканических образований миоцен-плиоценового возраста Камчатского перешейка выявило среди них породы, различающиеся геохимической специализацией.

Вулканитам базальт-андезит-дацит-риодацитовой высококалиевой известково-щелочной серии в составе умуваямского и толятоваямского комплексов присущи черты, типичные для лав активных континентальных окраин и островных дуг. Базальты и андезито-базальты этих комплексов характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных литофильных и, в целом, обеднением элементами группы титана (Ti, Nb, Zr, Hf) относительно лав других геодинамических обстановок; соответственно, повышенными значениями Zr/Nb, La/Nb, Th/Nb отношений, наличием Sr-максимума и глубокого Nb минимума. Основные геохимические особенности состава базальтов отчетливо видны на спайдерграммах (рис. 7). Как

НЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ПЕРЕШЕЙКА КАМЧАТКИ

Комплекс	Умуваямский					Толятоваямский				
.№ обр.	9501-1	9501-3	9501-9	9501-5	9501-4	9503-7	9503-6	9503-8	9503-2	9503-1
SiO ₂	49.98	51.85	52.36	55.59	58.06	52.99	55.02	56.45	61.91	68.40
TiO ₂	1.25	1.00	1.08	1.09	0.82	0.96	0.96	0.86	0.64	0.40
Al_2O_3	16.92	16.86	16.03	17.75	16.03	17.63	17.55	17.42	17.07	16.70
FeO*	7.88	5.89	7.04	6.08	5.12	7.23	7.24	6.14	3.81	1.95
MnO	0.18	0.15	0.21	0.11	0.21	0.17	0.20	0.15	0.09	0.14
MgO	3.78	2.89	3.43	5.18	1.63	4.89	5.01	3.79	2.06	1.08
CaO	11.72	8.32	10.34	6.90	7.93	8.76	7.90	7.63	5.40	2.60
Na ₂ O	3.19	3.48	3.97	4.06	3.77	3.29	3.33	3.38	4.63	4.67
K ₂ O	1.30	2.70	1.32	1.00	2.60	1.76	1.44	2.18	2.53	3.43
P_2O_5	0.33	0.26	0.20	0.18	0.27	0.25	0.28	0.26	0.22	0.12
H ₂ O ⁺	1.86	3.55	2.98	0.35	2.54	0.34	-	-	0.14	0.50
H ₂ O ⁻	0.38	0.81	0.32	1.25	-	0.90	0.90	1.37	0.90	0.40
Сумма	75	99.7 0	99.85	99.84	99.64	99.53	100.15	99.68	99.73	100.60
Cr	10	14	74	110	-	-	41	41	9.2	4.4
Sc	27	20	20	19	-	-	27	25	16	5.6
Co	24	16	22	27	-	-	23	22	5.2	1.1
Rb	11	61	26	21	68	35	41	52	69	93
Sr	840	670	650	340	660	680	690	675	550	380
Ba	780	1900	780	370	1300	920	930	1100	1300	1800
Y	28	24	24	21	26	26	26	28	31	26
Zr	120	140	100	160	190	130	150	160	200	220
Hf	3.1	3.5	2.7	3.5	-	-	4.1	5.8	1.8	5.7
Nb	3.6	5.9	4.1	3.4	7.1	4.5	4.4	7.0	2.4	8.5
Th	2.4	5.8	1.9	1.8	-		3.6	7.2	1.6	7.8
La	12.0	22.0	12.0	12.0	_	-	19.0	26.0	8.1	27.0
Ce	27.0	42.0	25.0	25.0	-	-	36.0	52.0	17.0	60.0
Nd	19.0	24.0	16.0	15.0	-	-	22.0	27.0	8.9	27.0
Sm	5.2	5.7	4.6	4.0	-	-	5.7	6.4	2.5	5.4
Eu	1.50	1.50	1.30	1.2	-	-	1.40	1.6	0.84	1.3
ТЪ	0.97	0.92	0.90	0.79	-	-	0.96	1.00	0.5	0.78
Yb	2.5	2.5	2.6	2.4	-	-	2.7	3.1	1.5	2.5
Lu	0.35	0.36	0.38	0.37	-	-	0.41	0.48	0.22	0.41
SiO ₂	48.96	54.03	54.86	56.20	60.15	68.97	46.44	48.66	51.26	65.40
TiO ₂	1.57	1.02	1.33	1.14	1.36	0.43	1.78	1.34	1.30	0.77
Al_2O_3	17.04	16.07	18.14	17.60	16.59	16.08	17.02	17.32	17.26	14.70
FeO*	8.51	6.81	6.98	6.22	9.08	2.29	10.00	8.77	8.53	5.23
MnO	0.14	0.15	0.11	0.10	0.09	0.08	0.17	0.13	0.14	0.10
MgO	7.80	6.54	4.46	4.55	1.93	0.48	5.22	7.93	5.83	1.27
CaO	7.30	8.23	6.41	6.12	3.98	2.10	9.89	8.75	9.34	3.27
Na ₂ O	3.85	3.31	4.26	4.43	5.20	4.48	3.00	3.25	3.36	3.60
K ₂ O	1.00	0.57	1.00	1.05	2.00	4.22	1.06	0.86	0.74	2.94
P_2O_5	0.28	0.27	0.21	0.20	0.31	0.10	0.41	0.34	0.25	0.23
H ₂ O ⁺	2.21	-	0.92	1.05	1.17	0.45	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0.68	2.32	0.65	0.75	0.64	-	4.80	1.65	1.10	1.69
Сумма	99.85	99.60	99.83	99.84	99.60	99.92	100.01	99.59	99.86	99.69
Cr	210	220	43	65	3	-	43	-	160	-
Sc	26	22	20	17	17	-	25	-	27	-
Со	27	26	26	24	12	-	30		35	-
Rb	13	15	26	21	48	93	7	7	11	66
Sr	460	480	335	340	280	440	545	486	402	193

Комплекс	Веемгетверский					Алнейский				
№ обр.	9504-7	9504-8	9504-5	9504-3	9504-1	9504-2	142	175	181	144
Ba	200	420	360	280	500	1600	_	_	_	-
Y	23	20	29	23	33	20	40	32	29	69
Zr	120	130	210	185	285	240	169	151	146	555
Hf	2.5	3.0	5.3	4.4	7.9	-	4.3	4.2	3.0	_
Nb	9.4	4.9	5.7	5.2	10.0	7.6	12.0	13.0	12.0	-
Th	2.3	1.0	2.3	2.0	5.7	-	1.7	1.65	_	-
La	17.0	12.0	14.0	12.0	21.0	-	18.0	12.0	11.0	30.0
Ce	36.0	24.0	32.0	26.0	44.0	-	38.0	29.0	24.0	73.0
Nd	21.0	15.0	19.0	16.0	25.0	-	22.0	17.0	15.0	41.0
Sm	5.3	3.9	4.8	4.1	6.2	-	5.4	3.8	3.8	7.8
Eu	1.65	1.1	1.3	1.2	1.6	-	1.7	1.7	1.2	1.8
ТЪ	0.9	0.82	0.99	0.73	1.1	-	1.0	_	0.69	-
Yb	2.5	1.9	3.0	2.1	3.2	-	2.6	1.7	2.0	3.4
Lu	0.37	0.32	0.43	0.31	0.49	-	0.39	_	0.34	- 1

Таблица. Окончание

Примечание. В образцах 144 и 175 определены также Gd(9.2 и 4.2 г/т) и Er(4.2 и 2.8 г/т), соответственно.Знак "-" – не определялось.Содержание окислов – в вес.%, редких элементов – в г/т.

видно из анализа этих диаграмм, все базальты характеризуются пилообразными спектрами и заметным наклоном кривых распределения в сторону менее некогерентных элементов, что типично для вулканитов деструктивных обстановок.

Более сложно стоит вопрос о геохимической типизации пород алнейского и веемгетверского комплексов. Базальты и андезито-базальты алнейского комплекса отличаются повышенными содержаниями элементов группы титана, что сближает их с аналогичными породами окраинноконтинентальных рифтов, и пониженными содержаниями Rb, Sr, характерными для пород внутриокеанических островных дуг. На спайдерграмме (см. рис. 7) базальты комплекса характеризуются менее пилообразным спектром распределения некогерентных элементов и отличаются отсутствием Sr-максимума, что характерно для дифференциатов магматических расплавов, образовавшихся после прекращения субдукции [41]. Для них также характерны неясно выраженный Nb минимум и отсутствие аномалии по титану, обычные в надсубдукционных лавах. Что касается базальтов веемгетверского комплекса, то они отличаются переходным составом между базальтами березовской серии и алнейского комплекса. Хотя концентрации ряда элементов изменяются в базальтах веемгетверского комплекса от таковых в умуваямского и толятоваямского комплексов, рисунок кривых спайдерграммы остается практически постоянным.

На диаграмме Th-Hf-Nb (рис. 8) базальты умуваямского и толятоваямского комплексов, и, отчасти, веемгетверского комплекса характеризуются геохимическими особенностями, типичными для окраинно-континентальных лав [42]. На этой же диаграмме базальты алнейского комплекса попадают в поле вулканитов окраинноконтинентальных рифтов типа Рио-Гранде [22], к известково-щелочным разностям которых они близки по уровням концентрации некогерентных элементов.

Очевидно, что общая геодинамическая ситуация зоны перехода океан-континент, контролировшая вулканическую деятельность на севере Срединного хребта Камчатки в миоцене-плиоцене, обусловила присутствие в магматических очагах нескольких компонентов, формировавших геохимический облик магматизма. Наряду с субдукционным компонентом, традиционно выделяемым в обстановке активной континентальной окраины, немаловажную роль играет внутриплитная составляющая, связанная с диапиризмом. Оценка подобных компонентов разработана Дж. Пирсом [34] на основе диаграммы Th/Yb-Ta(Nb)/Yb. Базальты MORB и внутриплитные вулканиты образуют на ней прямолинейный тренд, характеризующийся совместным накоплением Th и Ta(Nb), тогда как вулканиты деструктивных обстановок испытывают значительное обогащение Th (рис. 9).

Рассматривая распределение изученных базальтов северной части Срединного хребта Камчатки, легко заметить, что вулканиты умуваямского, толятоваямского и частично веемгетверского комплексов смещены в сторону обогащения Th, что говорит о значительном участии субдукционного компонента в их источнике. В то же время базальты алнейского комплекса распределяются вдоль верхней границы поля изменения составов базальтов в ряду N-MORB – внутриплитные лавы и приурочены к базальтам зон растяжения на активных континентальных окраинах.

Таким образом, несмотря на некоторые вариации состава неогеновых эффузивов перешейка



Рис. 4. Диаграммы K_2O -SiO₂ (A) и TiO₂-FeO*/MgO (Б) для позднекайнозойских вулканитов северной части Срединного хребта Камчатки.

1, 2 – березовская серия: 1 – умуваямский и 2 – толятоваямский комплексы; 3, 4 – алнейская серия: 3 – веемгетверский и 4 – алнейский комплексы.

Поля составов вулканических серий: І – толеитовой, II – умереннокалиевой и III – высококалиевой известково-щелочной, IV – щелочной, по [35].

Камчатки, все проанализированные породы относятся к продуктам надсубдукционного магматизма, типичного для островных дуг и активных окраин континентов. Вулканиты алнейского комплекса по некоторым признакам (содержанию Ті, Zr, соотношению Th-Hf-Nb) заметно отклоняются от этого типа и приближаются к эффузивам, характерным для рифтов на активных окраинах типа рифта Рио-Гранде. В разрезе бассейна Караги некоторые отклонения в ту же сторону можно заметить в породах веемгетверского комплекса. Подобные вариации, вероятнее всего, отражают эволюцию вулканизма во времени.

Как было показано в работе [28], столь же отчетливые геохимические субдукционные "метки" характерны и для миоценовых эффузивов Вывенского вулканического поля, продолжающего пояс Срединного хребта на северо-востоке, в южной части Корякского нагорья. Здесь выраженность признаков надсубдукционного происхождения вулканитов также убывает от более древних



Рис. 5. Распределение редких элементов в позднекайнозойских вулканитах северной части Срединного хребта Камчатки.

Условные обозначения см. на рис. 4.

(Головинский комплекс, 15 млн. лет) к более молодым (Валоваямский комплекс, 6–8 млн. лет).

КИНЕМАТИКА ПЛИТ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА СРЕДИННОГО ХРЕБТА

Надежные геохимические признаки субдукции, обусловившей формирование северной части вулканического пояса Срединного хребта Камчатки, бесспорно, указывают на то, что неогеновая кинематика плит в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг существенно отличалась от современной. Охотская плита еще не была отделена от Северо-Американской [38], а Северная Камчатка и прилегающая к ней Командорская котловина должны были разделяться зоной субдукции.

Современное строение и эволюция Командорской котловины рассмотрены в ряде публикаций [2, 9, 20]. На юго-западе она граничит со склоном Командорского блока Алеутской дуги по разлому Беринга – активному правому сдвигу. С востока котловина ограничена подводным хребтом Ширшова, северным продолжением которого является Олюторский полуостров. На юге хребет постепенно погружается, отклоняясь в сторону Ближних островов и сопрягаясь с западным окончанием хребта Бауэрса. Северо-западное ограничение впадины – континентальный склон Камчатки.



Рис. 8. Диаграмма Hf-Th-Nb для позднекайнозойских базальтов северной части Срединного хребта Камчатки. 1, 2 – березовская серия: 1 – умуваямский и 2 – толятоваямский комплексы; 3, 4 – алнейская серия: 3 – веемгетверский

(умеренно-Ті базальты)

Th

7, 2 — осрезовская серия: 7 — умуваямский и 2 — толятоваямский комплексы; 5, 4 — алнейская серия. 5 — всемгетверский и 4 — алнейский комплексы.

Поля базальтов различных геодинамических обстановок [42]: MORB – срединно-океанических хребтов, MORB + WPB – срединно-океанических хребтов и внутриплитных структур, WPB – внутриплитных структур, IAB – островных дуг и активных континентальных окраин. Поля базальтов рифта Рио-Гранде – по [22], Южных Анд – по [27, 31].

Nb/16
Плоское дно котловины покрыто толщей плиопен-четвертичных илов, ниже которых залегают базальты, в скв. DSDP-191 имеющие позднемиоценовый возраст. Для котловины характерен повышенный тепловой поток, что объясняется молодым возрастом ее базальтового основания [9]. Наиболее ярким элементом рельефа акустического фундамента впадины является серия протяженных северо-западных разломов, субпараллельных Командорскому разлому и разлому Беринга (рис. 10, Г).

Согласно [2] магнитные аномалии в котловине симметричны относительно осей, перпендикулярных северо-западным разломам. Отрезки осей смещены этими разломами, которые рассматриваются как трансформные. В некоторых случаях эти оси совпадают с поднятиями фундамента, которые интерпретируются как реликты центров спрединга [20]. Осевые аномалии Г.М. Валяшко с соавторами [2] идентифицировали как аномалии 5, имеющие возраст 9.5 млн. лет. Наиболее древние из идентифицированных аномалий, по данным тех же авторов, имеют номер 6 с возрастом 21 млн. лет. Однако такая идентификация может быть правильной, только если принять старую датировку базальтов в скв. DSDP-191, соответствующую 29 млн. лет [21]. Если же справедливы более поздняя датировка этих базальтов – 9 млн. лет [37] и датировка подошвы осадков как границы миоцена и плиоцена, то вся система аномалий должна была сформироваться во второй половине позднего миоцена (9-5 млн. лет).

Вместе с тем значительная часть впадины, расположенная непосредственно к западу от хребта Ширшова, сформирована в ходе позднекайнозойского спрединга, но раньше, чем изученные аномалии. Поэтому даже если все аномалии – позднемиоценовые, начало спрединга может относиться к более раннему времени. Б.В. Баранов и его соавторы [20] датируют его предположительно средним миоценом (15 млн. лет). До этого во второй половине эоцена и олигоцене в Командорской котловине, отделенной от океана Командорским разломом, могли существовать более древние спрединговые системы.

Если практически вся современная кора Командорской котловины сформирована за счет позднекайнозойского спрединга, то встает вопрос о структурах, которые могли бы компенсировать этот процесс. Раскрытие Командорской котловины вокруг северо-восточной оси могло происходить за счет: а) отодвигания хребта Ширшова от Камчатки (что требует существования зоны поглощения или сжатия литосферы к востоку от этого хребта); б) за счет субдукции командорской литосферы под хребет Ширшова или в) за счет субдукции под Камчатку. Две первые гипотезы предполагают существование значительных структур позднекайнозойского сжатия на одном из флангов



Структура осадков Командорской котловины на границе с континентальным склоном Камчатки еще недостаточно изучена, но известен протяженный гравиметрический минимум, совпадающий с его нижней частью [5]. Она указывает на существование здесь глубокого засыпанного осадками прогиба, который находится непосредственно на продолжении Тюшевского прогиба южной части Камчатки, замкнувшегося в конце миоцена. Юговосточные части острова Карагинского и полуострова Говена, граничащие с Командорской котловиной, характеризуются складчатой и чешуйчато-надвиговой структурой с юго-восточной вергентностью и рассматриваются в качестве аккреционной призмы послеолигоценового возраста [14]. Следовательно, структура северо-западного обрамления Командорской котловины



Рис. 9. Положение составов базальтов на диаграмме Th/Yb - Nb/Yb.

Поля базальтов различных геодинамических обстановок [34]: MORB – срединно-океанических хребтов, WPB - внутриплитных структур, VAB - островных дуг и активных континентальных окраин. Условные обозначения см. на рис. 8. Поля базальтов рифта Рио-Гранде – по [22], Южных Анд – по [27, 31].



Рис. 10. Кинематическая схема зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг во второй половине миоцена. I - Тихоокеанская плита; 2, 3 - литосфера Командорской котловины: 2 - досреднемиоценовая, 3 - средне-поздне $миоценовая, присоединения: <math>a - \kappa$ Северо-Американской плите, $6 - \kappa$ микроплитам, погружающимся под Камчатку; 4 - микроплита западной части Алеутской дуги; 5-7 - активные границы плит и микроплит: 5 - центры спрединга, 6 - трансформные разломы, 7 - зоны субдукции, 8 - отмершие центры спрединга; 9 - надвиговые швы на месте отмерших зон субдукции; 10 - другие пассивные или слабоактивные разломы; 11 - границы плит на стадии заложения: a - центры спрединга, 6 - трансформные разломы, e - зоны субдукции; 12 - блоки восточных полуостровов Камчатки и Командорских островов (контуры условны): - K - Командорский, Км - Камчатского мыса, Кр - Кроноцкий,Ш - Шипунский); <math>13, 14 - вулканического пояса Срединного хребта, 14 - современные контуры: хребта Ширшова по изобате 3000 м; 15 - положение скважины DSDP-191; 16 - направления движения плит относительно Северо-Американской плиты. Цифры в кружках на рис. $10, \Gamma -$ Разломы Командорской котловины, по [2]: 1 - Беринга, 2 - Альфа, 3 - Бета-1, 4 - Бета-2, 5 - Гамма, 6 - Дельта.

не противоречит предположению, что позднекайнозойский спрединг мог компенсироваться субдукцией ее литосферы под Камчатку. В общих чертах такая модель была предложена Б.В. Барановым и др. [20]. Вслед за ними мы будем исходить из того, что контуры Командорской котловины были определены процессами, закончившимися до заложения наблюдающейся системы спрединговых центров, и в позднем кайнозое ее границы с Алеутской дугой, Камчаткой и хребтом Ширшова не испытывали значительных перемещений (см. рис. 10).

В этом случае ступенчатая, разделенная северо-западными трансформными разломами система центров спрединга была заложена у подножия хребта Ширшова (см. рис. 10, A), а в ходе спрединга эти рифты отодвигались от хребта, приближаясь к Камчатке (см. Рис. 10, E, 10, B), пока спрединг не прекратился (см. Рис. 10, Γ).

Центры спрединга закладывались одновременно. Окончание спрединга, по крайней мере, в интервале между разломами Альфа и Дельта также происходило в одно и то же время. Вместе с тем, как показано Г.М. Валяшко, параметры спрединга в блоках, разделенных наиболее крупными трансформными разломами, не одинаковы, различаясь положением полюсов и углами поворотов [2]. Между разломами Беринга и Дельта им выделяются Южный, Центральный и Северный сегменты, разделенные разломами Альфа и Гамма. Каждый из этих сегментов к северо-западу от центра спрединга являлся самостоятельной микроплитой, и субдукция этих плит под Северную Камчатку должна была происходить с разной скоростью. Эти скорости в целом уменьшались в северо-восточном направлении, но их оценки сильно зависят от датировок магнитных аномалий в Командорской котловине. Согласно Г.М. Валяшко, скорости спрединга в Командорской котловине изменялись от 1.16 см/год для Центрального сегмента до 0.47 см/год на севере, что соответствует скорости субдукции от 2.5 до 1 см/год. Но если все аномалии считать позднемиоценовыми, то скорость субдукции Центрального сегмента Командорской котловины в конце миоцена была близка к скорости погружения Тихоокеанской плиты (8 см/год), а Северного сегмента – вдвое меньше.

О строении и генезисе той части Командорской котловины, которая расположена к северовостоку от разлома Дельта (Говенско-Олюторский сегмент), известно значительно меньше, чем о центральных и юго-западных частях впадины. Есть предположения, основанные на геотермических исследованиях, что базальтовый фундамент имеет здесь олигоценовый возраст [9]. Однако бесспорно надсубдукционные характеристики средневерхнемиоценовых эффузивов на правобережье р. Вывенки [28] доказывают, что позднекайнозойская субдукция к северу от разлома Дельта также происходила. Мы предполагаем, что она была сопряжена с зоной спрединга, продолжающей на се-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 1998

вер позднекайнозойскую систему рифтов южной части Командорской котловины. Скорости спрединга и субдукции здесь, вероятно, были меньше.

Наконец, очень мало данных о позднекайнозойской кинематике западной части Алеутской дуги, т.е. системы блоков, заключенной между Командорским разломом и разломом Беринга и, возможно, включающей полуостров Камчатский Мыс. Нет ясности даже в том, когда эти поднятия стали разделять Командорскую котловину и Тихий океан. Наиболее древние породы островодужного генезиса относятся здесь к палеоцену [18, 19]. В то же время рядом авторов предполагается, что до середины эоцена область Командорской котловины ничем не отделялась от Тихого океана, а блоки Камчатского Мыса и Командорский заняли свое современное положение позднее, в результате северо-западного дрейфа [24]. По данным Е. Гейтса и др. [25], в настоящее время блоки, заключенные между разломами Командорским и Беринга, испытывают смещение на северо-запад со скоростью относительно Камчатки менее 0.5 см/год. Понятно, что если такая скорость сохранялась в течение последних 20 млн. лет, то в середине миоцена эти блоки уже занимали практически современную позицию и существенной миоценовой субдукции на участке между северо-западными концами ограничивающих их разломов происходить не могло. Исходя из непрерывности вулканического пояса Срединного хребта и обрамляющих его структур, мы считаем такое предположение маловероятным. Скорее всего, доплиоценовые скорости дрейфа этих блоков были значительно выше, а северо-восточная граница Тихоокеанской плиты имела более сложное строение, и смещения на ней могли распределяться между несколькими параллельными разломами. Это обстоятельство вносило дополнительный вклад в постепенность перехода от южной части Срединного хребта к его северной части. Не исключено также, что до причленения к Камчатке структур полуострова Камчатский мыс северовосточной границей Тихоокеанской плиты был разлом Беринга, а не Командорский разлом. Но линия, продолжающая его на северо-запад, так же, как аналогичное продолжение Командорского разлома, не является важной границей раздела в структуре Срединного хребта и его обрамления.

вопросы геодинамики

Кинематическая модель, изображенная на рис. 10, из-за больших неопределенностей в идентификации магнитных аномалий Командорской котловины может рассматриваться только как самая общая схема. Тем не менее в связи с такой кинематикой возникает несколько вопросов, относящихся к геодинамике Алеутско-Камчатского сочленения. Почему вообще происходил спрединг в Командорской котловине, ограниченной со стороны океана трансформным разломом, а не зоной субдукции, как это типично для других краевых морей с молодыми рифтовыми зонами? Почему зона спрединга в целом была заложена параллельно хребту Ширшова, а рифтовые сегменты были перпендикулярны границы Тихоокеанской плиты? Почему в западной части Командорской котловины образовалась не единая плита, а несколько микроплит? Почему субдукция этих микроплит закончилась до столкновения центров спрединга с континентом? Почему, наконец, погружение под Камчатку плит, различающихся по возрасту литосферы и, вероятно, скорости движения, не вызвало заметных изменений в строении вулканического пояса Срединного хребта на линии, продолжающей Командорский разлом, или на линии, продолжающей разлом Беринга?

Все эти особенности развития Северной Камчатки и Командорской котловины становятся более понятными, если исходить из представлений о мантийных течениях под этими структурами, наведенных движением и погружением Тихоокеанской плиты [16]. К юго-западу от края этой плиты под ней существует северо-западное горизонтальное течение, вызывающее ее движение или вызванное им (в данном случае это безразлично). Это часть огромной конвективной ячейки, восходящий поток которой приурочен к Срединно-Тихоокеанскому поднятию. Над Тихоокеанской плитой, там, где она погружается, также существует течение, параллельное движению плиты. Под нависающей плитой возникает юго-восточное горизонтальное компенсирующее течение, перпендикулярное зоне субдукции.

Хотя сама Тихоокеанская плита ограничена с северо-востока трансформным разломом, подлитосферная мантия, которая ее подстилает и в которую она погружается, не отделена от мантии под Северной Камчаткой и Командорской котловиной никакими физическими разделами. Именно поэтому к северо-востоку от края Тихоокеанской плиты (при его длительном почти стационарном положении) в подлитосферной мантии могли возникнуть встречные горизонтальные течения, переходящие в наклонный к северо-западу нисходящий мантийный поток на продолжении олигоцен-миоценового Курило-Камчатского желоба (Тюшевского прогиба). В силу вязкого трения на границе мантии и литосферы горизонтальные сжимающие напряжения в последней были максимальны над этим нисходящим мантийным потоком. В какой-то момент они оказались достаточно велики, чтобы "сломать" литосферу на границе Камчатки с Командорской котловиной, тем более, что крупные разрывные нарушения существовали здесь и раньше. Вся Камчатка оказалась ограниченной с юго-востока единой зоной субдукции, хотя погружались в нее разные плиты.

Погружение литосферы к северо-востоку от Тихоокеанской плиты уже не компенсировалось спредингом в срединно-океаническом хребте, и к юго-востоку от новой зоны субдукции должен был

возникнуть новый раздвиг. Его локализация определялась, с одной стороны, крупными неоднородностями литосферы на границе с хребтом Ширшова, а с другой – изменением влияния движения Тихоокеанской плиты на течения в мантии Берингова моря, так как в более восточных частях алеутской границы плит сдвиг сменяется косым поддвигом.

В рамках такой схемы из всех псзднекайнозойских геодинамических процессов к северо-востоку от края Тихоокеанской плиты главным является именно субдукция как непосредственное отражение нисходящих мантийных течений. Зона раздвигов рассматривается лишь как пассивная структура, компенсирующая субдукцию. Это позволяет объяснить, почему вообще начался спрединг в Командорской котловине. Это также объясняет различия генерального направления заложившейся зоны спрединга, параллельного хребту Ширшова как главной литосферной неоднородности на востоке Командорской котловины, и направления отдельных сегментов рифта. Эти сегменты были направлены под углом к хребту Ширшова в соответствии с ориентировкой растяжения литосферы, сопряженного с ее сжатием в зоне субдукции. Падение скорости мантийных течений по мере удаления от края Тихоокеанской плиты привело к разделению западной части Командорской впадины на ряд микроплит, отличающихся параметрами движения.

Плиоценовый перескок зоны субдукции Тихоокеанской плиты в ее современное положение уничтожил движущий механизм миоценовой системы течений под Северной Камчаткой и Командорской котловиной. Активная субдукция и спрединг здесь прекратились (может быть, временно). Развитие вулканического пояса Срединного хребта, так же, как и в южной части Камчатки, некоторое время продолжалось, отражая переработку литосферных плит, погруженных еще в миоцене. Другой причиной прекращения субдукции командорских микроплит могла быть плавучесть новообразованной литосферы, достигшей к этому моменту зоны поглощения.

Если субдукция под Северную Камчатку была индуцирована движением Тихоокеанской плиты, то углы погружения этой плиты и микроплит Командорской котловины были приблизительно одинаковыми. И на юге, и на севере вулканы возникали на одинаковых расстояниях от единого желоба. Поэтому и не происходит никаких существенных изменений в конфигурации пояса при пересечении линий, продолжающих Командорский разлом или разлом Беринга.

В рамках этой модели миоценовая субдукция под Северную Камчатку могла отличаться от субдукции под южную часть полуострова только двумя признаками: возрастом погружающейся литосферы и скоростью этого погружения. Однако по некоторым приведенным выше оценкам скорости погружения южных сегментов командорской литосферы могли быть близки к скорости погружения Тихоокеанской плиты.

Оценки возраста погружавшейся литосферы по обе стороны Командорского разлома также не могут быть точными. Во второй половине миоцена к юго-западу от него в зону субдукции погружалась та литосфера, которая была присоединена к Тихоокеанской плите в начале позднего эоцена после отмирания дуги восточных полуостровов Камчатки. Возраст этой литосферы был во всяком случае допозднеэоценовый, а, скорее всего, мезозойский.

Возраст той литосферы, которая в конце миоцена погружалась под Северную Камчатку, более проблематичен. В большинстве случаев предполагается, что Командорская котловина возникла в результате отсечения части плиты Кула либо Алеутской дугой в начале эоцена (55 млн. лет) [29], либо Командорским разломом в середине эоцена (42 млн. лет) [24]. Поэтому первоначально литосфера и здесь имела допозднезоценовый, а, возможно, и мезозойский возраст. Вместе с тем по северо-западной периферии Командорской впадины широко развиты эоценовые и нижнеолигоценовые вулканиты Говенско-Карагинской палеодуги и Корякско-Западно-Камчатский пояса [11, 14], происхождение которых обычно связывается с субдукцией со стороны Берингова моря. Такая субдукция должна была компенсироваться средне-позднезоценовым спредингом в Командорской котловине. Поэтому к началу формирования в ней позднекайнозойских спрединговых центров литосфера к северу от разлома Беринга, по всей вероятности, была несколько моложе, чем к югу от него, хотя разница в возрастах могла быть и не очень большой. Вполне возможно, что разница в скоростях субдукции и возрасте поглощенной литосферы в какой-то мере отражается на составе вулканитов Срединного хребта, но для исследования этого вопроса требуются дополнительные геохимические данные.

Таким образом, хотя формирование вулканического пояса Срединного хребта Камчатки было связано с субдукцией разных плит, предложенная геодинамическая модель объясняет отсутствие ярких различий в строении и истории развития двух его частей, расположенных по обе стороны от Алеутско-Камчатского сочленения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 95-05-15335а)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шапиро М.Н. Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–97.
- Валяшко Г.М., Чернявский Г.Е., Селиверстов Н.И., Иваненко А.Н. Задуговой спрединг в Командорской котловине // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 212–215.

- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Л.: ВСЕГЕИ, 1989.
- Геология СССР. Т. 31. Ч. 1. Геологическое описание: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с.
- Исаев Е.Н., Ушаков С.А., Гайнанов А.Г. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972. С. 69–83.
- Кепежинскас П.К., Федоров П.И. Состав и структурное положение позднекайнозойских вулканитов Камчатского перешейка и Олюторской зоны Корякского нагорья // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1986. № 8. С. 13–21.
- 7. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука. 1989. 169 с.
- Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С. 137–169.
- Муравьев А.В. Тепловой поток в южной части Командорской котловины // Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 59–68.
- Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 21–37.
- Пузанков Ю.М. Геохимия вулканических пород эоцен-олигоценовой островной дуги (Камчатка) // Геология и геофизика. 1994. № 1. С. 89–97.
- 12. Пузанков Ю.М., Валов М.Г. Происхождение базальт-андезитовых ассоциаций Камчатского перешейка по петрохимическим и геохимическим данным // Тихоокеанская геология. 1984. № 1. С. 107– 112.
- Пузанков Ю.М., Волынец О.Н., Селиверстов В.А. и др. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Новосибирск, 1990. 260 с. (Тр. ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 390).
- 14. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
- Шанцер А.Е. Кайнозойское развитие Камчатки формирование и деструкция нестабильных орогенических поднятий // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 109–164.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н. Позднекайнозойская геодинамика Северной Камчатки // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 240–250.
- 17. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое: (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
- Шапиро М.Н., Гречин В.И., Ростовцева Ю.В. Состав и генезис обломочного материала псаммитовых пород палеоцен-эоценовой столбовской серии на полуострове Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 518–529.

- 19. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.
- 20. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. № 2-4. P. 237-270.
- Creager J.S., Scholl D.N., Boyce R.E. et al. Initil Reportes of DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1973. Vol. 59. 913 p.
- Dungan M.A., Lindstrom M.M., McMillan N.J. et al. Open system magmatic evolution of the Taos plateau, volcanic field, Northern New Mexico. 1. Petrology and geochemistry of the Serviletta basalt // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 5999–6028.
- Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1985. № 206. 59 p.
- Geist E.L., Vallier T.L., Scholl D.W. Origin, transport and emplacement of an exotic island arc terrane in eastern Kamchatka, Russia // Geol. Soc. Of America Bull. 1994. Vol. 106. P. 1182–1194.
- Geist E.L., Scholl D.W. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // Tectonics. 1994. Vol. 13. P. 538–560.
- Gill J.B. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back arc: Fiji and the South Fiji Basin // J. Geol. 1987. Vol. 95. P. 589–615.
- Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41°S); trace element and isotopic evidence for contribution from subducted oceanic crust, mantle and continental crust // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. № B6. P. 5963-5983.
- Hochstaedter A.G., Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S., Bellon H. On the tectonic signicance of arc volcanism in Northern Kamchatka // J. of Geol. 1994. Vol. 102. P. 639–654.
- Lonsdale H. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. Vol. 100. P. 733-754.
- Lopez-Escobar L., Frey F.A., Vergara M. Andesites and highalumina basalts from the Central South Chile High Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1977. Vol. 63. P. 199– 228.

- Munoz J., Stern C.R. Alkaline magmatism within the segment 38–39°S of the Plio-Quaternary volcanic belt of the Southern South American continental margin // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B4. P. 4545–4560.
- 32. Myers J.D., Frost C.D., Angevine C.L. A test of quartz eclogite source for parental Aleutian magmas: A mass balance approach // J. Geol. 1986. Vol. 94. P. 811–828.
- Pallister J.S., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of Samail ophiolites near Ibru, Oman // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 2673–2697.
- Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive boundaries. Andesites. Pt. 2. / Ed. Thorpe R.S. (Ed.). N.-Y.: Perganon Press, 1982. P. 525–548.
- 35. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Norhern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. Vol. 58. P. 63–81.
- Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Parker R.J., Marsh J.S. The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region // Contrib. Miner. Petrol. 1985. Vol. 90. P. 244-257.
- 37. Rubenstone J.L. Geology and geochemistry of early Tertiary submarine volcanic rocks of the Aleutian Islands and their bearing on the development of the Aleutian Island Arc. Ph. D. Thesis. N.-Y.: Itaka, 1985. 350 p.
- Seno T., Sakurai T., Stein S. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // J. Geopys. Res. 1996. Vol. 101. P. 11305-11315.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. "Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313-345.
- 40. Taylor B., Karner G.D. On the evolution of marginal basins // Rev. Geophys. 1983. Vol. 21. P. 1727–1741.
- 41. Volynets O.N. Geochemical types, petrology, and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks form the Kurile-Kamchatka island-arc system // Intern. Geol. 1994. Vol. 36. P. 373–405.
- 42. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. P. 11–30.

Рецензенты: В.В. Ярмолюк, С.Д. Соколов

Neogene Volcanics of the Kamchatka Isthmus and Geodynamics of the Aleutian–Kamchatkan Junction

P. I. Fedorov and M. N. Shapiro

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia Joint Institute of Earth Physics, Russian Academy of Sciences, B. Gruzinskaya 10, Moscow, 123810 Russia

This paper addresses the geodynamic setting of the northern part of the Late Cenozoic volcanic belt on the Sredinnyi Range, Kamchatka. The southern segment of this belt arose above the subduction zone in which the Pacific plate was consumed. This belt is shown to have no sharp boundaries on the line that continues the Komandorsky transform fault and that is the projection of the northeast edge of the downgoing Pacific plate. New geochemical data suggest that the northern part of the belt formed over a subduction zone. Hypothetical kinematics of the Miocene subduction of the Komandorsky Basin lithosphere beneath North Kamchatka is considered. A model is suggested for sea-floor spreading and subduction in the Komandorsky Basin to explain the continuity of the volcanic belt formed through subduction of different plates.

УДК 551.242.2(267)

СТРУКТУРА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 1998 г. А. И. Пилипенко

Центральная геолого-геофизическая экспедиция, г. Геленджик Поступила в редакцию 11.03.97г.

На основании анализа данных многоканального сейсмического профилирования приводится анализ инфраструктуры коры и верхней части мантии котловины Уортон и абиссальной равнины Арго в зоне Маскаренско-Австралийского геотраверза. В межразломных зонах отмечается преимущественная дифференциация коры на геофизические слои 2 и 3. В равнине Арго предположительно выделяется серпентинитовое пластичное основание. Преимущественно отмечается горизонтальная тектоническая расслоенность коры на двух структурных уровнях, отвечающих границе раздела слоев 2 и 3 и поверхности Мохо. В разломных зонах океаническая кора характеризуется аномальным строением с широким распространением наклонных отражений, которые интерпретируются как тектонические контакты и разрывы. В приразломных V-образных впадинах, сопряженных с хребтами Инвестигейтор и Инвестигейтор-А, а также в зоне разлома 94° обнаруживаются специфические диапирообразные структуры, генезис которых связывается с внедрением в осадочный чехол ультрамафитов верхней мантии. Большинство разломов абиссальных равнин Арго (ССЗ простирания) и Гаскойн (ЗСЗ простирания), рассматриваемых как палеоследы трансформных разломов, представляют собой шовные структуры со сжатием. Сдвиговые смещения вдоль меридиональных разломов в котловине Уортон (западная часть) включали значительную по интенсивности компоненту растяжения, выражающуюся в относительно молодых по возрасту тектонических деформациях.

введение

В 1986–1990 гг. объединением "Южморгеология" Роскомнедра (бывшее Министерство Геологии СССР) в полосе Маскаренско-Австралийского геотраверза выполнены площадные геологогеофизические исследования с целью изучения структуры океанической коры. Площадная съемка на геотраверзе включала опорную сеть профилей многоканального сейсмического профилирования методом общей глубинной точки и более густую сеть непрерывного (однократного) сейсмического профилирования в комплексе с магнитометрией.

Многоканальное сейсмическое профилирование выполнялось с использованием 24-канальной приемной установки на базе 2400 м. В качестве источника упругих колебаний применялись групповые пневматические излучатели (частоты 5–30 Гц). Регистрация сигналов при непрерывном сейсмическом профилировании осуществлялась на частотах 70–150 Гц, а методика и технология морских работ были направлены на получение разрезов с высокой горизонтальной разрешенностью (плотностью записи), что достигалось небольшой скоростью судна или использованием многоканальной сейсмокосы. В 1995 г. на вычислительном центре (г. Геленджик) повторно была выполнена частичная обработка первичных сейсмических данных с использованием современных программ, включая процедуру миграции временных разрезов, что способствовало получению более надежного и информативного сейсмического материала.

В настоящей статье для северо-восточной части Индийского океана в полосе геотраверза приводится анализ строения океанической коры в зонах крупных глубинных разломов, дается подробное описание инфраструктуры кристаллической коры и верхней мантии, освещаются некоторые дискуссионные вопросы генезиса аномальных сейсмических тел (диапирообразных структур и др.), зарегистрированных в процессе исследований на геотраверзе. Некоторые вопросы геологического строения, имеющие отношение к тематике данной статьи, частично рассматривались нами в публикациях [5–9].

АБИССАЛЬНАЯ РАВНИНА АРГО

Абиссальная равнина Арго занимает крайнюю северо-восточную часть Индийского океана [2, 16, 24], наиболее приближенную к Зондской



Рис. 1. Обзорные схемы с элементами тектоники абиссальной равнины Арго – А и котловины Уортон – Б в полосе Маскаренско-Австралийского геотраверза.

I – границы основных глыбово-тектонических и вулканических поднятий; 2 – вулканические массивы; 3 – разломные зоны; 4 – палеоспрединговый хребет; 5 – отдельные наиболее выразительные хребты; 6 – топографическая впадина с отметками глубин более 6000 м; 7 – область распространения диапирообразных структур в абиссальной равнине Арго; 8 – глубоководные скважины; 9 – положение иллюстрируемых фрагментов. Цифрами 1–9 со стрелками показаны: 1–6 разломы: 1 – 90°, 2 – 91°, 3 – 92°, 4 – 94°, 5 – 96°, 6 – 98°; 7–9 – хребты: 7 – Инвестигейтор, 8 – Инвестигейтор-А; 9 – разлом Ресечер. На врезке показано положение исследуемого участка геотраверза. Остальные условные обозначения объяснены в тексте.

зоне субдукции. Она ограничивается континентальной окраиной на юге и востоке (плато Эксмут и Скотт), Зондским желобом на севере и возвышенностями Джой (Joey) и Ру (Roo) на западе. Дно абиссальной равнины Арго имеет сглаженную почти ровную поверхность, которая лежит на глубине более 5000 м. Мощность осадочного чехла в котловине составляет, в среднем, 0.7–1.2 км. Геологическое строение и история развития равнины Арго, тектоника ее обрамления рассматривались в ряде публикаций [4, 6, 19–21, 24, 34 и др.]. По данным бурения скв. 261 и 765 в строении осадочного чехла Северо-Австралийской котловины принимают участие отложения от верхнеюрских до современных [19, 26]. Предшествующие исследования позволили выделить и идентифицировать серии линейных магнитных аномалий



Рис. 2. Мигрированный фрагмент профиля многоканального сейсмического профилирования 128602, иллюстрирующий расчленение нормальной океанической коры на сейсмические толщи.

ПФ – поверхность фундамента; 2, 3 – геофизические слои; M₁ и M₂ – пакет отражений группы Мохо. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах. Положение рис. 2 см. на рис. 1.

М26-М16, отвечающие позднеюрскому возрасту фундамента [22, 24, 34].

1

В рельефе поверхности океанического фундамента и по сейсмической характеристике кристаллической коры в пределах исследуемого участка геотраверза, перекрывающего южную часть равнины Арго, выделяются четыре разломные зоны ССЗ простирания, обозначенные нами для удобства описания индексами A, B, B, Γ (рис. 1, A). Все они отображаются в магнитном поле и ранее выделялись по данным магнитометрии [22, 24, 34]. Одна из разломных зон (В) не нашла четкого выражения в поверхностной структуре фундамента, однако в глубинной структуре кристаллической коры она выделяется довольно уверенно. Поскольку разломная зона В пересечена только одним профилем многоканального сейсмического профилирования, ее ССЗ простирание на рис. 1, А показано условно.

По особенностям морфологии и степени дислоцированности поверхности фундамента значительная по площади часть равнины Арго в межразломных сегментах может быть отнесена к так называемому гладкому типу фундамента. На рис. 2 проведен фрагмент профиля многоканального сейсмического профилирования, соответствующий срединной части между разломами Б и В (нормальный тип коры). Остановимся более подробно на описании этого фрагмента. В океанической коре ниже поверхности фундамента можно выделить три сейсмические толщи (исключая крайнюю левую часть фрагмента). Параметры регистрации сейсмических толщ приведены ниже в таблице (здесь и далее в тексте принимается двойное время в секундах).

Верхняя сейсмическая толща (1-ая в таблице) характеризуется относительной акустической прозрачностью, за исключением верхней ее части, несущей отпечаток слоистой структуры. На фоне акустической прозрачности в ней прослеживаются наклонные отражения, причем с падением (под углом 15-40°) как в западном, так и в восточном направлениях. Наблюдается тенденция асимптотического выполаживания наклонных отражений с глубиной на времени 9.4-9.7 с, что позволяет наметить на этом структурном уровне субгоризонтальную поверхность отслоения, условно сопоставляемую с границей раздела второго и третьего океанических (геофизических) слоев. Временной интервал регистрации этой толщи (видимая "сейсмическая мощность") составляет, в среднем, 0.9-1.1 с.

Вторая сейсмическая толща (2-ая в таблице) характеризуется также наличием автономных наклонных отражений обоих направлений. На уровне 10.5–10.7 с наклонные отражения ограничиваются горизонтальной отражающей поверхностью Мохо, обозначенной индексом M₁. Интервал регистрации толщи, отождествляемой условно с третьим слоем океанической коры, составляет 1.1–1.3 с.

Сейсми- ческие толщи	Время регистрации (двой- ное время в секундах)		Интервал регис- трации (двойное
	Кровля	Подошва	время в секундах)
1-ая	8.5-8.9	9.4–9.7	0.9–1.1
2-ая	9.4–9.7	10.4–10.7	1.1–1.3
3-ая	10.4–10.7	10.9–11.1	0.4-0.5

Основные параметры регистрации сейсмических толщ в океанической коре равнины Арго

Третья сейсмическая толща (3-ья в таблице) выделяется в основании коры, где она маркируется отражающими границами М₁ и М₂. Толща занимает временной интервал около 0.4–0.5 с (~1.5 км). О вещественном ее составе можно судить лишь предположительно. Вероятным, но, очевидно, не единственным объяснением существования границ М₁ и М₂ (двух поверхностей Мохоровичича) может служить механизм серпентинизации мантийного перидотита [18]. В нижней коре при контакте с водой происходят зеленокаменные изменения, перидотиты подвергаются серпентизации и добавляются в кору за счет разуплотнения и увеличения объема. Система наклонных нарушений в коре, наблюдаемая на двух структурных уровнях, являлась благоприятным фактором, способствовавшим проникновению воды в верхнюю мантию. При такой трактовке толща может быть отождествлена с расслоенными серпентинизированными перидотитами, в которых скорость прохождения сейсмических волн резко снижается [30]. В итоге в кровле и подошве этой толщи будет наблюдаться скачок акустической жесткости. При этом отражающая поверхность М₁ соответствует первичной границе Мохо (т.е. подошве габбрового слоя). Следует отметить, что для целей интерпретации весьма важно установление гипсометрического положения именно поверхности М₁ (Палеомохо). Между тем в нередких случаях отражение от М₂ превосходит по интенсивности отражение от М₁. Легко видеть, что при отсутствии других данных поверхность М₂ можно принять за первичную границу Мохо. Пример ситуации, при которой граница М₂ динамически более ярко выражена (фрагментарно), можно видеть в средней части рис. 2.

Как видно из рисунка 2, мантийная часть разреза, ниже поверхности M₂, отличается относительной акустической прозрачностью, что свидетельствует о сравнительно однородном составе слагающего ее субстрата. Некоторые наклонные отражения проявляют тенденцию прослеживаться "транзитно" в верхнюю мантию. Однако преобладающее число наклонных отражений прекращает прослеживаться на уровне поверхности М₁, что является одним из диагностических признаков определения подошвы габбрового слоя 3.

Согласно концепции тектонической расслоенности [13–15, 17 и др.], поверхность Мохо выступает в качестве поверхности срыва и проскальзывания коры относительно верхней мантии. Следовательно, третью сейсмическую толщу можно рассматривать в качестве пластичного основания по которому происходит относительное проскальзывание двух автономных динамических систем (коры и мантии). Учитывая реологические свойства серпентинитов и их способность к пластичному течению, можно полагать, что переход от хрупких деформаций в коре к пластическим в мантии осуществляется в довольно узком интервале (~1.5 км). Описанный выше пример геологической ситуации хотя и является типичным, однако не везде наблюдается на сейсмических разрезах.

Другим не менее распространенным типом специфической выраженности границы раздела кора-мантия является более постепенный переход от коры к гарцбургит-лерцолитовой мантии, выражающийся в градационной слоистости, наблюдаемой в диапазоне от 1.0 до 1.5 с ниже подошвы слоя 3. Отсутствие резкой границы раздела, видимо, можно объяснить тем, что при частичной серпентинизации перидотитов эффект торможения мантией коры будет значительнее и тектоническим торошением будет охвачена значительно большая по мощности часть верхней мантии. В итоге граница кора-мантия на разрезах отображается в виде диффузной (рассеянной) границы и имеет форму "слоеного пирога". Переход от одного типа сейсмического имиджа Мохо к другому можно видеть в левой части рис. 2.

Временной интервал регистрации от поверхности фундамента до границ раздела M_1 и M_2 составляет, соответственно, в среднем 2.0–2.2 и 2.5–2.7 с. Эти значения временной мощности можно принять в качестве фонового среднего значения для нормального типа коры абиссальной равнины Арго, являющейся по возрасту фундамента относительно более древней по сравнению с котловиной Уортон.

2

Разломные зоны А, Б, Г (см. рис. 1, A) в рельефе океанического фундамента характеризуются преимущественно положительными структурными формами высотой 0.4–1.2 км и шириной 10–20 км, на большей части погребенными под осадочным чехлом. Однако эта закономерность наблюдается не повсеместно. Так, разломная зона Б в южной своей части характеризуется ярко выраженной депрессионной структурой, сопряженной с востока со смежным поднятием, а разломная зона Г на



Рис. 3. Мигрированный фрагмент профиля многоканального сейсмического профилирования 128602 через разломную зону (fracture zone) A.

ПФ – поверхность фундамента; М – отражения группы Мохо. Стрелками показаны листрические (левая часть) и планарные (правая часть) разрывные нарушения, прослеживающиеся непрерывно из коры в верхнюю мантию.

широте 15°40' имеет вид тектонической ступени с относительно более приподнятым восточным крылом. Что касается разломной зоны В, то отмечается ее приуроченность к малоамплитудной депрессионной структуре в фундаменте. Однако в целом простирание ее остается неясным.

К северу от 15° ю.ш. разломные зоны А и Б имеют сходную морфологию и глубинное строение. Остановимся более подробно на описании фрагмента профиля (метод общей глубинной точки) через разломную зону А (широта 14°43') (рис. 3). В целом с глубиной происходит расширение зоны дизъюнктивной дислоцированности, в пределах которой горизонтальная дифференциация на структурные толщи отсутствует. Сейсмическое изображение верхней части кристаллической коры, отвечающей второму океаническому слою, по обе стороны от разломной зоны различно. К западу от нее верхняя часть коры отличается повышенной акустической прозрачностью, которая, однако, к востоку отсутствует. Последнее, возможно, связано с различиями в тектонической расслоенности, более интенсивной на восточном фланге разломной зоны. На это, в частности, указывает смена гладкого типа поверхности фундамента на относительно раздробленный при переходе через разломную зону.

Поверхность Мохо относительно достоверно выделяется только к западу от разломной зоны. Она регистрируется здесь на времени 10.4–10.8 с, испытывая воздымание в сторону разломной зоны. Однако, учитывая наличие других субгоризонтальных отражений в интервале времени 9.5-11.5 с можно предположить, что граница Мохо здесь имеет диффузный характер. В целом мощность кристаллической коры изменяется незначительно, с учетом воздымания в восточном направлении поверхности фундамента. К востоку от разломной зоны гипсометрическое положение поверхности Мохо (Палеомохо) может быть намечено условно, на времени 11.0 с, по изменению конфигурации отражений в основании корового разреза. Субгоризонтальное отражение на времени 11.5 с может быть идентифицировано с границей M₂. Однако фрагментарная слоистость, возможно, является свидетельством того, что однородная мантия находится глубже.

Специфической особенностью строения разломной зоны является наличие в нижней части коры и в кровле верхней мантии криволинейных выполаживающих с глубиной осей синфазности. Последние рассматриваются в качестве листрических разрывов, корнями веерообразно уходящих в мантию. Группа отражений Мохо на западном крыле разломной зоны, по-видимому, срезается этими листрическими разрывами. Другая система нарушений, почти прямая (планарная), намечается на восточном крыле разлома А. Эта система нарушений также имеет сквозной характер по отношению к границе раздела кора-мантия.



Рис. 4. Мигрированный фрагмент профиля многоканального сейсмического профилирования 128601 через разломную зону В (A) с интерпретацией (Б).

1 – осадочный чехол; 2 – наиболее выразительные наклонные отражения; 3 – субгоризонтальные отражения, отождествляемые с поверхностями срывов (detachments). 2, 3 – геофизические слои; М – пакет субгоризотальных отражений группы Мохо. Стрелками показано положение вероятных диапирообразных структур в осадочном чехле. Положение рис. см. На рис. 1.

Динамика нарушений в разломной зоне была предопределена, по всей видимости, сложным сочетанием сдвиговых и надвиговых движений. По данным непрерывного сейсмического профилирования установлено, что океаническая кора между разломами зонами А и Б, расстояние между которыми составляет около 70 км, испытала интенсивное коробление в постспрединговый этап развития. При этом в осадочном чехле отмечается две фазы генерации деформаций: позднемеловая и среднемиоценовая. Пример деформаций по профилю непрерывного сейсмического профилирования для межразломного участка (на широте 14°15') приводился нами в публикации [6, рис. 7].

На рис. 4 приведен фрагмент многоканального сейсмического профиля через разломную зону В (см. рис. 1, *A*). Примечательной особенностью фрагмента является то, что он характеризует строение коры в области распространения так называемых диапирообразных структур в осадочном чехле (данные непрерывного сейсмического профилирования), на природе которых мы более подробно остановимся ниже. Небольшие по размерам антиклинальные вздутия и зоны нерегулярной записи, наблюдаемые в околоповерхностной структуре фундамента, предположительно

соответствуют упомянутым выше аномальным сейсмическим телам либо расположены по соседству с ними. Сам разлом фиксируется расширяюшейся вглубь системой наклонных отражений. погружающихся, с небольшим искривлением, в западном направлении, при этом пересекая пакет субгоризонтальных отражений группы Мохо. Заметной является приуроченность к разлому депрессионной структуры в рельефе поверхности фундамента. Другая система наклонных отражений с погружением в восточном направлении, повидимому, не распространяется ниже поверхности Мохо, которая здесь представлена постепенным переходом от ультрамафитов коры к породам верхней мантии. Особенности дизъюнктивной дислоцированности на висячем крыле разлома свидетельствуют о большом числе разрывных нарушений, оперяющих основной разлом, с вероятной вогнутостью, обращенной к западу (см. рис. 4, Б).

Ниже корового разреза в зоне разлома фрагментарно фиксируется группа когерентных отражений в интервале 11.2-12.5 с, характеризующаяся относительной контрастностью и динамической выразительностью. Природа этого "экзотического" отражения, видимо, связана с приуроченностью его к серпентинизированным перидотитам, получившим распространение на лежачем крыле разлома в зоне пересечения разнонаправленных систем разрывных нарушений. "Экзотическое" отражение имеет локальный характер и несет отпечаток тектонически расслоенной структуры, обусловленной, очевидно, срывом и движением глубинных масс по латерали. За пределами разлома серпентинизация проявилась в меньшей степени (частичная серпентинизация), в связи с чем контакт на границе кора-мантия здесь оказался не таким резким.

Протяженные наклонные отражения идентифицируются и в литосферном блоке, расположенном к востоку от разлома. Кроме диффузной поверхности Мохо, намечаются субгоризонтальные поверхности срывов на уровне раздела слоев 2 и 3. Непосредственно в зоне разлома горизонтальные рефлекторы идентифицируются дискретно на времени 10.0-10.5 с. Следовательно, можно полагать, что на этом структурном уровне располагается еще одна (кроме поверхности Мохо) горизонтальная поверхность срыва, вдоль которой верхняя кора проскальзывает относительно нижней. Таким образом, можно сделать вывод о весьма сложной инфраструктуре коры на данном участке. В кристаллической коре присутствуют две системы наклонных сквозных разрывов и трещин, которые, надо полагать, служили проводящими каналами для продуктов магматической деятельности и глубинных флюидов.

Анализ строения осадочного чехла непосрепственно в разломных зонах указывает на тектоническую активность отдельных сегментов, проявившуюся на разных этапах истории развития региона. В особенности этот вывод относится к разломной зоне Γ (см. рис. 1, A), которая характеризуется сложным строением поверхности океанического фундамента и осадочного чехла. В разломной зоне Г широкое развитие в осадочном чехле получили разрывные нарушения и связанные с ними пограничные флексуры. Тектонические смещения хорошо видны по поверхности фундамента. Обращает внимание отсутствие в отдельных местах динамически выраженного отражения от поверхности океанического фундамента, что, возможно, является следствием значительной тектонической раздробленности пород, обусловленной дифференцированными тектоническими движениями в разломной зоне. Гипсометрическое положение фундамента на участках раздробленного фундамента часто остается неясным.

Сейсмостратиграфический анализ показывает, что разломная зона Г испытала несколько фаз тектонической активности. Наиболее интенсивные деформации осадочного чехла и фундамента произошли в позднемеловое-раннепалеогеновое (?) время, а усложнение деформаций – в позднем плиоцене – четвертичном периоде.

3

В процессе исследований на геотраверзе было подтверждено наличие на абиссальной равнине Арго так называемых диапирообразных структур, ранее обнаруженных в рейсах "Гломар Челленджера" [26] и НИС "Атлантис-II" [20]. Отличительными особенностями этих структур является диапирообразная или куполообразная форма сейсмической записи шириной 2-4 км. На немигрированных временных разрезах широкое развитие в пределах диапирообразных структур получили дифрагированные волны, которые затушевывают реальную геологическую картину. Выполненная в процессе обработки миграция позволила более надежно выделить диапирообразные структуры и расшифровать их строение в околоповерхностной части фундамента.

Наибольшее распространение получили диапирообразные структуры, которые в нижнекайнозойском интервале разреза отображаются пликативными деформациями амплитудой 20–50 м с постепенным уменьшением ее кверху. В верхнеюрско-меловых отложениях изображение диапирообразных структур отличается, как правило, хаотической записью, иногда с крутым воздыманием и разрывами в корреляции отражающих горизонтов.

Природа диапирообразных структур, зарегистрированных на профилях НИС "Атлантис-ІІ", трактуется неоднозначно [20]. Преимущественно рассматривается вариант возможного проявления глиняного диапиризма. Предположение о соляном составе диапиров не нашло подтверждения в ходе специально проведенных работ по определению солености поровых вод в придонных осадках [20]. Анализ сейсмических материалов непрерывного сейсмического профилирования, полученных на геотраверзе, показал, что глиняный диапиризм имеет вторичный (локальный) характер и связан, скорее всего, с подъемом вверх осадочных образований в результате внедрения глубинного мантийного вещества. Т.е. мы полагаем, что эндогенный фактор был ответствен за формирование диапирообразных структур. Примечательной особенностью строения осадочного чехла равнины Арго является наличие специфических сейсмических аномалий, которые характеризуются ярко выраженной вертикальной зональностью, обусловленной появлением интервалов разреза с частичной или полной потерей слоистости [8, 20, 26]. Детальный анализ профилей непрерывного сейсмического профилирования привел к выводу, что сейсмические аномалии (типа "прозрачного облака") имеют отношение к трещинным образованиям, возникшим в результате заполнения флюидами ослабленных полостей. Можно полагать, что изменение акустической жесткости произошло под воздействием флюидов при их миграции через осадочную толщу (гидотермальная переработка вмещающих пород).

котловина уортон

Котловина Уортон ограничивается хребтом Девяностого градуса на западе, внешним валом Зондского желоба на севере, системой частично или полностью обособленных плато западной континентальной окраины Австралии (Эксмут, Зенит и др.) на востоке [2, 24, 26]. На ее месте обычно выделяют две крупные котловины: Кокосовую на северо-западе и Западно-Австралийскую на юго-востоке. Особенности геологического строения котловины Уортон и ее эволюции рассматривались в работах [5, 10, 12, 23, 27–29, 31–33 и др.].

По известным данным [27, 29, 31, 32] в котловине Уортон получили распространение две системы магнитных аномалий: меловая (M0–M10) на востоке и относительно более молодая (34–20) на западе, между которыми располагается так называемая зона мелового спокойного магнитного поля (интервал 118–84 млн. лет). Указанные системы аномалий отвечают двум стадиям (фазам) спрединга, при которых дрейф Индии относительно Австралии происходил соответственно в ЗСЗ и в субмеридиональном направлении. Согласно палеореконструкциям, перестройка относительного движения литосферных плит произошла приблизительно 90 млн. лет назад [27], т.е. в эпоху спокойного магнитного поля.

1

Согласно данным магнитометрии [27, 28, 31 и др.], в котловине Уортон выделяются две системы глубинных разломов (ЗСЗ и субмериционального простирания), являющихся палеоследами трасформных разломов и отвечающих двум упомянутым выше фазам спрединга. Граница между ними на геотраверзе проходит между 100 и 102° в.д. и характеризуется ярко выраженным структурно-тектоническим разделом, выражающимся в изменении батиметрического уровня, наличии торцового сочленения морфоструктур и изменении структурного стиля деформации [9]. Абиссальная равнина Гаскойн (Gascoyne) занимает крайнее восточное положение в котловине Уортон. Ширина ее достигает 300 км. На востоке она граничит с плато Эксмут, на севере – с возвышенностью Южный Ру, а западная граница проходит приблизительно по меридиану 108° в.д. Определение западной границы равнины Гаскойн связано с распространением турбидитов, роль которых резко ослабевает западнее 108° в.д.

В пределах геотраверза в восточной части котловины Уортон наиболее структурно значимыми являются три разлома ЗСЗ простирания, обозначенные индексами А, Б и В (см. рис. 1, Б). Все эти разломы находят отображение в магнитном поле по смещению линейных магнитных аномалий (левостороннее смещение). Следовательно, они являются принципиальными границами, разделявшими сегменты коры со своей спецификой спрединговой истории. При этом разлом В в структурном плане соответствует известному разлому Кейпрейндж, согласно [34].

В межразломных зонах диапазон регистрации поверхности Мохо относительно поверхности фундамента составляет, в среднем, 2.2–2.4 с. Сейсмический раздел Мохо располагается на глубине 10.4–10.6 с. Эти значения являются средними фоновыми для нормального типа строения коры равнины Гаскойн. На ряде участков нередко наблюдается отчетливая дифференциация на геофизические слои 2А, 2В и 3. Градационная слоистость на границе кора-мантия, характерная для равнины Арго, в восточной части котловины Уортон отсутствует. Однако этот вывод не относится к глубинным разломам.

Многоканальное сейсмическое профилирование выявило в нормальной коре равнины Гаскойн наличие систематических пологих (30–40°) надвигов (рис. 5), погружающихся в западном направлении. Они прослеживаются от поверхности фундамента до подошвы коры. В основном



Рис. 5. Мигрированный интерпретированный фрагмент профиля многоканального сейсмического профилирования, иллюстрирующий надвиговые структуры в кристаллической коре равнины Гаскойн. Поверхности: ПФ – фундамента, М – Мохо. Положение рис. 5 см. на рис. 1.





2, 3 – геофизические слои; поверхности: ПФ – фундамента, М – Мохо. Стрелками показаны субгоризонтальные отражающие площадки, отождествляемые с поверхностью срыва. По обе стороны от разломной зоны видны наклонные отражения. В левой части фрагмента предположительно выделяется слой 2А. Положение рис. 6 см. на рис. 1.

отмечается планарный и листрический характер тектонических разрывов на глубине. Расстояние между ними на поверхности фундамента составляет около 15–25 км. В осадочном чехле надвиги местами фиксируются крутопадающими взбросами и иногда заметной вогнутостью, обращенной к востоку, что, очевидно, вызвано вращением блоков. На уровне слоя 3 спорадически идентифицируется самостоятельная серия наклонных отражений, ограниченная сверху подошвой слоя 2, снизу – поверхностью Мохо.

2

Разломные зоны А, Б и В (см. рис. 1, Б) в поперечном сечении характеризуются слабо выра-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 1998

женной положительной формой либо наличием тектонических ступеней. К северу от разлома А (западнее возвышенности Южный Ру) резко возрастает роль вулканов центрального типа. Заметим, что на равнине Гаскойн они развиты ограниченно. Внутренняя структура разломов свидетельствует о преобладающей обстановке сжатия, что согласуется со стилем деформаций в пределах нормального типа коры.

На рис. 6 представлен фрагмент сейсмического разреза через разлом Б. На данном участке разлом отчетливо выражен как в поверхностной структуре фундамента, так и в рельефе морского дна. Ширина зоны разлома в верхней части слоя 2 достигает 15 км. Судя по характеру сейсмической



Рис. 7. Мигрированный фрагмент профиля многоканального сейсмического профилирования через разломную зону 94°.

ПФ – поверхность фундамента; 2, 3 – геофизические слои; М – поверхность Мохо. На фрагменте отчетливо наблюдается мантийный диапир, предположительно связанный с внедрением серпентинитовой протрузии. Положение рис. см. на рис. 1.

записи, с глубиной происходит расширение зоны динамического влияния разлома, составляющей на уровне подошвы коры 30 км. Как к северу, так и к югу от разлома Б океаническая кора испытала интенсивную тектоническую расслоенность, судя по большому количеству наклонных отражений, отождествляемых с разрывными деформациями (трещинами, сколами и др.). Однако характер наклонной слоистости на южном и северном крыльях разлома различен, а именно: 1) на южном крыле фиксируются наклонные отражения с погружением на юг, на северном - на север; 2) в слое 2А на южном крыле наклонные отражения отсутствуют, на северном, напротив, они начинают прослеживаться от поверхности фундамента (т.е. имеют сквозной характер); 3) на южном крыле каких-либо заметных признаков структурного расчленения на второй и третий геофизические слои не отмечается, на северном - видны трассирующиеся дискретно субгоризонтальные отражения на двух структурных уровнях: в подошве коры и предположительно на границе раздела слоев 2 и 3. С учетом данных по другим профилям можно сделать вывод, что разломная зона Б является ярким представителем шовной структуры со сжатием.

Океаническая кора в западной части котловины Уортон сформировалась на субширотной оси разрастания, отвечающей одноименному палеоспрединговому хребту. Последний прекратил существование около 44.4 млн. лет назад (аномалия 19) [23, 29]. Отдельные звенья палеоспредингового хребта Уортон по данным магнитометрии выделяются между меридиональными разломами в северозападной части котловины Уортон [23, 29, 31]. Согласно реконструкции спрединга в западной части котловины Уортон выделяется серия меридиональных разломов (90°, 92°, 94° и др.). Площадные сейсмические съемки на Маскаренско-Австралийском геотраверзе показали, что между разломами 90° и 92° существует еще один разлом (Девяносто первого градуса) [7]. Плотность разломов между последними составляет около 100 км.

Особенности строения разломов 90° и 91° рассматривались автором в публикации [7], а разлома 92° – в работе [5]. На рис. 7 показан пример строения разлома 94° в коре раннекайнозойского возраста по профилю многоканального сейсмического профилирования. Согласно данным магнитометрии, литосферный блок, расположенный к востоку от разлома, имеет относительно более древний возраст. Отличительной особенностью строения разлома является наличие своеобразной структуры, которая характеризуется относительной акустической прозрачностью и интерпретируется предположительно как серпинитовый диапир. Акустическая прозрачность структуры свидетельствует о сравнительно однородном составе составляющего ее материала.

К востоку от разлома на временах 9.4-10.6 с прослеживается пакет отражающих горизонтов, отождествляемый с диффузной (рассеянной) поверхностью Мохо. Такой же примерно уровень гипсометрии наблюдается и к западу от разлома. Здесь в окрестности диапира в нижней коре наблюдаются элементы структурной дисгармонии (локальные раздувы, разрывы и др.), связанные, очевидно, с течением пластичного ультрамафитового вещества, в то время как отражающий горизонт в подошве слоя 2 проявляет тенденцию прослеживаться непрерывно. В крайней западной части фрагмента временная мощность нормальной коры оценивается величиной около 2.0 с (~6.2 км). Легко видеть, что мощность аномальной коры почти на 2-3 км превышает фоновое среднее ее значение. Ширина зоны, имеющей аномальное строение коры, достигает 25 км. Исходя из сейсмоволновой картины, можно сделать предположение о серпентинитовом составе диапира, причем рост структуры, возможно, продолжается и в настоящее время. В этом смысле показательны данные изучения распределения теплового потока [1], зарегистрированного вдоль опорного профиля на геотраверзе (15°40' ю.ш.). По результатам автономных замеров (с расстоянием ~50 км) на одной из станций (№ 65) к западу от разлома 94° зафиксированное значение градиента температуры составило 1.65°С/м, что почти в 50 раз превышает среднее значение геотермического градиента. Эти данные, а также результаты пробоотбора позволили предположить [1], что на дне океана происходят какие-то процессы, возможно, связанные с гидротермальным рудообразованием. В свою очередь, станция № 65 с аномальными значениями параметров находится на продолжении аномальной зоны со значением теплового потока выше 125 мВт/м², простирающейся между 12 и 14° ю.ш. в субмеридиональном направлении [1].

В центральной части котловины Уортон между 98 и 101° в.д. располагается уникальная по своей природе область. На востоке она имеет ярко выраженные границы: севернее 15°30' она проходит вдоль разлома Ресечер [9], а южнее – вдоль сложно построенного косоориентированного разлома, сформированного в результате перескока оси спрединга в позднемеловую эпоху. Расчлененность рельефа здесь максимальна, в то же время вулканы центрального типа отсутствуют. В этой области на профилях непрерывного сейсмического профилирования обнаруживаются диапироподобные структуры, приуроченные к осевой части V-образных впадин. В качестве примера на рис. 8, А приведен интерпретированный фрагмент профиля непрерывного сейсмического профилирования, показывающий строение крупных морфотектонических элементов: разлома 98°, хребтов Инвестигейтор и Инвестигейтор-А и разлома Ресечер. Следует отметить, что строение

хребтов системы Инвестигейтор меняется вдоль по простиранию, в то время как строение разломов 98° и Ресечер выдерживается стабильным.

Разлом 98° протягивается приблизительно вдоль меридиана 98° в.д. В поперечном сечении он выражен в виде крупного сброса (амплитудой 0.7–1.0 км) с запрокинутым восточным блоком. Сейсмическое изображение разлома 98° (данные непрерывного сейсмического профилирования) приводились нами в работе [6]. Максимальная глубина в приразломной впадине составляет 6280 м (15° ю.ш.). Ее глубина уменьшается к северу до 5600 м. На границе двух литосферных блоков в зоне разлома обнаруживаются щелевидные впадины глубиной в десятки метров, шириной до 1 км. Эти и другие данные свидетельствуют о том, что формирование сброса в разломной зоне происходило и в четвертичное время.

Разлом 98° прослеживается в северном направлении вплоть до Зондской дуги. Его северное звено совпадает с разломной зоной Инвестигейтор, впервые выделенной Дж. Склейтором и Р. Фишером [32]. Южную часть разлома указанные авторы проводили вдоль хребта Инвестигейтор. Однако в результате более поздних исследований, выполненных в районе скв. 212, было установлено существование фактически двух разломных зон на расстоянии около 100 км [28].

Хребет Инвестигейтор располагается между 98 и 99° в.д. и имеет сложное строение. В южной части он представляет собой серию кулисообразно расположенных мелких хребтов различной высоты и длины. Линия схождения разнонаправленных кулис находится близ 99° в.д. Севернее 14°30' ю.ш. хребет Инвестигейтор представляет единое звено шириной около 15 км и амплитудой до 2400 м. Крутизна склонов хребта составляет 9-12°. Приразломная впадина находится у восточного подножия хребта Инвестигейтор. Ее ширина составляет 10, 45 и 15 км соответственно в южной, средней и северной частях геотраверза, максимальная глубина – 6300 м. Впадина в южной части сложнена сбросовым уступом с запрокинутым и относительно опущенным восточным блоком, относительно хорошо выраженным на поверхности океанического фундамента.

Другим структурным выражением разлома являются V-образные впадины на восточной стороне хребта Инвестигейтор. В их осевой части осадочный чехол деформирован, как полагает автор, вследствие внедрения глубинных ультрамафитовых пород. Т.е., по-видимому, здесь располагаются разорванные фрагменты коры, что явилось следствием рассредоточенного растяжения, характерного в целом для площади между разломами 98° и Ресечер. В первую очередь, растяжению и разрывам подверглись потенциально ослабленные зоны литосферы, а именно первичные палеограницы, сформированные на этапе спрединга.



Рис. 8. Сейсмический разрез по профилю непрерывного сейсмического профилирования (A), иллюстрирующий строение хребтов Инвестигейтор и Инвестигейтор-А, разломов 98° и Ресечер (вверху – кривая аномального магнитного поля), и фрагмент временного разреза (Б) через диапирообразную структуру (участок АБ на A).

I – поверхность осадочного чехла; 2 – акустический фундамент; 3 – тектонические нарушения. Вертикальными стрелками показано вероятное направление внедрения глубинных мантийных пород.

Согласно моделям, распределение стрессовых сил в указанном регионе Индо-Австралийской плиты, определяемое по данным о сейсмичности и гравиметрии, указывает на сжатие в ССЗ и рас-

тяжение в ВСВ направлениях [33]. Т.е. вектор максимальных растягивающих напряжений практически ориентирован ортогонально к направлению простирания основных разломов.



Рис. 9. Фрагмент профиля непрерывного сейсмического профилирования, иллюстрирующий сейсмические аномалии типа "прозрачное облако" в осадочном чехле, предположительно связанные с миграцией глубинных флюидов. Сейсмические аномалии наблюдаются в зоне стыка двух крупных разломов (Ресечер и В), а их затухание происходит примерно на одном структурном уровне (около 8.4 с) предположительно в отложениях верхнего миоцена. АФ – акустический фундамент.

Хребет Инвестигейтор-А располагается восточнее собственно хребта Инвестигейтор на расстоянии около 100 км и в рельефе дна геоморфологически ярко выражен. Между 14 и 17° ю.ш. он состоит из трех параллельных звеньев, разделенных узкими впадинами. Общая ширина хребта Инвестигейтор-А здесь достигает 70 км. В пределах хребта наиболее выразительным и контрастным (по ширине и амплитуде) является западное звено, имеющее ширину до 30 км и высоту более 3000 м. Крутизна склонов хребта от 9 до 15°.

У западного и восточного подножия хребта Инвестигейтор-А трассируются глубокие впадины. В южной части хребта более выразительной является западная впадина (максимальная глубина 6800 м). Западный борт впадины – это серия сбросовых уступов, ориентированных приблизительно по азимуту 330°. В пределах уступов выделяются запрокинутые блоки шириной в первые километры. Севернее 16° ю.ш. относительно более глубокой является впадина, расположенная на восточной стороне хребта Инвестигейтор-А. Ее глубина на поверхности фундамента превышает 7200 м. В осевой части впадины установлено наличие диапирообразных структур (см. рис. 8, \mathcal{B}), подобно развитым к востоку от хребта Инвестигейтор. Осадочный чехол во впадине деформирован. Видимая сейсмоволновая картина (см. рис. 8, Б) позволяет сделать заключение об эндогенном факторе диапиризма. Как видно из рисунка, поверхность фундамента в днище впадины не прослеживается, что объясняется заполнением осевой трещины вязким мантийным субстратом и внедрением его в осадочный чехол.

Разлом Ресечер является важной структурной границей, разделяющей области с различной историей развития. Он протягивается к северу от 15°30' ю.ш. приблизительно параллельно хребту Инвестигейтор-А. Длина разлома в пределах гео-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 1998

траверза – 280 км. Его северное продолжение не закартировано. Восточное крыло разлома представлено уступом высотой до 750 м, а западный борт – склонами невысокого (до 500 м) хребта. Разлом Ресечер разделяет области с различным характером тектонических деформаций. На восточном крыле разлома в фундаменте и осадочном чехле широкое распространение получили структуры тектонического сжатия. Пример сейсмического изображения разлома Ресечер приводился в работе [9, рис. 7].

Разлом Ресечер и хребты системы Инвестигейтор ограничиваются с юга глубокой топографической впадиной СВ-ЮЗ простирания. Впадина имеет низкий батиметрический уровень (более 6000 м) и состоит из серии более мелких хребтов и депрессий. Фактически она представляет собой разломную зону, сформированную в результате скачкообразного изменения положения спрединговой системы, происшедшего около 96 млн. лет тому назад [34]. Характерной особенностью этой впадины является наличие сейсмических аномалий типа "прозрачное облако" (рис. 9), которые по внешнему виду напоминают аномалии, обнаруженные на абиссальной равнине Арго [8, 20, 26]. Выше уже отмечалось, что природа этих аномалий связана, вероятно, с эндогенной деятельностью. На разрезе непрерывного сейсмического профилирования (частоты 70-150 Гц) можно видеть, что ослабление интенсивности отражений происходит на фоне непрерывного прослеживания горизонтальных осей синфазности (либо с незначительными их смещениями). Как правило, аномалии затухают на одном структурном уровне (предположительно в допозднемиоценовых осадках), не достигая поверхности морского дна (см. рис. 9). Учитывая, что внутриплитные деформации на равнине Гаскойн также приходятся на позднемиоценовое время [6], можно предположить, что оба эти события (эндогенная деятельность и тектонические деформации), в целом, в котловине Уортон происходили синхронно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. В пределах нормальной коры равнины Арго отмечается, хотя и не повсеместно, преимущественная дифференциация океанической коры на три сейсмические толщи (без учета осадочного слоя). Такая горизонтально-слоистая модель согласуется с типовыми разрезами офиолитовых комплексов, являющихся древними аналогами океанической коры, и объясняет ее реологические свойства. Среднее фоновое значение мощности "твердой" коры на равнине Арго составляет 2.5–2.7 с. В подошве коры равнины Арго, по всей видимости, присутствует пластичное серпентинитовое основание, картируемое границами М₁ и М₂. Для нормальной коры равнины Арго характерны наклонные отражения, которые интерпретируются как тектонические контакты и разрывы (трещины, сколы). Некоторые из наклонных отражений прослеживаются непрерывно из нижней части коры в верхнюю мантию, при этом пересекая пакет субгоризонтальных отражений группы Мохо.

На абиссальной равнине Гаскойн диапазон регистрации поверхности Мохо относительно поверхности фундамента составляет, в среднем, 2.2-2.4 с (нормальный тип коры). Градационная слоистость на границе кора-мантия в восточной части котловины Уортон отсутствует. Однако этот вывод не относится к зонам глубинных разломов. Наиболее отчетливо в коре идентифицируются (хотя и неповсеместно) слои 2А, 2В и 3. Кристаллическая кора раннемелового возраста равнины Гаскойн пересекается пологими надвигами, погружающимися в западном направлении под углом около 30-40°. Судя по данным непрерывного сейсмического профилирования, фаза наибольшей тектонической (региональной) складчатости в осадочном чехле приходится на позднемиоценовое время [6]. Регулярные наклонные отражения в океанической коре в наибольшей степени выражены вблизи разломных зон.

2. В разломных зонах, являющихся внутриплитными палеограницами, разделяющими разновозрастные литосферные блоки, океаническая кора характеризуется аномальным строением, а именно: 1) отсутствием хорошо выраженной горизонтальной структурной дифференциации, причем с глубиной происходит расширение зоны динамического влияния разломов. На уровне поверхности Мохо ширина некоторых разломных зон достигает 30–35 км, с тенденцией дальнейшего расширения книзу в верхах мантии. 2) Значительной тектонической расслоенностью, охватывающей не только кору, но и верхнюю мантию, что выражается в наличии систем наклонных разрывных нарушений (как листрических, так и планарных). Скучивание корово-мантийного субстрата, обусловленное, очевидно, нагнетанием пластичного ульрамафитового вещества (серпентинитовых протрузий и др.), является характерной чертой многих разломов. В котловинах Арго и Уортон не получено никаких данных, которые свидетельствовали бы об уменьшении мощности кристаллической коры в зонах разломов, как это, например, наблюдается в Западной Атлантике [3, 30]. Напротив, как на равнине Арго, так и в котловине Уортон отмечается увеличение мощности коры в зонах разломов. Этот вывод относится и к меридиональным разломам западной части котловины Уортон. Так, в публикации [5] показано. что глубинная инфраструктура разлома 92° свидетельствует о значительной тектонической расслоенности коры и верхней мантии, причем непосредственно в зоне разлома мощность коры существенно возрастает. B настояшей статье аналогичное заключение сделано для разлома 94°. 3) Наличием тектонически активных и подвижных сегментов, которые весьма чувствительны к стрессовым внутриплитным напряжениям. Большинство разломов абиссальных равнин Арго и Гаскойн в рельефе поверхности фундамента отображаются положительными структурными формами или в виде тектонической ступени. Одна из разломных зон (В) на равнине Арго не имеет отчетливого выражения в поверхностной структуре фундамента. Все описанные выше разломы классифицируются как палеограницы, сформированные на этапе спрединга. Наше описание касалось, в основном, палеоследов трансформных разломов. Другие палеограницы, в частности, связанные с продвижением рифтов (псевдоразломы, по Р. Хею [25]) и скачкообразным изменением положения спрединговой системы, что характерно в целом для котловины Уортон, в данной статье не рассматривались. Структурный стиль деформаций в зонах разломов равнины Арго и восточной части котловины Уортон определяется длительным внутриокеаническим сжатием, связанным, очевидно, с движением Индо-Австралийской плиты в северном направлении. В свою очередь, основные этапы деформаций отвечают времени коллизии континентов и перестройке относительного движения океанических плит.

Разломы западной части котловины Уортон (меридиональные разломы) включали значительную по интенсивности компоненту растяжения. Во всех этих разломах отмечаются относительно молодые по возрасту тектонические деформации. Периодическая реактивизация тектонических движений, отмечаемая в зонах разломов, обусловлена, видимо, неодинаковой скоростью погружения Индо-Австралийской плиты в Зондскую зону субдукции. Так, анализ сейсмического материала непрерывного сейсмического профилирования показывает, что разлом 91°, начиная с эоцена и по настоящее время, представлял собой тектонически активную зону [7].

3. Можно сделать заключение, что природа деформаций связана с двумя взаимосвязанными факторами: механическим явлением, обусловливающим тектонические смещения, и эндогенной пеятельностью, следствием которой является внедрение мантийного вещества и миграция глубинных флюидов вдоль трещин разрыва. Остается неясным вопрос о том, какую долю составляет постспрединговая составляющая в формировании коры в меридиональных линейных разломах котловины Уортон, в пределах которых установлена эндогенная активность. Все это говорит о важной роли нелинейных геодинамических пронессов в океанском структурообразовании. По заключению Ю.М. Пущаровского [11], нелинейный ход процесса океаннообразования, отражающий сложное распределение в глубинных геосферах геодинамических полей, заключен, прежде всего, в разломной тектонике Индийского океана.

По-видимому, существуют причинные связи между фактором эндогенной активности и наличием мощного серпентинитового основания. Вероятным представляется серпентинитовый состав многих диапиров. Последние сконцентрированы, главным образом, в зонах разломов. Особенно этот вывод касается разломов 91° [7], 94° и системы хребтов Инвестигейтор и Инвестигейтор-А. Область генерации диапировых структур, закартированных на северо-востоке равнины Арго, тяготеет также к глубинным разломам. Она занимает ограниченные по площади участки морского дна, наиболее близко приближенные к Зондской зоне субдукции, где стрессовые напряжения максимальны.

Другим индикатором эндогенной деятельности являются специфические сейсмические аномалии типа акустически "прозрачного облака" [8], обусловленные вторичными изменениями физических свойств осадков в результате миграции гидротермальных новообразований и их воздействия на вмещающие осадочные породы.

В заключение автор выражает особую благодарность Ю.М. Пущаровскому за полезные советы и ценные замечания, способствовавшие подготовке данной публикации. Настоящая статья выполнена при поддержке проекта "Тектоносфера".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артеменко В.И. Новая технология комплексного точечного зондирования дна акваторий // Разведка и охрана недр. 1993. № 12. С. 32–34.

- Геолого-геофизический атлас Индийского океана.
 М.: АН СССР, ГУГК, 1975. 151 с.
- 3. Коган Л.И., Мурзин Р.Р., Перфильев А.С. Строение котловины Гаттераса в западной Атлантике (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1994. № 6. С. 23-41.
- 4. Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. думка, 1990. 160 с.
- 5. Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // Геотектоника. 1994. № 1. С. 49–61.
- 6. Пилипенко А.И. Внутриплитные деформации в северо-восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 53–70.
- Пилипенко А.И. Разломные структуры хребта Девяностого градуса (Индийский океан) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 17–28.
- Пилипенко А.И. Сейсмические аномалии как индикаторы эндогенной активности в Северо-Австралийской котловине // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 4. С. 109–113.
- 9. Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // Геотектоника. 1991. С. 109–123.
- Пущаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 1–19.
- Пущаровский Ю.М. Сравнительная тектоника Атлантического и Индийского океанов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 3–14.
- 12. Пущаровский Ю.М., Безруков П.П. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3–19.
- Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 164 (Тр. ГИН; Вып. 495).
- 14. Пущаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97–112.
- 15. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1990. 216 с.
- Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 237 с.
- 17. Хаин В.Е. Расслоенность земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437–1440.
- 18. Bonatti E. Serpentinite profrusions in the oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 32. P. 107–113.
- Buffler R.T. Geologic history of the eastern Argo Abyssal Plain bases on ODP drilling and seismic data // AG-SO Journal of Australian Geology and Geophysics. 1994. Vol. 15. № 1. P. 157–164.
- 20. Cook P.J., Veevers J.J., Heirtzler J.R. et al. The sediments of the Argo abyssal Plain and adjacent areas, northeast Indian Ocean // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. 1978. № 3. P. 113–124.
- 21. Exon N.F., Colwell J.B. Geological history of the outer North West Shelf of Australia: a synthesic // AGSO

ГЕОТЕКТОНИКА №2 1998

Journal of Australian Geology and Geophysics. 1994. Vol. 15. № 1. P. 177–190.

- Fullerton L.G., Sager W.W. Handschumacher P.W. Late Jurassic-Early Cretaceous evolution of the eastern Indian Ocean adjacent to northwest Australia // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B3. P. 2937-2953.
- Geller C.A., Weissel J.K., Anderson R.N. Heat transfer and intraplate deformation in the Central Indian Ocean // Journal of Geophys. Res. 1983. Vol. 88. № B2. P. 1018– 1032.
- Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J. et al. The Argo abyssal Plain // Earth and Planetary Science Letters. 1978. Vol. 41. P. 21-31.
- 25. *Hey R*. A new class of "pseudofaults" and their bearing on plate tectonics: a propagating rift model // Earth and Planetary Science Letters. 1977. Vol. 37. P. 321–325.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1974. Vol. 27. P. 571–585.
- Johnson B.D., Powel C.M., Veevers J.J. Early spreading history of the Indian Ocean Between India and Australia // Earth and Planetary Sci. Lett. 1980. Vol. 47. P. 131–143.
- 28. Larson R.L., Carpenter G.B., Diebold J.B. A geophysical study of the Wharton basin near the Investigator frac-

ture sone // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. № B2. P. 773-782.

- 29. Liu C.S., Curray J.R., McDonald J.M. New constraints on the tectonic evolution of the eastern Indian Ocean // Earth Planet Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 331–342.
- McCarthy J., Mutter S.C., Morton J. et al. Relic magma chamber structures preserved within Mesozoic North Atlantic crust // Geol. Suc. Am. Bull. 1988. Vol. 100. P. 1423-1436.
- Royer J.Y., Sandwell D.T. Evolution of the Eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B2, P. 13755–13782.
- Sclater J.O., Fisher R.L. Evolution of the east central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // Geol. Soc. Am. Bull. 1974. Vol. 85. № 5. P. 683-702.
- 33. Stein C.A., Cloetingh S., Wortel R. Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // Geophys. Res. Letters. 1989. Vol. 16. № 8. P. 823-826.
- Veevers J.J., Powell C.McA., Roots S.R. Review of seafloor spreading around Australia. Sinthesis of the patterns of spreading // Austr. Journal of Earth Sciences. 1991. Vol. 38. P. 373-389.

Рецензент: А.С. Перфильев

Structure of Deep-seated Fracture Zones in the Northeast Indian Ocean: Seismic Evidence

A. I. Pilipenko

Central Geological and Geophysical Marine Expedition of Roskomnedra, Gelendzhik

The infrastructure of the crust and upper mantle in the Wharton Basin and Argo Abyssal Plain along the Mascarene–Australian geotraverse is analyzed using the data acquired by multichannel seismic profiling. It is noted that in the areas between fracture zones the crust is predominantly differentiated into geophysical layers 2 and 3. A serpentinite plastic basement is tentatively distinguished on the Argo Plain. Horizontal tectonic lamination of the crust is chiefly noted on two structural levels: the interface between layers 2 and 3 and the Moho discontinuity. The oceanic crust within fracture zones is characterized by abnormal structural organization with numerous sloping reflections interpreted as tectonic contacts and disruptions. Specific diapirlike structures are found in V- shaped troughs near the fracture zones, adjoining the Investigator and InvestigatorA ridges, as well as in area of the 94°FZ. The genesis of these structures is associated with upper-mantle ultramafite intrusions in the sedimentary cover. Most of the fracture zones of the Argo Abyssal Plain (trending NNW) and Gascoyne Plain (trending WNW) are compressed sutures, considered to be traces of ancient fracture zones. Strike slips along N–S-trending fracture zones in the Wharton Basin involved a considerable tensile component, reflected in relatively young tectonic deformations. **УДК 551.243**

НЕКОТОРЫЕ МЕХАНИЗМЫ И СЛЕДСТВИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ОБЪЕМНЫХ ЭФФЕКТОВ В НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЕ

© 1998 г. В.Г.Талицкий

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова Поступила в редакцию 09.09.96 г.

Под данным лабораторных механических испытаний, деформации горных пород в земной коре сопровождаются эффектами дилатансии, связанными с формированием и перестройкой поровых и трещинных систем. Однако натурные исследования указывают на то, что, помимо отмеченных, в природе проявляются объемные эффекты иного типа, связанные с деформационным механизмом растворения под давлением. Такими эффектами сопровождается формирование текстур, складок, разрывов. Следствием их проявления являются месторождения некоторых типов полезных ископаемых. Изучение деформационного механизма растворения под давлением и связанных с них объемных эффектов целесообразно проводить в рамках модели неоднородной, иерархически построенной геологической среды.

введение

Многие процессы, протекающие в геологической среде, в той или иной степени сопровождаются объемными изменениями. Объемные эффекты присутствуют в процессах литогенеза, магматизма, метаморфизма и многих других. Изменениями объема сопровождаются и процессы, связанные с тектоническими деформациями, в том числе процессы структурообразования.

Анализ деформационных объемных эффектов, сопровождающих процессы структурообразования, целесообразно предварить некоторыми сведениями из механики деформируемого твердого тела.

В классической механике сплошных сред с различной реологией при постулировании определяющих уравнений деформированное и напряженное состояние разбивается на две независимые компоненты: на изотропную компоненту и на компоненту, характеризующую "отклонение" от изотропного состояния. Если это относится к деформации, то первая часть называется объемной деформацией (или иногда дилатацией), а вторая – деформацией формоизменения. Когда это относится к напряженному состоянию, то первую составляющую часть называют гидростатическим давлением, или всесторонним растяжением (шаровой тензор), а вторую – девиатором напряжения. Дивиатор рассматривают как некоторую комбинацию касательных напряжений [11, 12].

Следует еще раз подчеркнуть, что эти две компоненты не зависят одна от другой, т.е. считается, что изотропное напряжение вызывает только объемное изменение, но не вызывает изменения формы. Аналогично считается, что касательные напряжения вызывают только сдвиг или изменение формы, но не влияют на объем или плотность материала.

Однако в 1885 году О. Рейнольдс экспериментально обнаружил фундаментальное кинематическое свойство внутренней структуры некоторых материалов, в частности, зернистых сред, не укладывающееся в представления классической реологии: свойство изменять объем при сдвиге. Это свойство было названо им *дилатансией* [34].

В экспериментах О. Рейнольдса, проводимых на дроби, стеклянных шариках и песке, наблюдалось увеличение объема материалов при деформации формоизменения. Объясняя это явление, О. Рейнольдс рассуждал примерно следующим образом: если группа шаров сложена в виде пирамиды, образуя наиболее плотную упаковку (что соответствует структуре материала до деформации), то, принимая плотность шаров за единицу, получаем, что плотность среды в этом случае

равна $\pi/3 \times 2^{\bar{2}}$. Если же шары сложены в виде правильного куба (структура после деформации), то

плотность среды будет равной $\pi/6^{\bar{2}}$, или в $2^{\bar{2}}$ раз меньше, чем в первом случае.

После положительной дилатансии песка была обнаружена отрицательная дилатансия глин, сдвиговая деформация которых сопровождается уменьшением объема, т.е. структурным уплотнением. Это обстоятельство объяснялось тем, что, в отличие от песка, частицы которого представляют собой маленькие сферы, частицы глины часто являются маленькие сферы, частицы глины часто являются маленькими дисками. Поэтому осадочный песчаный грунт находится в состоянии плотной упаковки, в то время как глина в своем невозмущенном состоянии имеет свободную упаковку, так как многие из дисков стоят на ребрах. При

ТАЛИЦКИЙ



Рис. 1. Схематическая классификация видов разрушения типичных геоматериалов в зависимости от *P* и *T* [4]. *F* – напряжение; є – деформация.

сдвиге такая структура разрушается и плотность глины возрастает [11].

Спустя полвека после открытия О. Рейнольдса, в 1936 году, А. Касагранде связал явление дилатансии с плотностью структуры деформируемых зернистых масс и ввел понятие критической пористости, при которой объем материала при сдвиге остается неизменным. Если пористость материала ниже критической, при сдвиге структура разрыхляется и объем увеличивается, если пористость выше критической, при сдвиге материал уплотняется и объем уменьшается [27].

Из вышесказанного следует, что обнаруженное О. Рейнольдсом явление дилатансии, не укладывающееся в представления классической механики сплошных сред, связано с отличием внутренней структуры реальных материалов от модели сплошности. Иначе говоря, при изучении причин и механизмов дилатансии должна учитываться реальная внутренняя структура среды и ее перестройка, осуществляемая в процессе деформации.

1. ДИЛАТАНСИОННЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ МЕХАНИЧЕСКИХ ИСПЫТАНИЯХ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение деформационных объемных эффектов в геологии связано с развитием экспериментальных работ по механическим испытаниям геоматериалов при различных термодинамических условиях. Обобщение результатов экспериментов показало, что при определенных РТ-условиях неупругие деформации горных пород носят ярко выраженный дилатансионный характер [25], при этом детальное исследование конкретных механизмов деформаций позволило выявить причины дилатансии. На рисунке 1 приведена диаграмма, построенная В.Н. Николаевским по результатам механических испытаний некоторых типов горных пород [4]. На этой диаграмме на плоскости касательные напряжения (т) – среднее давление (Р) показана граница упругих состояний горных пород, при достижении которой начинается процесс необратимых деформаций. Из экспериментов следует, что если окружающее давление и температура не слишком велики, необратимые деформации пород сопровождаются процессами внутреннего разрушения, причем разрушение происходит хрупким образом, через формирование трещин, на что указывает резкий сброс напряжений на испытательной машине. В зависимости от величины окружающего давления формирующиеся трещины могут быть рассеянными по образцу либо сгруппированными в зоны, переходящие в магистральные разрывы. В этой области неупругих деформаций наблюдается резко выраженный дилатансионный эффект.

При повышении окружающего давления до величины ≈5 кбар характер неупругих деформаций образцов резко изменяется. На это обстоятельство обращал внимание Э. Орован [32] в связи с проблемой очага землетрясений, а Дж. Байерли [26] и К. Моги [31] идентифицировали эту границу механического поведения как переход к разрушению без сброса напряжений за счет развития в породах больших необратимых деформаций, т.е. течения. Таким образом, эта граница, называемая иногда границей Байерли-Орована-Моги, является пределом для хрупкого типа разрушения. Изучение структурных изменений в деформированных образцах показало, что ниже этой границы располагается область РТ-условий, при которых магистральных трещин и разрывов в образцах не отмечается. В начале этой области пеформация осуществляется путем объемного дробления пород (катаклаза), сопровождаемого перемещениями и поворотами образовавшихся структурных элементов, при этом дилатансионный эффект ослабевает, но не исчезает полностью. Такой тип деформации называют псевдопластическим течением. При дальнейшем повышении температуры и давления псевдопластическая деформация, связанная с катаклазом, сменяется истинно пластической, осуществляемой трансляционными механизмами. При таких механизмах деформаций дилатансионный эффект практически полностью исчезает (см. рис. 1).

Основываясь на результатах прочностных испытаний горных пород, В.Н. Николаевский предложил модель реологической расслоенности литосферы [6, 7], согласно которой геоматериал земной коры (до термодинамической границы Байерли–Орована–Моги) характеризуется дилатансионной упругопластичностью. Иначе говоря, в земной коре неупругие деформации формоизменения сопровождаются объемными эффектами, что необходимо учитывать при тектогенетических построениях, в том числе при анализе механизмов деформационного структурообразования.

2. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ОБЪЕМНЫЕ ЭФФЕКТЫ В РЕАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

Из определения, данного В.Н. Николаевским, следует, что основной физической причиной дилатансии геоматериалов является формирование и перестройка поровых и трещинных систем, сопровождающих необратимые деформации пород. Безусловно, объемные эффекты, связанные с трещинообразованием, являются важнейшим элементом тектонических деформаций. Вместе с тем, при наблюдениях деформированных пород в обнажениях и шлифах отмечаются и иные типы объемных изменений, не связанные с пористостью и трещиноватостью пород. С одной стороны, это структуры типа отслоений цемента от различных жестких элементов пород, межслоевые пустоты в замках складок и т.п. С другой – это частично редуцированные органические остатки, оолиты, минеральные зерна в кливажированных породах, крылья мелких складок и смыкающие крылья флексур и т.п. Структуры подобного типа, как правило, не отмечаются при механических испытаниях горных пород, но в природных объектах они столь же обычны, как поры и трещины. Можно предположить, что такие противоречия между природой и экспериментом заключены в различиях условий деформирования пород в природе и в лаборатории. Эти различия действительно существуют, и главные из них сводятся к следующим моментам.

Во-первых, определенную роль играет масштабный фактор. В лаборатории, как правило, испытываются небольшие образцы пород, в то время как в природе деформациям подвергаются огромные объемы геологической среды. При этом важное значение имеет не сам размер образцов, но форма и размеры неоднородностей, заключенных в деформируемых объемах. В реальных объемах геологической среды помимо пор и трещин, связанных с уровнем зерен и агрегатов зерен, присутствуют неоднородности иных типов и размеров: границы слоев, границы блоков и т.п. Кроме того, сами слои и блоки состоят из различных материалов с разными физическими, химическими и механическими свойствами. Иначе говоря, в отличие от образцов пород, содержащих лишь один макроскопический структурный уровень – уровень зерен, деформируемые объемы земной коры представляются иерархической системой разномасштабных уровней структурной организации, включающей уровни зерен, слоев, блоков и т.п. [1, 17, 21]. Естественно, что деформация такой системы не определяется деформацией отдельных образцов пород, хотя результаты механических испытаний последних в совокупности с полевыми наблюдениями дают важный материал для анализа деформационных процессов, протекающих в реальной геологической среде, в том числе и объемных эффектов, сопровождающих тектонические деформации.

Второе различие между природой и экспериментом заключается в том, что в природных условиях, а, точнее, в условиях земной коры, деформируемые породы содержат флюид, в то время как механические испытания обычно проводятся на "сухих" образцах. В тех же случаях, когда испытываются образцы, содержащие флюид [14], огромное значение приобретает третье из различий: различие в скоростях деформирования.

В прочностных испытаниях обычными скоростями нагружения образцов являются скорости порядка 10⁻⁴–10⁻⁶ с⁻¹. В природных условиях при



Рис. 2. Механизмы, определяющие соотношения прочности и деформации у кварца (А) и кальцита (Б) [35].

различных тектонических процессах отмечаются различные скорости деформирования. Если природные скорости деформирования соизмеримы с лабораторными, результаты деформаций пород в природе и эксперименте вряд ли будут значительно различаться. Однако при более медленных нагружениях ($\dot{\epsilon} \approx 10^{-10} - 10^{-15} \text{ c}^{-1}$) [14, 22] различия между природой и экспериментом могут быть весьма существенными. В РТ-условиях коры при таких скоростях деформаций пород, содержащих флюид, с одной стороны, облегчается рост трещин, а с другой – проявляется деформационный механизм растворения под давлением (компрессионная ползучесть). Этому механизму долгое время не придавалось особого значения, хотя и отмечалось его действие, например, при формировании стилолитовых швов. Полностью его значение в тектонических деформациях не оценено и в настоящее время, хотя сам факт проявления такого механизма обоснован теоретически и экспериментально (рис. 2). Более того, механизм растворения под давлением привлекается многими исследователями для объяснения генезиса некоторых тектонических структур, в частности, такой широко распространенной текстуры, как кливаж горных пород [8, 15, 16, 24, 28–30].

Так же, как и деформационные механизмы, сопровождаемые трещинообразованием, механизм компрессионной ползучести дилатансионный, но приводящий к отрицательной дилатансии, т.е. к уменьшению объема при деформации. В то же время, являясь механизмом селективным, он действует не повсеместно, а выборочно, в зависимости от минерального состава пород, степени их структурной неоднородности, термодинамических условий и условий нагружения, pH среды, агрессивности флюида и т.п., т.е. в определенных породах и условиях. В тех же породах и условиях, в которых этот механизм не проявляется, деформация сопровождается трещинообразованием, ведущим к увеличению объема.

Таким образом, в деформируемых объемах земной коры сосуществуют потенциальные области положительной и отрицательной дилатансии. Более того, в процессе деформации между этими областями осуществляется массообмен посредством растворения вещества в одних местах и его переотложения в других.

Поскольку речь зашла о потенциальных областях положительной и отрицательной дилатансии, возникают вопросы, связанные с природой этих областей, их размерами и т.п.

Причину возникновения дилатансионных областей можно объяснить, если моделировать геологическую среду неоднородной иерархически построенной системой разномасштабных структурных элементов, образующих уровни ее структурной организации [9, 17, 19, 21]. Нагружение такой системы порождает возникновение в ней разномасштабных концентраторов двух типов: концентраторов сжимающих и концентраторов растягивающих напряжений (областей компрессии и декомпрессии). В этих областях локализуется деформация, причем механизмы деформации в разных типах концентраторов могут быть различными.

Механические испытания на сжатие и растяжение показывают, что прочности пород на сжатие в среднем на порядок превосходят прочности тех же пород на растяжение ($\Pi_c/\Pi_p \approx 10$) [23]. Однако выше уже отмечалось, что в механических испытаниях не учитывается механизм растворения под давлением. Если же сделать поправку на этот механизм и учесть, что он проявляется при сжатии (компрессионная ползучесть), прочностные характеристики одних и тех же пород, в зависимости от условий нагружения, *PT*-условий и т.п., могут варьировать в широких пределах (от $\Pi_c/\Pi_p > 1$ до $\Pi_c/\Pi_p < 1$ через $\Pi_c/\Pi_p = 1$). При этом, если при сжатии действует механизм компрессионной ползучести, индексом Π_c обозначается криповая прочность, а П_р – в условиях коры прочность на отрыв.

Из вышесказанного следует, что в условиях земной коры потенциальными областями положительной и отрицательной дилатансии являются, соответственно, концентраторы растягивающих и концентраторы сжимающих напряжений. Что касается размеров этих областей, то они определяются размерами элементов структурного уровня системы, участвующего в деформации. При переходах деформации с уровня на уровень изменяются размеры концентраторов и, соответственно, размеры дилатансионных областей.

Условия массообмена между концентраторами разных типов в деформируемой геологической среде весьма сходны с условиями экспериментов, проводимых О. Рейнольдсом [34].

В экспериментах О. Рейнольдс использовал эластичный мешок с дробью, заполненный водой (без пузырьков воздуха). Тщательно закрытый, такой мешок становился абсолютно жестким, сохраняя любую форму, которая была у него при закрытии отверстия. Мешок соединялся трубкой с градуированным сосудом с водой. Перед началом эксперимента создавалась максимально плотная упаковка дробинок, после чего мешок сжимался между двумя штампами. С момента начала сжатия вода начинала перетекать из сосуда в мешок и перетекала с уменьшающейся скоростью, пока доступ воды в мешок не прекращался вовсе. В этот момент материал в мешке имел минимальную плотность.

Очевидно, что используемая в экспериментах система "мешок с дробью – сосуд с водой" аналогична природным концентраторам. Разница состоит лишь в том, что в природе в концентраторах типа "сосуд с водой" происходит растворение во флюиде твердой фазы, а в концентраторах типа "мешок с дробью" переносимый флюидом растворенный материал кристаллизуется в открывающихся пустотах.

3. РОЛЬ ОБЪЕМНЫХ ЭФФЕКТОВ В МЕХАНИЗМАХ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

В отличие от механических моделей, откуда и пришел в геологию термин "дилатансия" и где не возникает проблем, связанных с масштабным фактором, в геологических исследованиях постоянно приходится отталкиваться от выбранного масштаба. Если рассмотренные выше объемные эффекты привязывать к масштабу коры, видимо, нет оснований говорить об объемных изменениях. Более того, можно предположить, что компенсация увеличения объема в одних местах его уменьшением в других направлена на сохранение объема системы в целом. Если же отталкиваться от масштабов образцов или обнажений, можно говорить о деформационных объемных изменениях этих систем и анализировать роль объемных эффектов в механизмах структурообразования [1].

Такой анализ стал возможным в связи с установлением в деформированных объемах земной коры парагенетически связанных структур растворения и переотложения растворенного вещества, например, закономерных сочетаний стилолитовых швов и минерализованных трещин растяжения [8, 10]. К парагенезам подобного типа, называемым нами деформационно-химическими парагенезами, относятся кливажные зоны, кливажные и муллионные швы, с одной стороны, и "бороды нарастания" в "тенях давления" жестких элементов пород, минерализованные трещины растяжения, минеральные заполнения межбудинных пространств, "седловидные жилы" в замках складок и т.п. - с другой [18]. В пределах выбранного масштаба, в образце или в обнажении, структуры растворения и структуры переотложения могут сосуществовать, но может наблюдаться и лишь одна из составляющих парагенеза: либо структуры растворения, либо структуры переотложения растворенного вещества. В последних случаях деформация сопровождается объемными изменениями.

Роль объемных эффектов в механизмах структурообразования можно рассмотреть на конкретных примерах: на примерах формирования деформационных текстур, складок, тектонических разрывов.

Текстуры. Наиболее важными и широко распространенными текстурами, формирование которых сопровождается объемными изменениями, являются текстуры, объединенные под общим названием кливаж горных пород. В современной структурной геологии кливаж получил новый статус: в настоящее время он рассматривается не как явление расщепляемости пород, имеющее различную природу, а как вполне конкретные текстуры с определенной морфологией и генезисом. По морфологии выделяется множество разновидностей кливажных текстур, но все они могут быть сведены к двум основным типам: межзерновому кливажу и кливажу плойчатости [20].

Что касается генезиса этих текстур, то вполне определенно установлено, что основным механизмом формирования кливажей обоих морфологических типов является механизм растворения под давлением [8, 15, 16, 24, 28–30]. Такой механизм осуществляется в присутствии флюида в породах с резко неоднородными структурами уровня зерен и агрегатов зерен, вызывающими неоднородность распределения напряжений. Его действие предполагает селективное растворение наиболее растворимых компонентов пород (кварца, кальцита и некоторых других минералов) в концентраторах сжимающих напряжений и переотложение растворенного вещества в различного рода пустоты, формирующиеся при неоднородной деформации. В результате образуются ориентированные плоскостные текстуры, представленные субпараллельным расположением зон растворения (кливажных зон), ориентированных нормально к оси максимального сжатия, в которых сконцентрированы не растворимые компоненты пород. Кливажные зоны разбивают породы на пластинки или линзы (микролитоны), толщина которых определяется размерами неоднородностей, отвечающих за распределение концентраторов сжимающих напряжений, а также степенью деформированности пород. При формировании межзернового кливажа неоднородностями, задающими толщину микролитонов, могут быть отдельные минеральные зерна или агрегаты зерен, а при формировании кливажа плойчатости – микрофлексуры или микроскладки, в которые сминаются образованные раннее плоскоструктурной анизотропии (сланцеватые сти текстуры, возникшие при литогенезе, плоскостные текстуры ранних деформационных этапов, различного рода полосчатости и т.п.).

Нетрудно заметить, что причины и механизмы формирования текстур типа кливажа вполне укладываются в рамки разрабатываемой А.В. Лукьяновым концепции стресс-метаморфизма [2, 3].

Сформировавшееся представление о кливаже как о вполне определенных текстурах пород, является важным с той точки зрения, что их образование связно с деформацией укорочения. Более того, показано, что макроскопически отчетливо видимые в породах текстуры кливажа соответствуют деформации укорочения порядка 20%. С одной стороны, это означает, что только за счет образования кливажа породы испытывают значительные деформации. С другой стороны, это значит, что в содержащих кливаж породах минимум пятая часть их объема растворена (что, собственно, и вызывает укорочение) и переотложена вновь. Если учесть то обстоятельство, что кливажированными в той или иной степени являются значительные объемы деформированной геологической среды, например, большая часть юрских пород Большого Кавказа, становится очевидным, что такими деформационными процессами вряд ли следует пренебрегать при решении практически любых тектогенетических задач.

Приходя к такому заключению, следует еще раз особо подчеркнуть, что под кливажем горных пород в данном случае понимается не явление расщепляемости пород на пластинки или линзочки, обусловленное различными причинами (такие представления до сих пор являются господствующими в отечественной литературе), а микротекстуры вполне определенной морфологии, наличие которых придает породам механическую анизотропию. Такое определение кливажа было выработано на Пинроузской конференции 1976 года, специально посвященной проблемам микротекстур. Участниками конференции были разработаны и рекомендованы к практическому применению терминология, понятийная база и классификация кливажных текстур [24, 33]. В настоящее время этих рекомендаций придерживаются практически все зарубежные исследователи, так или иначе обращающиеся в своих работах к кливажу.

В кливажсодержащих породах четко определены структуры растворения, каковыми являются кливажные зоны. Что же касается парагенетически связанных с ними структур переотложения растворенного вещества, то специальные исследования указывают на их значительное масштабное и морфологическое разнообразие.

В одних случаях растворенный материал может переоткладываться практически на месте, в "тенях давления" растворяющихся минеральных зерен. Тогда деформируемый объем сокращается в одном направлении (в направлении максимального сжатия) и удлиняется в другом (нормальном к сжатию), а растворение вещества в кливажных зонах компенсируется его переотложением в микролитонах. В результате в породах формируется полный деформационно-химический парагенез и деформация протекает без объемных изменений даже в масштабах образца. Наличие в деформированном объеме сосуществующих структур сжатия (кливажных зон) и структур растяжения (пустот в "тенях давления" минеральных зерен) говорит о том, что при деформации пород на структурный результат работали как сжимающие, так и растягивающие напряжения, т.е. прочность таких пород на сжатие приблизительно равна их прочности на растяжение ($\Pi_c/\Pi_p \approx 1$).

В других случаях растворенный в кливажных зонах материал практически полностью удаляется из объема кливажированных пород и переоткладывается в породах, в которых кливаж не образуется. Деформация таких пород сопровождается формированием многочисленных трещин, в которых и кристаллизуется растворенный материал, образуя жилы. Часто такие жилы бывают сложены кварцем или кальцитом (наиболее распространенными и наиболее легко растворимыми компонентами пород) и характеризуются специфическим внутренним строением: наличием срединного шва, волокнистым строением минералов и т.п. Минеральный состав жил, их внутреннее строение, положение в пространстве, а также сопоставление с редкими жилами, наблюдаемыми в кливажированных породах, однозначно указывают на их парагенетическую связь с зонами кливажа, однако в данном случае разные



Рис. 3. Принципиальная схема изгиба слоев пород с разными прочностными характеристиками на сжатие (П_c) и растяжение (П_p).

 $A - \Pi_c/\Pi_p > 1, B - \Pi_c/\Pi_p = 1, B - \Pi_c/\Pi_p < 1. \Delta V$ - объемные изменения, ε - деформация, S - площадь.

члены единого деформационно-химического парагенеза оказываются разобщенными в пространстве: в одних породах наблюдаются только структуры растворения (кливажные зоны), а в других - только структуры переотложения растворенного вещества (минеральные жилы). Очевидно, что деформация пород, содержащих кливажные зоны, сопровождалась уменьшением объема, а деформация пород, содержащих жилы, - увеличением объема. Между этими породами в процессе деформации осуществлялся массообмен. Разобщенность в пространстве структур единого парагенеза говорит о том, что при единых условиях нагружения в одних породах на структурный результат работали сжимающие напряжения, а в других - растягивающие, т.е. в первом случае соотношение прочностей пород на сжатие и растяжение меньше единицы ($\Pi_c/\Pi_p < 1$), а во втором – больше единицы ($\Pi_c/\Pi_p > 1$).

Складки. Текстуры типа кливажа являются структурным выражением деформаций геологической среды, протекающих на уровне минеральных зерен. Однако, помимо зернового уровня, в земной коре выделяется уровень слоев. Наиболее характерными деформационными структурами уровня слоев являются складки продольного изгиба. Известно, что в формировании складок продольного изгиба выделяется ряд стадий, главной из которых является стадия изгиба. Собственно, этой стадией и определяется процесс складкообразования.

Изгиб – это неоднородная деформация, при которой отмечаются объемные эффекты даже чисто геометрически (на рис. 3, $S_1 > S_2$). Следовательно, без локальных объемных изменений внутри слоя остаточная деформация изгиба невозможна в принципе.

При изгибе слоя в замковой части формирующейся складки возникают области сжатия и растяжения, разделенные нейтральной осью, проходящей через середину слоя. Деформация на этой оси равна нулю и линейно нарастает к подошве и кровле слоя, где она максимальна и ее величина пропорциональна отношению мощности слоя к удвоенному радиусу кривизны изгиба ($\varepsilon = m/2R$). Согласно приведенной формуле, при изгибе слоя в складку с радиусом кривизны ≈5m деформация на его подошве и кровле составляет величину ≈10%. Если для анализа складок принять во внимание лишь результаты прочностных испытаний горных пород, неизбежен вывод, что слои, изогнутые в складки с радиусом кривизны меньше 5m, должны быть трещиноватыми в областях сжатия и растяжения, так как подавляющее большинство пород, испытанных при РТ-условиях коры, выдерживают максимум 10%-ую деформацию, после чего разрушаются. Такие складки действительно наблюдаются в природе, но столь же широко распространены складки с малыми радиусами кривизны, в замковых частях которых трещиноватости не отмечается. Этот факт лишний раз говорит о том, что в реальной геологической среде действуют механизмы пластичности, не отмечаемые при прочностных испытаниях пород, проводимых с обычными скоростями нагружения.

Возвращаясь к модели изгиба слоя, следует заметить, что остаточная деформация слоя в соответствии с такой моделью может реализоваться лишь в случае, когда прочности материала на сжатие и растяжение близки, т.е. $\Pi_c/\Pi_p \approx 1$. В этом случае изгиб осуществляется следующим образом. В зоне растяжения элементы слоя (минеральные зерна или микролитоны, если слой до изгиба был кливажированным) несколько отодвигаются один от другого, при этом несколько

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 1998

7*

возрастает пористость, формируется микротрещиноватость и т.п. В зоне сжатия, напротив, структурные элементы давят один на другой, растворяются в местах давления, при этом их центры сближаются, а растворенный материал переносится в зоны растяжения и переоткладывается в формирующихся пустотах. В результате такого массообмена сохраняется баланс вещества и деформация изгиба протекает без изменений объема слоя в целом, хотя в отдельных его частях объем изменяется.

Иные ситуации могут возникать, когда изгибаются слои, состоящие из материала с различными прочностными характеристиками на сжатие и растяжение: случай с $\Pi_c/\Pi_p > 1$ и $\Pi_c/\Pi_p < 1$. В первом случае ($\Pi_c/\Pi_p > 1$) деформация растяжения оказывается не скомпенсированной деформацией сжатия (см. рис. 3, А1). Изгиб осуществляется следующим образом: на внешней поверхности слоя зарождаются клиновидные трещины растяжения, острыми концами ориентированные к центру окружности, описывающей изгиб. По мере изгибания слоя трещины расширяются и прорастают к центру окружности, постепенно рассекая весь слой. При увеличении длины трещин нейтральная линия от средины слоя смещается к его внутренней поверхности до тех пор, пока не совпадет с последней, тогда весь слой оказывается в зоне растяжения. Структурным результатом такой деформации являются изогнутые слои, рассеченные клиновидными трещинами, часто заполненными жильным материалом. Изгиб протекает с увеличением объема слоя, а формирующиеся складки имеют относительно большой радиус кривизны.

Во втором случае ($\Pi_c/\Pi_p < 1$) деформация сжатия оказывается не скомпенсированной деформацией растяжения (см. рис. 3, ВЗ). Изгиб начинается с зарождения на внутренней поверхности слоя одной или нескольких зон растворения, которые, по мере изгибания, расширяются и продвигаются к внешней поверхности изгибающегося слоя. При продвижении зон растворения в глубь слоя нейтральная ось смещается от середины к внешней поверхности слоя, пока не совпадет с ней, тогда весь слой оказывается в зоне сжатия. Структурным результатом такой деформации являются изогнутые слои, рассеченные кливажными швами, в которых сконцентрирован нерастворимый материал. Изгиб протекает с уменьшением объема слоя, а формирующиеся складки имеют малый радиус кривизны.

Из анализа формирования складок явствует, что изгиб осуществляется за счет неоднородной деформации, происходящей внутри слоя, т.е. за счет деформации элементов уровня зерен. Поэтому структурная выраженность такой деформации зависит от соотношения размеров зерен и мощности изгибающегося слоя. Иначе говоря, от размеров складок. В мелких складках количество зерен, участвующих в деформации, гораздо меньшее, чем в крупных, поэтому структурный результат при изгибе маломощных слоев проявляется более отчетливо, более сконцентрированно, в то время как при изгибе мощных слоев деформация рассеивается по огромному количеству зерен и ее структурный результат становится менее выраженным. Однако детальное изучение складок с размерами от метров до десятков метров показывает, что многие из них формировались в соответствии с вышеприведенными схемами.

Помимо стадии изгиба, процессы растворения – переотложения проявляются и на других стадиях складкообразования, например, на стадии общего сплющивания, когда в замках складок образуются "седловидные" кварцевые или кальцитовые жилы, заполняющие пустоты отслаивания.

Разрывы. В геологии преобладают представления о разрывах как о поверхностях или зонах механического разрушения горных пород. Такие представления фигурируют в определении разрывов как зон нарушения сплошности геологической среды. Однако детальные исследования внутреннего строения разрывных зон обнаруживают их значительное морфологическое разнообразие. Наряду с разрывами, представленными зонами интенсивной трещиноватости и катаклаза, имеются разрывы, в строении которых не отмечается признаков механического разрушения пород даже на уровне минеральных зерен. Это, например, зоны интенсивного рассланцевания пород.

В связи со сказанным представляется более правильным определять тектонические разрывы как узкие протяженные зоны локализованной деформации. В существовании разрывов можно выделить две стадии: стадию зарождения зон локализованной деформации и стадию перемещения по этим зонам блоков горных пород [10]. В рамках обсуждаемой темы наибольший интерес представляет вторая стадия, так как при перемещениях блоков по разрывам породы, находящиеся внутри разрывных зон, испытывают значительные деформации, в процессе которых происходят неоднократные структурные перестройки, сопровождаемые объемными эффектами.

Для анализа процессов структурообразования, происходящих в разрывных зонах при сдвиговых (в механическом понимании) перемещениях блоков, можно воспользоваться схемой напряженного состояния чистого сдвига, осуществляемого касательными напряжениями (рис. 4). Для простоты представлен случай плоского напряженного состояния. Если к противоположным краям тонкой прямоугольной пластинки прикладываются силы, параллельные краям и направленные в противоположные стороны (условие, необходимое для деформации сдвигания), для предотвращения ее



Рис. 4. Принципиальная схема процессов структурообразования в породах с разными прочностными характеристиками на сжатие (Π_c) и растяжение (Π_p) при деформации сдвигания: $A - \Pi_c / \Pi_p < 1$, $B - \Pi_c / \Pi_p < 1$. Верхний рисунок – схема напряженного состояния чистого сдвига, осуществляемого касательными напряжениями а, б, в – структурные перестройки при прогрессирующей деформации; ΔV – объемные изменения; τ – касательные напряжения, σ – нормальные напряжения.

поворота эти силы следует уравновесить другой парой сил, приложенных к двум другим краям пластинки. Очевидно, что главные оси напряжений в этом случае ориентированы параллельно диагоналям пластинки, если она квадратная. Параллельно одной диагонали располагаются площадки с максимальными сжимающими напряжениями, а параллельно другой – максимальными растягивающими. В данном случае главные напряжения равнозначны в том смысле, что они не приложены к системе извне, а являются производными иного типа нагружения – производными сдвига.

Основываясь на результатах механических испытаний, можно предположить, что при относительно быстрых скоростях нагружения, соизмеримых со скоростями в экспериментах, деформация сопровождается разрушением пород и положительной дилатансией. В тех же случаях, когда скорость нагружения мала (криповые смещения блоков), механизмы деформаций зависят от свойств пород, выражающихся через соотношения их прочностей на сжатие и растяжение. В породах, богатых растворимыми компонентами и характеризующихся резко неоднородной зерновой структурой ($\Pi_c/\Pi_p < 1$), на структурный результат работают сжимающие напряжения, при этом формируются зоны растворения (кливажные зоны межзернового кливажа), ориентированные нормально к ориентировке максимальных сжимающих напряжений (см. рис. 4, Аа). В породах иного типа, в которых по той или иной причине кливаж не образуется ($\Pi_c/\Pi_p > 1$), на структурный результат работают растягивающие напряжения. В таких породах при медленном протекании деформаций происходит приоткрывание трещин, ориентированных, в основном, нормально к ориентировке максимальных растягивающих напряжений (см. рис. 4, Ва). Ориентировка трещин отличается от ориентировки зон кливажа на угол $\approx 90^{\circ}$. По мере приоткрывания в трещинах кристаллизуется материал, переносимый флюидом из пород, в которых формируется кливаж. Таким образом, между породами с различными соотношениями прочностей на сжатие и растяжение осуществляется массообмен, а их деформация сопровождается объемными эффектами разного знака.

В породах, в которых прочностные характеристики на сжатие и растяжение приблизительно равны ($\Pi_c/\Pi_p \approx 1$), на структурный результат могут работать одновременно сжимающие и растягивающие напряжения. В таких породах формируется парагенез структур сжатия и растяжения, например, субперпендикулярно расположенные кливажные зоны и трещины растяжения (см. рис. 4, Ба), при этом деформация протекает без объемных изменений.

Отмеченные выше различные структуры формируются внутри зон локализованной деформации сдвигания при относительно небольшом перемещении блоков, фактически на стадии зарождения разрывных зон. При прогрессирующем перемещении блоков по разрывам эти структуры испытывают различные перестройки.

В породах с ранее образованным межзерновым кливажем при прогрессирующей деформации происходит поворот микролитонов с их скольжением по зонам кливажа, в результате чего простирание текстуры пород внутри разрыва стремится к простираннию самой зоны разрыва (см. рис. 4, *A*б). Деформация сопровождается дальнейшим растворением легко растворимых компонентов пород и выносом растворенного вещества из зоны разрыва. Конечным результатом такой деформации является практически полный вынос из зоны разрыва растворимых компонентов пород, а сама разрывная зона представляет собой зону интенсивно рассланцованных пород (филлонитов), плоскости рассланцевания которых практически совпадают с простиранием разрыва. По разрывам такого типа блоки пород имеют возможность легко перемещаться один относительно другого. Специальные исследования объемных эффектов показывают, что при деформации, приводящей к формированию таких разрывов, отмечается значительное (до 70%) уменьшение объема [36].

Иные типы структурных перестроек отмечаются в породах, в которых на ранних стадиях разрывообразования сформировалась "жильная полосчатость". При прогрессирующей деформации сдвигания полосчатость сминается в мелкие асимметричные складки (см. рис. 4, Вб), по длинным крыльям которых развиваются структуры растворения типа кливажных зон кливажа плойчатости [15, 28, 29]. Эти зоны разделяют породы на литоны, внутри которых заключены складки. Таким образом, на этой стадии разрывообразования внутри разрывной зоны формируется муллионная структура типа макрокливажа плойчатости, ориентировка которой отличается от ориентировки предшествующей полосчатости на угол ≈90°. Дальнейшая деформация реализуется путем поворота литонов со скольжением по кливажным зонам, что ведет к постепенному приближению ориентировки плоскостных зон макрокливажа к ориентировке самой зоны разрыва (см. рис. 4, Вв), при этом продолжается растворение и вынос вещества из кливажных зон, которые превращаются в дискретные зоны скольжения. При формировании таких зон появляется возможность облегченного перемещения блоков по разрыву.

Наконец, третий вариант: структурные перестройки при прогрессирующей деформации сдвигания в породах с приблизительно равными прочностными характеристиками на сжатие и растяжение ($\Pi_c/\Pi_p \approx 1$). Создание в таких породах на ранних стадиях деформирования двух взаимно перпендикулярных структур сжатия и растяжения предопределяет их дальнейшую деформацию путем катаклаза (см. рис. 4, *Б*б). Катаклаз сопровождается генерированием поровой и трещинной пустотности, т.е. увеличением объема. В пустотах кристаллизуется вещество, выносимое из зон растворения.

При образовании внутри зоны разрыва катаклазитов резко изменяется структура вещества. Структура катаклазитов принципиально не отличается от структуры обломочных пород, являющихся наиболее благоприятными для формирования межзернового кливажа. В реальных зонах разрывов нередко отмечается развитие в катаклазированных породах структур растворения типа межзернового кливажа (см. рис. 4, Бв). Дальнейшее развитие прогрессирующей деформации в таких породах происходит по схеме, аналогичной формированию разрывов в породах с $\Pi_c/\Pi_p < 1$. С момента образования по катаклазитам межзернового кливажа и его дальнейшей перестройки деформация сопровождается отрицательными объемными эффектами, т.е. уменьшением объема деформируемого вещества.

Все структуры, схематически изображенные на рис. 4, отражают внутреннее строение реальных разрывных зон, наблюдаемых в природе. Генетическая интерпретация этих структур говорит о том, что при медленно протекающей локализованной деформации сдвигания как ход, так и результат деформации в значительной степени определяются приспособительной реакцией среды на внешнее воздействие, реализуемой ее структурными перестройками. Проведенный анализ показывает, что структурные перестройки имеют вполне определенную направленность, обусловленную стремлением ослабить действие внешних сил путем увеличения подвижности блоков по разрывам [13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным объектом изучения тектонических деформаций являются деформационные структурные формы и их закономерные, устойчиво повторяющиеся сочетания – парагенезы деформационных структурных форм (структурные парагенезы), наблюдаемые в обнажениях и фиксируемые на разномасштабных структурно-геологических и тектонических картах. Природные структурные парагенезы формировались длительное время, и к их познанию нельзя привлечь современные процессы, однако решению генетических вопросов структурообразования во многом способствуют лабораторные экспериментальные исследования, а также приложение принципов механики к интерпретациям наблюдающихся структур.

До недавнего времени основой изучения тектонических деформаций являлась классическая модель механики деформируемого твердого тела (механика сплошных сред). Однако детальные геологические и геофизические наблюдения последних лет позволили усомниться в правомерности применения классических представлений сплошности для решения многих тектогенетических задач, в том числе и механической интерпретации результатов испытаний горных пород, что стимулировало новые подходы к моделированию геологической среды [9, 13, 19, 21 и др.]. К числу новых механических моделей, появившихся в последнее время, относится и механика пористых и трещиноватых сред, каковыми являются горные породы [5].

В рамках механики пористых и трещиноватых сред удалось описать и объяснить многие явления, наблюдаемые в природе, в том числе эффекты дилатансии, связанные с образованием открыровых и трещинных систем. Но ограничение модельных представлений результатами кратковременных испытаний небольших образцов пород, содержащих лишь микронеоднородности (поры и трещины), не позволило включить в анализ такой важный деформационный механизм. как механизм растворения под давлением и связанные с ним объемные эффекты. Между тем следы действия этого механизма, запечатленные в природе в виде структур растворения и структур переотложения растворенного вещества, имеют столь же широкое распространение, как и трещиноватость, а сам механизм играет весьма важную роль в деформациях реальной геологической среды, в том числе в механизмах деформационного структурообразования [2, 3, 8, 14–16, 18, 21–24, 28–30, 35, 36]. Важная роль механизма растворения под давлением определяется тем обстоятельством, что для РТ-условий коры он, по существу, является единственным механизмом, приводящим к большим необратимым деформациям пород без их механического разрушения. Проявляясь в механизмах деформационного структурообразования разных уровней организации среды, он выполняет роль своеобразного демпфирующего фактора. Посредством процессов химического перераспределения вещества, сопровождаемых объемными эффектами, в нагружаемой геологической среде осуществляется релаксация напряжений, что снижает запас упругой энергии, поступающей в систему извне.

тых трещин и деформационной перестройкой по-

Растворение материала происходит в перегруженных участках, в зонах компрессии (в концентраторах сжимающих напряжений), т.е. в тех местах деформируемой среды, где материалу "тесно". Растворенный материал выносится в зоны декомпрессии, где в процессе деформации происходит медленное приоткрывание трещин и ослабленных зон с одновременной кристаллизацией в них растворенного вещества.

Возникновение концентраторов напряжений в неоднородной геологической среде контролируется ее структурой, а релаксация концентратов, осуществляемая посредством перераспределения вещества, ведет к структурной перестройке системы. В этой связи перестраивается и поле напряжений, а, следовательно, изменяются механизмы и масштабы массообмена. Выше было показано, что процессы растворения – переотложения могут определять деформацию разных уровней структурной организации и при синхронном действии этих процессов деформация протекает в режиме ползучести, что оправдывает второе название этого механизма - механизм компрессионной ползучести. Если по тем или иным причинам действие этого механизма оказывается заблокированным, т.е. прекращается его релаксационная работа, то даже при медленном нагружении неоднородной геологической среды напряжения в концентраторах быстро достигают предельных значений и происходит их разрушение.

Таким образом, проведенный качественный анализ ситуации показывает, что деформационный механизм растворения под давлением имеет большое теоретическое и прикладное значение. Этот механизм сопровождается объемными изменениями, что должно учитываться при построении моделей тектогенеза. Кроме того, с его участием осуществляются процессы структурообразования в земной коре, поэтому учет этого механизма необходим при проведении структурного парагенетического анализа деформированных объемов реальной геологической среды. Однако, помимо теоретического и прикладного, этот механизм имеет большое практическое значение. Дело в том, что в зависимости от геохимической обстановки, наряду с такими породообразующими минералами, как кварц и кальцит, растворимыми (либо инертными) могут оказываться и некоторые рудообразующие компоненты, рассеянные в деформируемой среде. Переоткладываясь в жилах (или оставаясь в рестите), такие компоненты могут образовывать аномальные концентрации. Конкретные примеры деформационного перераспределения рудного вещества в природе можно найти в работе [3]. Таким образом, посредством механизма растворения под давлением в деформируемой геологической среде работает своего рода "естественная обогатительная фабрика", создающая месторождения некоторых типов полезных ископаемых.

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№ 94-05-17059а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.
- 2. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144с.
- Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Часть II. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 121–172.
- Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Механика деформируемого твердого тела. М.: ВИНИТИ, 1983. С. 149–230.
- 5. Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232с.
- Николаевский В.Н. Дилатансионная реология литосферы и волны тектонических напряжений // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 51–68.

- 7. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16–28.
- Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167с.
- 9. Пономарев В.С. Структуры самопроизвольного разрушения в горных породах // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 117–136.
- Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Часть II. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
- Рейнер М. Деформация и течение. Введение в реологию. М.: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горнотопливной лит., 1963. 381с.
- 12. Реология. Теория и приложения / Под ред. Ф. Эйриха. М.: Изд-во иностранной лит., 1962. 824с.
- Родионов В.Н., Сизов И.А., Кочарян Г.Г. О моделировании природных объектов в геомеханике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 14–19.
- 14. Сальников Д.И., Траскин В.Ю. Основные представления физико-химической геомеханики // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 33–83.
- Талицкий В.Г. Кливаж плойчатости в метаморфических породах Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1983. № 5. С. 34–39.
- 16. Талицкий В.Г. Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1989. № 1. С. 19–27.
- 17. Талицкий В.Г. Модель структурообразования в неоднородной геологической среде // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1991. № 1. С. 27–33.
- Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1994. № 4. С. 65–72.
- 19. Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78-84.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А. Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника. 1988. № 5. С. 15–24.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61–70.
- 22. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 437с.
- 23. *Ярошевский В*. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245с.
- 24. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin, Heidelberg, New York, 1982. 561p.
- Brace W.F. Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes // Tectonophisics. 1972. V. 14. № 3/4. P. 189-200.
- Byerlee J.D. Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 4741-4150.

- Cazagrande A. Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills // J. Boston Soc. Civil Eng. 1936. P. 257-276.
- 28. Cosgrove J.W. The formation of crenulation cleavage // J. Geol. Soc. 1976. V. 132. № 2. P. 155–178.
- 29. Gray D.R. Cleavages in deformed psammitic rocks from Southeastern Australia: their nature and origin // Bull. Geol. Soc. Am. 1978. V. 89. № 4. P. 577-590.
- Gray D.R., Durney D.W. Crenulation cleavage differentiation: implications of solution-deposition processes // J. Struct. Geol. 1979. V. 1. № 1. P. 73-80.
- Mogi K. Rocs fracture and earthquake prediction // J. Soc. Mater. Sci. 1974. Vol. 23. P. 320–331.
- Orowan E. The mechanism of seismic faulting // Geol. Soc. Amer. Mem. 1960. Vol. 79. P. 232-247.

- Powell C.McA. A morphological classification of rock cleavage // Tectonophisics. 1979. V. 58. № 1/2. P. 21– 34.
- Reynolds O. On the dilatancy of media composed of rigid particles in contact // Phil. Mag. 1885. Ser. 5. V. 20. № 127. P. 469-481.
- 35. Rutter E.H. The kinetics of rock deformation by pressure solution // Phil. Trans. R. Soc. London. 1976. Ser. A. Vol. 283. P. 203-213.
- 36. Srivastava H.B., Hudleston P., Earley III D. Strain and possible volume loss in a high-grade ductile shear zone // J. Struct. Geol. 1995. V. 17. № 9. P. 1217-1232.

Рецензенты: В.Н. Шолпо, А.В. Лукьянов

Some Mechanisms and Results of Dilatational Strain in Heterogeneous Media

V. G. Talitskii

Moscow State University, Moscow, 119899 Russia

According to mechanical bench tests, rock deformations in the crust are accompanied by dilatancy related to development and rearrangement of pore and fracture systems. However, field investigations indicate that some other volume effects, in addition to those mentioned above, naturally take place in response to the mechanism of deformation by pressure solution. Such effects accompany the development of rock fabrics, folds, and fractures. Some types of mineral deposits arise in response to these effects. The most expedient way to study the mechanism of deformation by pressure solution and the associated volume effects is to invoke the model of heterogeneous, hierarchical geologic medium.

— ДИСКУССИИ ——

от редакции

В журнале "Геотектоника", № 1 за 1995 г. напечатана статья Ю.М. Пущаровского – "О трех парадигмах в геологии", в которой, наряду с критикой ряда теоретических позиций тектоники литосферных плит, обсуждались такие проблемы, как глубинная структура мантии Земли и нелинейные геодинамические процессы в геосферах. Статья вызвала творческую дискуссию (см. Публикации в № 6 "Геотектоники" за 1996 г.).

Ниже печатается статья А.И. Суворова, продолжающая дискуссию.

УДК 551.24.01

К ВОПРОСУ О ПАРАДИГМАХ В ГЕОТЕКТОНИКЕ

© 1998 г. А. И. Суворов

Геологический институт РАН, Москва

"Научная игра в принципе не имеет конца. Тот, кто когда-либо решит, что научные высказывания не нуждаются более в проверке и могут рассматриваться как окончательно верифицированные, выбывает из игры" [4. С. 78].

В статье проанализированы основные парадигмы в истории геотектоники, критически рассмотрены их достоинства и недостатки, а также пути и подходы к созданию новых парадигм обозримого будущего.

В шестом номере журнала "Геотектоника" за 1996 г. были опубликованы несколько статей [7, 15, 17], в которых высказана неудовлетворенность существующими теоретическими концепциями. Этому предшествовала серия других публикаций такого же плана в нашей стране и за рубежом, где критиковалась господствующая ныне тектоника литосферных плит и содержались призывы начать разработку новой подлинно глобальной геодинамической модели Земли, новой парадигмы. Подходы и мнения в целом оказались довольно различными, что побудило автора высказать и свою точку зрения на этот интересный и очень непростой вопрос.

НЕМНОГО ИСТОРИИ

На протяжении всей истории геологии и геотектоники исследователи пытались разрабатывать теоретические модели происхождения, строения и развития структуры Земли или отдельных ее частей. Модели строились на примате эндогенных или экзогенных процессов, глобальных напряжений сжатия или растяжения, вертикальных или горизонтальных движений и т.д. Однако эти разработки в своем большинстве носили преимущественно дедуктивный характер, не всегда подкреплялись достаточным фактическим материалом, страдали отсутствием необходимых методик исследований. Многие из них были названы научными гипотезами, некоторые же, наиболее популярные, существовавшие многие десятилетия, получили статус теорий. По мере роста геологических знаний гипотезы систематически появлялись, совершенствовались и отмирали.

Выдающиеся отечественные геологи недавнего прошлого (В.А. Обручев, Н.С. Шатский, В.В. Белоусов, Ю.А. Косыгин и др.) неоднократно обращались к анализу гипотез, считая их появление и отмирание признаком роста теоретической мысли. Н.С. Шатский [16] выявил историческую повторяемость гипотез, когда некоторые из них после периода почти полного забвения возрождались с новым фактическим обоснованием, новым пониманием и новыми задачами. Противоборствующие же гипотезы, по его выражению, гипотезы-антагонисты, такие, как нептунизм и плутонизм, катастрофизм и теория развития (сюда же добавим фиксизм и мобилизм), он считал основными "двигателями науки", имея в виду их творческое соревновательное взаимодействие [16, с. 33].
В конце 60-х и в 70-е годы науковедами вводится новое понятие – "парадигма", впервые внедренное в обиход известным американским ученым Т. Куном и подхваченное многими геологами. Это слово происходит от греческого "парадейгма" со смысловым значением "образец", "пример", "норма".

Т. Кун под парадигмами подразумевал "признанные всеми научные достижения, которые в течение определенного времени дают научному сообществу модель постановки проблем и их решений" [2, с. 11]. Исследования же, "прочно опирающиеся на одно или несколько прошлых достижений..., которые в течение некоторого времени признаются определенным научным сообществом как основа для дальнейшей практической деятельности" [2, с. 28], составляют, по Т. Куну, "нормальную науку", а "ученые, научная деятельность которых строится на основе одинаковых парадигм, опираются на одни и те же правила и стандарты научной практики" [2, с. 29]. Другими словами, "парадигмы – наборы предписаний для научной группы" [2, с. 236].

Анализируя развитие "нормальной науки", Т. Кун определил условия возникновения парадигм, их расцвет, кризисные состояния и последовательные переходы от одной парадигмы к другой "через революции".

Представления Т. Куна, воспринятые многими с одобрением и интересом, были отмечены также и серьезной критикой со стороны ряда философов (К.Р. Поппер и др.). В послесловии к книге Т. Куна [2] С.Р. Микулинский и Л.А. Маркова, разбирая критические замечания, подчеркнули несколько претензий к его разработкам: Т. Кун фактически заменил понятие парадигмы понятием "дисциплинарная матрица", тем самым отдалив его от понятия теории и связав его с механической работой ученого; главное в его представлениях – не парадигма, а понятие научного сообщества с присущим ему конформизмом, когда решаются только проблемы, принятые сообществом с его разделением труда и механическим выполнением предрешенных функций, и это он называет нормальной наукой. "Для Куна, - пишут они, – прекращение споров и дискуссий означает переход к подлинной науке, для Поппера – наоборот" [2, с. 284], такой переход делает ученого догматиком, лишенным критического мышления.

В качестве главных геотектонических парадигм могут быть выделены следующие.

Одним из наиболее ярких достижений теоретической мысли многие считают тектонику литосферных плит, которая стала, "как говорят, новой парадигмой в науках о Земле" [1, с. 3] и "в настоящее время является единственной подлинно научной теорией, на которую следует опираться при проведении любых исследований в области наук о Земле. Возможность альтернативной теории или гипотезы практически исключена. Это отрадный факт" [1, с. 293].

В.Е. Хаин [14] перечислил научные революции в представлениях о геологии Земли за XIX и XX века – появление первой научной гипотезы "кратеров поднятия" и затем "учения о геосинклиналях и платформах"; замена гипотезы кратеров поднятия контракционной гипотезой, рождение гипотезы фиксизма и ее крушение; обоснование новой революционной парадигмы – тектоники литосферных плит. По его мнению [14, с. 43], тектоника плит – это первая "действительно научная теория в истории геологии".

Одновременно В.Е. Хаин высказал крайне дуалистические оценки этой "новой революционной парадигмы". С одной стороны [14, с. 43], она "не может претендовать на значение всеобъемлющей, подлинно глобальной модели развития Земли", поскольку она описывает процессы, происходящие лишь в верхних оболочках Земли, и, главным образом, начиная с позднего протерозоя, причем это описание чисто кинематическое, не раскрывающее существа действующих сил, не объясняющее ни внутриплитных деформаций, ни взаимодействия глубинных явлений конвекции и мантийных струй (плюмов). С другой стороны [15, с. 40], основные принципы "новой парадигмы тектоники плит" получили многократное подтверждение глубоководным бурением, сейсмической томографией, космической геодезией и т.д., и, как считает В.Е. Хаин, "тектоника плит "работает" практически безупречно лишь на глобальном уровне."

Защищая тезис об исключительности парадигмы тектоники плит, этой "первой действительно научной теории в истории геологии", В.Е. Хаин обошел почти полным молчанием лишь вскользь упомянутое им "учение о геосинклиналях и платформах", в адрес которого им было некогда высказано много одобрительных слов. Довольно негативно он [15] отнесся и к современной концепции тектонической расслоенности литосферы, которая, якобы, не может служить альтернативой тектоники плит. По его мнению, эта концепция не содержит никакого механизма движений и деформаций литосферы, не предусматривает никаких закономерностей их проявления. Вместе с тем незадолго до этого он, основываясь на данных ученых ГИНа, опубликовал статью [13] о новой геодинамической модели, где такой механизм им представлен в виде многослойного конвективного течения коровых и мантийных масс.

Тектоника литосферных плит и качестве современной парадигмы признается и Ю.М. Пущаровским, однако он еще в 1972 г. высказал мнение о ее несовершенстве. Позже он неоднократно приводил факты, которые не вписываются в тектонику плит и не объясняются ею. Так, он указал, например [5, с. 7], что "та астеносфера, с которой связывается движение плит, располагается на разных уровнях и имеет прерывистый характер", что изучение ортогональных к мировой рифтовой системе разломов обнаружило явления релаксации спрединга, не объяснимые с позиции плейттектоники, что демаркационные разломные зоны, разделяющие крупные области океанского дна с разной структурой и геодинамикой, "не согласуются с границами литосферных плит", что крупные плиты в парадигме тектоники плит "кажутся не более чем результатом искусственных построений, а отсюда и представление о субдукции... теряет опору", что, наконец, "океанская тектоника дает множество частных отклонений от законов тектоники литосферных плит". В итоге Ю.М. Пущаровский [6, с. 39] приходит к вполне обоснованному заключению, что "парадигма тектоники литосферных плит... не столь всеобъемлюща и совершенна, как считают ее ортодоксальные приверженцы", и соглашается с мнением некоторых японских авторов, которые эту доктрину "называют гипотезой, не перешедшей в форму научного закона" [8, с. 806]. Автор этой статьи рассмотрел основные положения и эволюцию тектоники плит и пришел к выводу, что она, "будучи первоначально глобальной..., в конце концов утратила это свое основное качество и сменилась множеством региональных гипотез" [10, с. 198] и что "мы являемся свидетелями и участниками крушения очередной гипотезы..." [8, с. 209].

В качестве второй парадигмы Ю.М. Пущаровский [5] назвал геосинклинальную теорию, просуществовавшую, как известно, более 100 лет. По его мнению, эта теория дала целостную картину тектонического строения и развития складчатых поясов и платформ, но не смогла разрешить кардинальные вопросы об основании геосинклиналей, о начальных этапах их развития, об океанской тектонике. Наконец, она не нашла места крупным горизонтальным перемещениям в земной коре и верхней мантии, т.е. отражала только фиксистское мировоззрение. Поэтому... "время смело геосинклинальную теорию как парадигму" [5, с. 5].

Но это, может быть, слишком резко и не совсем справедливо сказано. В геосинклинальную теорию были заложены и сохранили свою ценность по сей день многие основоположения геотектоники. Прежде всего был четко определен предмет исследования – геосинклинали и возникающие на их основе платформы. Установлены закономерности их длительного, повторяющегося в разных частях Земли развития. Разработаны теории складко- и разломообразования. Выявлены многие особенности седиментации, магматизма и вещественных преобразований литосферы. Наконец, созданы разнообразные методики многопланового изучения тектонических структур. По существу только в этих категориях континен. тальных структур впервые на Земле были доказаны крупноамплитудные, во многие десятки и сотни километров, горизонтальные перемещения земной коры в виде тектонических покровов, горизонтальных сдвигов и раздвигов, зон скучивания и т.д. И не вина геосинклинальной теории, что она не стала глобальной и всеобъемлющей. Будучи фактографической, она не могла не остановиться перед такими могучими преградами, как глубокий докембрий, глубины мирового океана и глубины земных недр. Это как раз те области, знание которых, несмотря на крупные достижения последних лет все еще отрывочны, не систематизированы, нередко противоречивы и могут быть основой лишь гипотез, но не строгих теорий, хотя иногда и утверждается, что такие теории есть.

ПОДХОДЫ К СОЗДАНИЮ НОВОЙ ПАРАДИГМЫ

Участники дискуссии о парадигмах пришли к одному мнению только в одном вопросе – новая парадигма должна быть действительно глобальной, т.е. охватывать все оболочки литосферы, мантии и земного ядра. Подходы же к ее созданию оказались принципиально различными. Остановимся на этом несколько более подробно.

В.Е. Хаин [14, 15] полностью принимает глобальную модель японских геологов С. Маруямы, М. Кумазавы, С. Каваками [18], которые подразделяют Землю на тектоносферу (кора и верхняя мантия), где господствует тектоника плит, нижнюю мантию с проявлениями плюмтектоники и разрастающееся железо-никелевое ядро (тектоника роста). В разрезе им дополнительно выделяется средняя мантия, а в тектоносфере – литосфера и астеносфера. Изучению, по соображениям В.Е. Хаина, подлежат: взаимокомпенсированные восходящие и нисходящие тепломассопотоки в каждой из геосфер, взаимодействие геосфер между собой, взаимодействие плюм- и плейттектоники, геодинамические процессы в исторической перспективе и неучтенные в японской модели многоуровенная периодичность и цикличность, а также влияние ротационного режима Земли. Главным в установках В.Е. Хаина является признание определяющей роли тектоники плит в динамике литосферы и астеносферы.

"Определяющая роль" плейттектоники в расшифровке строения океанского дна выше была показана в трактовке нескольких авторов. Здесь же мы рассмотрим эту роль применительно к тектонике континентальной коры на примере "Тектоники Азии" [11].

Как это ни парадоксально, все то немногое, что было выявлено в океанском дне, области вообще-то недостаточно обследованной, было с избытком перенесено на лучше известную тектоническую структуру континента в целях воссоздания его предыстории – разного размера и положения океанические бассейны, всевозможные вулканические и островные дуги, микроконтиненты, активные и пассивные окраины, "горячие точки", точки тройного сочленения, трансформные разломы, зоны спрединга и субдукции, в общем, весь комплекс орографических геоморфологических, просто географических, некоторых структурных, наконец, геодинамических форм и понятий, без какой-либо дифференциации, хотя многие из них в самом океанском дне, как известно, все еще являются предметом дискуссий.

Все эти формы былой океанической литосферы на континенте оказались, как утверждается, многократно перемещенными, иногда на тысячи километров, обесформленными фрагментами, создавшими зоны торошения, аккреционные призмы и многообразные группировки террейнов, рассмотренные в основном "в рамках современных координат".

Основным критерием восстановления океанических структур прошлого - бассейнов или островных дуг – является их вещественный состав. По вулканическим сериям смешанного состава намечаются, например, островные дуги: внешние, незрелые, примитивные - по толеитам, зрелые - по андезитовым сериям, причем осевые части дуг устанавливаются по эффузивам, туфам и вулкано-осадочным породам основного, среднего и кислого состава в сочетании с известняками и кремнисто-терригенными толщами, а склоновые - по туфогенным, кремнисто-туфогенным и кремнистым толщам. Вместе с тем хорошо известно, что подобные вулканические дуги по окраинам современного океана не всегда являются островными и не всякий вулканический пояс "островодужного состава" на континенте в пространстве дугообразен.

По офиолитам, представленным в обнажениях мелкими линейно вытянутыми линзами, воспроизводятся задуговые или междуговые бассейны или, скажем, "структуры типа Средиземного моря" (Кавказ, начиная с палеогена) или "Туркестанский океан (ордовик – средний карбон) с тихоокеанским типом строения". Пространственное же расширение всех этих зон до океанических размеров, равно как и последующее их стяжение до сутур, а также горизонтальные перемещения с одновременным вращением микроплит, островных дуг, террейнов и т.д., доказывается единственно по довольно противоречивым палеомагнитным данным. Выходы метабазальтов или комплексов базальто-карбонатного и базальтокремнисто-терригенного состава (находящиеся нередко в аллохтонном залегании), а также комплексы диабазовых даек связываются с межконтинентальным спредингом. Однако, как свидетельствует континентальная тектоника, последние могут образовываться и на поднятиях в условиях горизонтального сжатия, и по трещинам растяжения, оперяющим крупные сдвиговые зоны, наконец, в тылах надвиговых зон. Эклогиты и гранатовые амфиболиты, иногда содержащие глаукофан, приводятся в качестве доказательств допалеозойской субдукции, а гранитоидный магматизм внутриконтинентальных мезозойских орогенных поясов (например, Восточно-Азиатского) считается следствием субдукции. Ее же намечают и "надсубдукционные вулканические пояса".

Широко вошли в обиход термины: "островодужные фации" разного состава, "офиолиты спредингового типа", "энсиалические субдукционные магматиты", "энсиалические рифтогенные структуры", "энсиматический междуговой бассейн" и т.д. Однако известны факты, когда характер проявления магматической зональности может быть сходным в разных геодинамических обстановках. Морфотектонические же термины таковы, что не всегда можно понять, какие формы, какой природы они определяют и в чем их отличия. Например, террейнами, субтеррейнами, супертеррейнами, экзотическими террейнами могут быть и разнообразные блоки, и микроплиты, и фрагменты островных дуг, и микроконтиненты и т.д.

Таким образом, терминологический хаос, выпадение из анализа многих тектонических структур и их парагенезов в "океаническом прошлом" материков, преувеличенная роль вещественного состава и недовыявленных палеогеографических форм в геодинамической и структурной диагностике, утрата методики традиционных геодинамических реконструкций – вот результат механического переноса на плейттектонической основе слабо изученных океанских структур на континенты в целях выяснения их океанического прошлого. Переход "от плейттектоники к глобальной геодинамике" на основе плейттектонических воззрений, согласно призыву В.Е. Хаина [14], пока не осуществился и вряд ли осуществится в ближайшем будущем.

Второй подход к созданию новой глобальной парадигмы представляется более перспективным – он четко обозначает предмет исследования и предлагает новую более прогрессивную методику исследований. За основу принимается значительно более многослойная, чем в первом подходе, модель структуры Земли – тектоническая расслоенность литосферы [12], шесть сейсмотомографических геосфер в мантии [5], шесть рубежей глобального значения – граница Мохо, 410, 520, 660, 2889 и 5155 км и восемь промежуточных границ - 60, 80, 220 330, 710, 990, 1050 и 2640 км [8]. Подчеркнута латеральная неоднородность мантийных геосфер, выявленная по особенностям глубинных контуров, занимаемым площадям, по контрастности аномалий, степени их интенсивности и характеру сочетаний. Сделан вывод "о латеральной тектонической мобильности мантийных масс как внутри геосфер, так и на их границах... эти массы подвержены горизонтальным движениям, являющимся общим свойством коры и мантии" [8, с. 808-809]. Отсюда - неприятие упорядоченной глобальной конвекции в мантии и допущение энергетических импульсов (например, образование плюмов) не только от земного ядра, но и от более высоких геосфер [7, c. 3].

Данному выводу предшествовала фундаментальная публикация Ю.М. Пущаровского с соавторами [9] о каскадной многоярусной мантийной конвекции тепломассопотоков с ее нерегулярными и разномасштабными проявлениями на разных уровнях. Последствиями же, по мере дальнейшего возрастания числа доказанных автономных оболочек в нижней, средней и верхней мантии и в коре, может оказаться принципиальный пересмотр геодинамических представлений в сторону отказа не только от глобальной конвекции и плейттектоники, но и от плюмтектоники нижней мантии и признания в качестве главных множества автономных (послойных) геодинамических обстановок, обусловленных разными факторами и изменяющихся как в пространстве (по латерали и по вертикали), так и во времени.

Соответственно, привлекают внимание все соображения о нелинейной геодинамике [3], которая и представляет на новом этапе основной метод познания сложнейшей совокупной структуры Земли в целом. Отражением нелинейности геодинамических режимов Ю.М. Пущаровский [5] считает прихотливый тектонический план глобальных сегментов и их внутреннюю разнопорядковую асимметрию, неравномерное распределение глубинных энергетических потоков, чередование тектоно-магматических этапов, каждый со своей геологической обстановкой, наконец, саморазвитие крупных элементов литосферы. В унисон с ним В.Н. Шелпо основной механизм обмена веществом и эндогенной энергией между разными геосферами на всех этапах эволюции планеты видит в многоэтажной иерархически построенной адвекции, полагая, что тектоносфера, как и Земля в целом, - "сложная многокомпонентная система, развивающаяся и существующая вдали от состояния равновесия... в ней должны действовать законы неравновесной нелинейной термодинамики" [17, с. 34].

Рассмотренные два подхода к созданию новой парадигмы в геотектонике подняли такое количество нерешенных проблем и вопросов глобального уровня, которые не могут быть достоянием только одной парадигмы.

Намечается по меньшей мер пять независимых, но взаимосвязанных направлений глобального изучения Земли – вещественное, структурное, геоморфологическое, геокинематическое и геодинамическое. Отвечающие им процессы, являясь по своей природе автономными, в истории Земли могли неоднократно в разных сочетаниях перекрещиваться, оказывая влияние один на другой и каждый раз отражая смену линейных механизмов нелинейными.

Вещественный аспект охватывает совокупность всех процессов преобразования вещественного состава геосфер на всех уровнях. Наиболее реальным для познания в настоящее время является процесс формирования континентальной коры. Здесь снова придется вспомнить геосинклинали разного типа, если принять, что они возникают и развиваются на океанической коре и являются инструментом преобразования океанической коры в континентальную. В этом случае корни и начальные закономерности процесса можно будет найти не в глубоком докембрии с его трудно преодолимыми проблемами, а по окраинам некоторых континентов и дна Мирового океана и опираясь на метод актуализма. По всей вероятности, следует ожидать возрождения геосинклинальной парадигмы или, лучше сказать, геосинклинальной теории, больше всего отвечающей содержанию новой задачи.

В структурном направлении главным можно считать изучение тектонического строения отдельных геосфер, не только складчатых и разрывных нарушений и их парагенезов, что в глобальном масштабе еще далеко не выполнено, но особенно форм тектонической делимости, характер которой от оболочки к оболочке изменяется по многим параметрам (размерность, форма, структурный план, реология и т.д.), приобретая качественно новые облики с переходом от "хрупких" горизонтов к "пластичным", от вышележащих к нижележащим. И наводящие мысли здесь можно будет почерпнуть опираясь опять-таки на геосинклинальную теорию во всех ее вариантах.

Внешний облик планеты, рельеф и геоморфология ее поверхности уже с давних времен привлекали внимание. Э. Зюсс в своем "Лике Земли" разработал концепцию о несимметричном строении горных цепей, объясняя этот феномен тангенциальными напряжениями. Обращалось внимание (А. Гумбольдт, Э. Зюсс, А.П. Карпинский, И.В. Мушкетов и др.) также на "географические гомологии", т.е. сходство материков и отдельных горных хребтов в очертаниях, ориентировке и строении. Строились гипсографические кривые средних высот суши и глубины морей, приводившие к догадкам, что наиболее высокие и наиболее низкие участки земной поверхности отвечают разным частям земной коры (сиаль и сима). С тех пор глобальных обобщений такого плана практически не было, хотя всеми признается, что поверхность Земли является отражением конструктивно-деструктивного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Это направление – тоже один и подходов к созданию еще одной новой парадигмы будущего.

Геокинематическое направление, являющееся основным содержанием "тектоники литосферных плит", представляет одну из важнейших, если не самую важную, часть глобального тектонического анализа. Широко использованное в плейттектонике, оно тем не менее не получило должного развития. Во-первых, потому, что все движения плит оказались относительными, и со времен работы А. Дю Тойта 1937 г. "Наши блуждающие континенты" континенты так и остались блуждающими. Во-вторых, плейттектоника использовала только одну составляющую движений - горизонтальную, тогда как в действительности горизонтальные движения во всех процессах тесно взаимосвязаны с вертикальными. В-третьих, тысячекилометровые перемещения плит, намечаемые по данным палеомагнитных измерений, не нашли подтверждения в глобальных структурных реконструкциях.

Создание новых кинематических моделей стимулируется в настоящее время концепцией тектонической расслоенности литосферы. Она позволяет глубже понять механику движений, показать, где происходит скольжение, где течение, как трансформируются горизонтальные движения в вертикальные и, наоборот, вертикальные в горизонтальные, выявить характер общей деформации каждой из оболочек (увеличение или сокращение мощности, образование "шеек" и вздутий, разрывы и т.д.) и влияние этого на нижеи вышележащие оболочки. Наконец, новые послойные модели позволят на фактическом материале отказаться от моделей "сквозь оболочечной" глобальной конвекции и представить глобальные движения, особенно в верхних сферах, как закономерный результат, как сумму региональных и локальных движений разного типа.

Последнее из указанных направлений глобального изучения Земли – геодинамическое – представляется наиболее сложным. В качестве энергетических источников преобразования геосфер в разное время указывались: 1) сокращение радиуса Земли (за счет взаимодействия между силами тяжести и силами сцепления или дегазации Земли, полиморфизма и уплотнения ядра); 2) увеличение радиуса (за счет уменьшения "гравитационной постоянной" Вселенной или расширения мантии); 3) внутренние конвекционные токи субстрата (из-за неравенства температур на одинаковых уровнях или из-за физико-химических преобразований, ведущих к увеличению или уменьшению объема); 4) ротационный фактор (изменение угловой скорости вращения Земли, перестройка фигуры Земли, приливы в твердых оболочках и т.д.) и многое другое.

В вещественных и структурных преобразованиях Земли и отдельных ее частей отчетливо просматривается, таким образом, действие многих сил, и именно сумма этих последних является действительной причиной тектогенеза. Попытки дифференцированного подхода к этой суммарно действующей причине пока привели лишь к созданию многочисленных геодинамических гипотез. И ни одну из них нельзя признать парадигмой – они еще долго будут оставаться на уровне противоречивых соперничающих гипотез.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из всего изложенного следует, что подходы к новой парадигме (или, лучше сказать, парадигмам) могут быть очень многообразными и совсем не случайно авторы отнесли к такой категории принципиально отличающиеся между собой обобщения прошлого (например, геосинклинальную теорию и континентальный дрейф по А. Вегенеру).

Сам термин "парадигма" тоже понимается поразному. Разработчики плейттектоники понимают его в революционном смысле Т. Куна, считая, что геотектоническая теория после ряда научных революций обрела, наконец, свое единственное, неповторимое лицо в виде плейттектоники и научное сообщество должно только ею и заниматься. А если к ней добавить еще и плюмтектонику нижней мантии, она станет действительно новой глобальной парадигмой. Другая группа ученых, придерживающихся метода нелинейной геодинамики и большего разнообразия возможных оболочечных и геосферных геодинамических моделей, употребляет термин в "греческом" смысле как "образцовую" теорию.

Неясности возникли и в понимании самого термина "глобальность". По В.Е. Хаину, "глобальная тектоника" только тогда становится глобальной, когда она охватывает все геосферы Земли, включая ядро. Однако известны структурные ансамбли, которые распространены по всей Земле, например, регматическая сеть, которая не перестала быть глобальной от того, что она охватывает только литосферу. Сам В.Е. Хаин указал, что плейттектоника, проявляясь только в литосфере и астеносфере, безупречно "работает лишь на глобальном уровне". Многослойная (каскадная) модель Земли также не исключает глобального распространения множества известных геологических явлений, ограниченных пределами отдельных оболочек. Заметим, однако, что ни одна из оболочек и геосфер в глобальном масштабе пока еще не изучены. Поэтому призыв к "новой подлинно глобальной геодинамике" в понимании В.Е. Хаина кажется, по меньшей мере, преждевременным.

Возвращаясь к дискуссии о парадигмах в геотектонике, необходимо отметить следующее: геотектоника, как никакая другая наука, может быть, больше, чем физика, которую представляет Т. Кун, нуждается в "образцовости" – достаточности фактических обоснований, логичности и непротиворечивости построений; но как естественная наука она не приемлет жестких организационных рамок однонаправленного исследования, не допускающих свободы творческого поиска даже на какое-то время, как это требует парадигма, по Т. Куну. Ввиду этого использование термина "парадигма" должно быть крайне осторожным, с необходимыми пояснениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
- 2. Кун Т. Структура научных революций. М.: Прогресс, 1977. 300 с.
- 3. Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. 191 с.
- 4. Поппер К.Р. Логика и рост научного знания. М.: Прогресс, 1983. 606 с.
- 5. Пущаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4-11.

- 6. Пущаровский Ю.М. Парадигмы в геологии // Природа. 1995. № 1. С. 33-42.
- 7. Пущаровский Ю.М. Поиск в тектонике продолжается // Геотектоника. 1996. № 6. С. 43.
- Пущаровский Ю.М. Сейсмотомография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН, 1996. Т. 351. № 6. С. 806–809.
- 9. Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
- Суворов А.И. История мобилизма в геотектонике. М.: Наука, 1994. 224 с.
- Тектоника Азии: Программа и тезисы совещания. М.: ГЕОС, 1997. 272 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 294 с.
- 13. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинноглобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437–1440.
- 14. Хаин В.Е. От тектоники плит к глобальной геодинамике // Природа. 1995. № 1. С. 42–51.
- 15. Хаин В.Е. Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника. 1996. № 6. С. 38-42.
- Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 4. История и методология геологической науки. М.: Наука, 1965. 398 с.
- 17. Шолпо В.Н. Размышления о нелинейной геодинамике // Геотектоника. 1996. № 6. С. 29–37.
- 18. The Journal of the Geological Society of Japan. 1994. Vol. 100. № 1. C. 1-3, 81-102.

Рецензент: В.Н. Шолпо

On Paradigms in Geotectonics

A. I. Suvorov

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

This paper analyzes the main paradigms in the history of geotectonics, considers critically their advantages and drawbacks as well as ways and approaches for constructing new paradigms in the near future.

Сдано в набор 28.11.97 г.		Подписано к печати 12.02.98 г. Формат бумаги 60 × 88 ¹		умаги 60 × 88 ¹ / ₈
Офсетная печать	Усл. печ. л. 16.0	Усл. кротт. 6.8 тыс.	Учизд . л. 14.8	Бум. л. 8.0
	Тира	ж 415 экз. Зак.	3229	

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ НАУЧНОЙ ПЕРИОДИКИ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

Подписка на академические журналы издательства "Наука" во II полугодии 1998 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России "Подписка-98" (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются Российской академией наук государственным академическим, библиотечным, вузовским, отраслевым научно-исследовательским организациям, их сотрудникам, докторантам и аспирантам. Обращаем Ваше внимание, что цена подписки на II полугодие 1998 года изменена по сравнению с подпиской на I полугодие.

Индивидуальные подписчики указанных организаций смогут оформить подписку по специальным ценам в редакциях соответствующих журналов либо непосредственно в Издательстве или его Санкт-Петербургском и Екатеринбургском отделениях по предъявлении служебного удостоверения. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу "Один специалист – одна подписка".

Коллективные подписчики для оформления своего заказа должны будут направить в Издательство "Наука" надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении Издательством полученных заявок оплата производится через отделения банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО "Агентство подписки и розницы" (АПР).

Специализирующиеся на комплектовании научных и вузовских библиотек академические организации (БАН, БЕН, ИНИОН, ГПНТБ СО РАН, а также ВИНИТИ и др.) могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в Издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, получившим право подписки по специальным ценам в предыдущем полугодии, достаточно будет при оформлении подписки во II полугодии 1998 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

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

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов Издательства "Наука", имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7 Москва, В-485 Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

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

"НАУКА" ◆◆◆◆ МАИК "НАУКА" ◆◆◆◆ "ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

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

Генетика Геология рудных месторождений Геотектоника Геозкология Государство и право Доклады академии наук

Журнал аналитической химии Журнал вычислительной математики и математической физики Журнал неорганической химии Журнал общей химии Журнал органической химни Журнал прикладной химии Журнал физической химии Журнал эволюционной биохимии и физиологии журнал эволюционной ойохимий и физиоло. Защита металлов Зоологический журнал Известия АН. Серия биологическая Известия АН. Серия литературы и языка Известия АН. Теория и системы управления Известия АН. Физика атмосферы и океана Кинетика и катализ Коллоидный журнал Координационная химия Космические исследования Кристаллография Лесоведение 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 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 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 Russian Forest Sciences 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 Izvestiva, 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 Human Physiology Human Journal of Ecology Russian Journal of Electrochemistry Russian Journal of Electrochemistry Russian Journal of Electrochemistry Physics of Atomic Nuclei

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

Laser Physics Pattern Recognition and Image Analysis