

ISSN 0016-853X

*Российская академия наук*

# ТЕОТЕКТОНИКА

6

НАУКА · 1992

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. Пушаровский  
Зам. главного редактора А. А. Моссаковский  
Ответственный секретарь В. С. Буртман  
М. Е. Артемьев, Э. Бонатти, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер,  
В. И. Коваленко, Р. Колман, Н. В. Короновский, К. Крук,  
Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев, А. В. Чекунов,  
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, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Роспечати» (№ 70228 в каталоге). Цена подписки на полгода 53 руб. 00 коп.

Editorial board

Yu. M. Pushcharovsky — Editor  
A. A. Mosskovsky — Coeditor  
V. S. Burtman — Secretary  
M. T. Artemyev, E. Bonatti, Ch. B. Borukaev, A. V. Chekunov,  
G. Coleman, K. A. W. Crook, A. L. Knipper, V. I. Kovalenko,  
N. V. Koronovsky, E. E. Milanovsky, V. D. Nalivkin, A. S. Perfilyev,  
V. N. Sholpo, A. L. Yanshin

«Geotectonics» 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 magnetism, etamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, informtinion on scientific life, scientific literature advertisements, cartographic materials and devices.

Postmaster: «Geotectonica» Geological Institute,  
7 Pyzhevsky, 109017, Moscow, Russia

Зав. редакцией М. Т. Шуплецова  
Научные редакторы Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин  
Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7  
Геологический институт РАН  
Телефон 230-81-77  
telex: 411848 GIN SU  
телетайп: 114092 ТЕТИС

*Тихерасов*

## СОДЕРЖАНИЕ

Ферштатер Г. Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм . . . . .	3
Хераскова Т. Н., Самыгин С. Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна . . . . .	18
Постельников Е. С., Муσειбов Н. И. Строеие фундамента байкалид юго-западной окраины Сибирской платформы . . . . .	37
Моисеенко В. Г., Нужнов С. В., Сорокин А. П. Структурная эволюция Верхнего Приамурья . . . . .	52
Пушаровский Ю. М., Разницын Ю. Н., Мазарович А. О., Сколотнев С. Г., Кепежинская П. К., Турко Н. Н., Пейве А. А., Дмитриев Д. А. Разломы Архангельского, Долдрамса и Вернадского в Центральной Атлантике: структура и вещественный состав пород . . . . .	63
Казьмин В. Г., Борисова И. А. О структурных связях континентальных и океанских рифтовых зон атлантического типа . . . . .	80
Григорьянц Б. В. Роль глинистых толщ в тектогенезе . . . . .	99
Указатель журнала «Геотектоника» за 1992 г. . . . .	111

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
**GEOTECTONICS**

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1992

**CONTENTS**

Fershtater G. B. Structural-formation zonation of the Urals and magmatism . . . . .	3
Kheraskova T. N., Samygin S. G. Tectonic setting of the Vendian-middle Cambrian terrigenous carbonate assemblage formation in East Sayan . . . . .	18
Postelnikov Ye. S., Museibov N. I. The Baikalides basement structure at the southwest border of the Siberian platform . . . . .	37
Moiseenko V. G., Nuzhnov S. V., Sorokin A. P. The Upper Preamurye structural evolution . . . .	52
Pushcharovsky Yu. M., Raznitsin Yu. N., Mazarovich A. O., Skolotnev S. G., Kepezhinskas P. K., Turko N. N., Peyve A. A., Dmitriev D. A. The Arkhangelsky, Doldrums and Vernadsky faults in Central Atlantics: structure and composition of rocks . . . . .	63
Kazmin V. G., Borisova I. A. Structural relations between continental and oceanic rift zones . . . .	80
Grigoriants B. V. The role of clay beds in tectogenesis . . . . .	99
The index of «Geotectonics» journal for 1992 . . . . .	111

Send orders and inquiries to American Geophysical Union 2000  
Florida Avenue, N. W. Washington, D. C. 200089 U. S. A.

Технический редактор *Л. В. Кожина*

---

Сдано в набор 07.09.92 Подписано к печати 10.11.92 Формат бумаги 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Офсетная печать Усл. печ. л. 9,1 Усл. кр.-отт. 9,6 тыс. Уч.-изд. л. 11,2 Бум. л. 3,5  
Тираж 1031 экз. Зак. 3233 Цена 2 р. 10 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

УДК 551.24(234.85)

© 1992 г. ФЕРШТАТЕР Г. Б.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ УРАЛА  
И МАГМАТИЗМ

На основе пространственного размещения магматитов разной генетической принадлежности и анализа геодинамического режима их формирования разработана новая схема тектономагматического районирования Среднего и Южного Урала, максимально учитывающая первичные особенности строения. В палеоокеанической части Урала выделено четыре крупных мегаблока, которые в свою очередь делятся на ряд зон: 1 — общеуральский шовный с корой океанического типа (шовная ультрафемическая зона, или зона Главного Уральского глубинного разлома); 2—3 — северо-западный Тагильско-Мурзинский и юго-восточный Магнитогорско-Челябинский с корой островодужно-континентального типа, каждый из которых состоит из трех однотипных зон — троговой фемической, переходной сиалофемической, палеоконтинентальной сиалической, и, наконец, 4 — зауральский, представляющий собой зону сопряжения Урала с Казахстаном.

Троговые фемические зоны мегаблоков с магматизмом островодужного типа были заложены соответственно в раннесилурийское и среднедевонское время. Палеоконтинентальная зона мегаблока 2 представлена преимущественно переработанным доуральским фундаментом, позднелазооидские палачиенные граниты в ней имеют отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,707$ . В блоке 3 кора была в основном сформирована в ходе развития самого Уральского подвижного пояса; она сложена продуктами разрушения островодужных пород и граниты в ней характеризуются низким первичным отношением изотопов стронция.

Fershtater G. B. Structural-formation zonation of the Urals and magmatism. *Geotectonics*. 1992. № 6. Based on the space distribution of genetically different magmatites and on the analysis of the geodynamic regime of their formation, a new scheme devoted to the tectono-magmatic zonation of the Middle and Southern Urals, which accounts to the most possible extent primary peculiarities of the structure. 4 large megablocks have been distinguished in the paleotectonic part of the Urals, which are subsequently subdivided into a number of zones: 1) the general Uralian joint megablock with crust of the oceanic type (the joint ultrafemic zone or the zone of the Main Uralian deep fault); 2, 3) the northwest Tagil-Murzinka and the southeast Magnitogorsk-Chelyabinsk megablock with the crust of the island arc-continent type, each consisting of three identical zones: trough femic, transitional sialo-femic and paleocontinental sialic zones; 4) the Trans-Uralian megablock which is a zone of convergence of the Urals with Kazakhstan.

The trough femic zones of Megablocks 2 and 3 characterized by the magmatism of the island arc type, generated in the early Silurian and middle Devonian respectively. The Megablock 2 paleocontinental zone is represented mostly by reworked pre-Uralian basement, and the late Paleozoic paligenic granites in it have the ratio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,707$ . The crust in Block 3 was mostly formed in the course of the evolution of the Uralian mobile belt itself; it is composed of products of destruction of the island arc rocks and its granites are characterized by low initial ratio of Sr isotopes.

Современное тектоническое строение Урала, в деталях разработанное И. Д. Соболевым [11] и позднее усовершенствованное большим коллективом уральских геологов [1, 2], отражает конечный результат разнообразных длительных и сложных процессов, которые в значительной мере стерли первичные черты. С учетом этих исследований, а также крупных обобщений последних лет [3—5, 16] в настоящей статье предлагается схема тектономагматического рай-

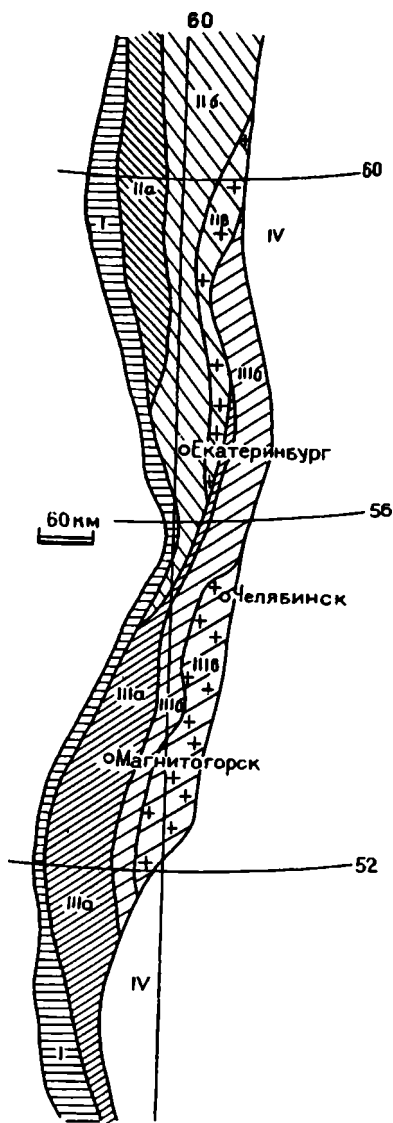


Рис. 1. Схема тектономагматического районирования Среднего и Южного Урала I—IV — мегаблоки; I — общеуральский шовный с корой океанического типа, II, III — Тагильско-Мурзинский (II) и Магнитогорско-Челябинский (III) с корой островодужно-континентального типа, состоящие из трех однотипных зон — троговой фемической (а), переходной сиалофемической (б), континентальной сиалической (в), IV — Зауральский

онирования Среднего и Южного Урала, основанная на особенностях магматизма, — в первую очередь самого информативного — гранитоидного. Такой подход позволяет в наибольшей мере учесть первичные особенности геологического строения.

Г. А. Смирновым с соавт. [9], исходя из палеогеографических построений, впервые была высказана мысль о продолжении Магнитогорской вулканогенной зоны не на север в Тагильскую зону, а на северо-восток — в восточную часть Урала. Позднее эта идея нашла подтверждение в тектонической карте Урала [4]. Нами было показано [13], что главный гранитный пояс Урала, точнее, область развития водных плутонических гранитов не является единой структурой. В нем выделяются две ветви: северо-западная Ильменогорско-Мурзинская и юго-восточная Суондукско-Челябинская, различающиеся составом вмещающих метаморфических пород и гранитов. Позднее была предпринята попытка разработать тектоническое районирование Урала на магматической формационной основе [14] и показана специфика вертикальных формационных рядов разных зон, подтверждающая их первичность [12].

Предлагаемая схема представляет собой следующий шаг в этом направлении. Согласно схеме (рис. 1), к западной палеоконтинентальной (миogeосинклинальной) части Урала примыкают четыре крупных мегаблока, которые в свою очередь делятся на ряд зон: общеуральский шовный с корой океанического типа (шовная ультрафемическая зона, или зона Главного Уральского глубинного разлома); северо-западный Тагильско-Мурзинский и юго-восточный Магнитогорско-Челябинский с корой островодужно-континентального типа, каждый из которых состоит из трех однотипных зон — троговой фемической, переходной сиалофемической и палеоконтинентальной сиалической; Зауральский, представляющий собой зону сопряжения Урала с Казахстаном.

По сравнению с предыдущими тектоническими схемами автор впервые выделяет северо-западный и юго-восточный мегаблоки, охватывающие большую часть Уральского подвижного пояса. Они и рассматриваются в данной работе более подробно.

Каждая из зон этих мегаблоков характеризуется, как следует из их названия, своим типом магматизма и свойственными этому типу вертикальными рядами магматических формаций [12]. Поэтому кратко остановимся на геолого-геохимической эволюции магматических пород в разных зонах.

В качестве индикаторных геохимических параметров магматической эволюции выбраны следующие: содержания  $K_2O$  (мас.%) и Sr (г/т), а также отношения

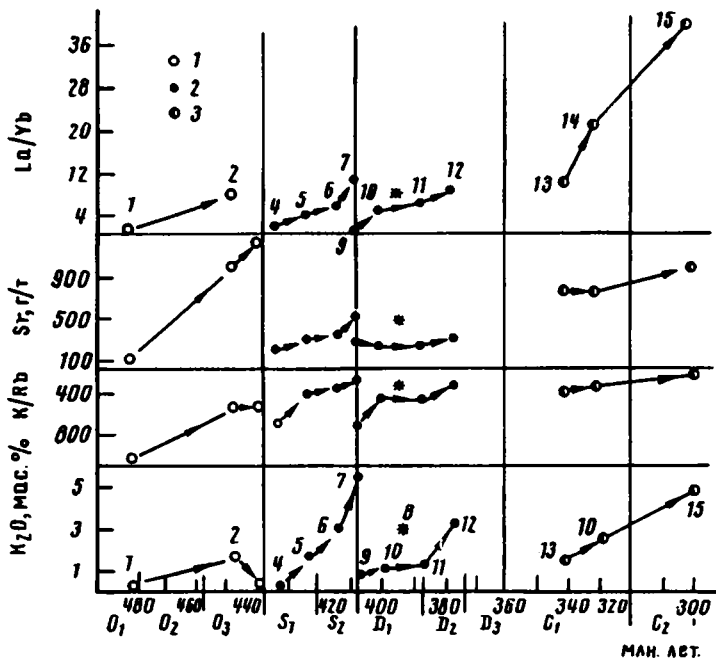


Рис. 2. Схема геохимической эволюции гранитоидного магматизма в шовном мегаблоке (серии 1—3), в троговой (серии 4—7) и переходной (9—15) зонах северо-западного мегаблока 1 — гранитоиды, ассоциированные с ультрамафит-мафитовыми комплексами; 2 — базальтоидные габбро-гранитоидные серии, 3 — андезитовидные орогенные гранитоиды. 1—15 — номера серий (пояснения в тексте)

K/Rb и La/Yb. Каждый из этих параметров заметно изменяется в ходе эволюции и значительно различен в разных магматических сериях и комплексах. Для того чтобы исключить влияние состава пород, значения перечисленных выше параметров отнесены к гранитоидам с содержанием кремнезема 65—68%, т. е. к гранодиоритам, и лишь в чисто гранитных водных плутонических сериях использованы граниты.

Гомодромный тип эволюции в вертикальном ряду магматических формаций, определяемый по гранодиоритам, включает рост концентраций  $K_2O$  и Sr, уменьшение K/Rb и рост La/Yb-отношений. Антидромный тип подразумевает противоположную тенденцию. Для возрастного ряда гранитных формаций гомодромный и антидромный типы эволюции по принятым параметрам различаются менее четко. В частности, изменение содержания  $K_2O$  для возрастного ряда калинатровых гранитов не всегда определяет направление эволюции, содержание стронция и отношение La/Yb в гомодромном возрастном ряду гранитов не увеличиваются, как для гранодиоритов, а уменьшаются.

И еще одно замечание относительно терминологии. Термин «орогенный гранитоидный магматизм» используется как собирательный для окраинно-континентального и собственно коллизионного и обозначает по сути магматизм континентального типа.

### ШОВНЫЙ УЛЬТРАФЕМИЧЕСКИЙ МЕГАБЛОК

Главным типом магматизма здесь является океанический офиолитовый в широком смысле этого слова, представленный парными магматическими комплексами [12]. Напомним, что парный комплекс состоит из двух ассоциаций: ранней гарцбургит (лерцолит)-габбро-базальтовой, фиксирующей спрединг, и поздней дунит-клинопироксенит-габбровой типа уральской платиноносной, которая формируется в условиях частичной стабилизации структуры.

Гранитоиды отмечаются в той и другой ассоциации парного комплекса и завершают их развитие. В ранней ассоциации они входят в габбро-плаггиогранитоидную серию, а в поздней — образуют анортозит (лейкодиорит)-гранитоидную серию [14]. Состав гранитоидов в указанных сериях различен. На рис. 2 для них приведены усредненные значения названных выше геохимических параметров (точки 1—3).

Наиболее древними породами являются плаггиогранитогайнейсы (точка 1), которые вместе с апогаббровыми амфиболитами входят в офиолиты раннего комплекса, вмещающие дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала. Гранитоиды, завершающие развитие платиноносной ассоциации, образуют две анортозит-гранитоидные серии: малокалиевую (точка 2) и бескалиевую (точка 3) [14], характеризующиеся антидромными эволюционными трендами. Более богаты калием разности формируются раньше бескалиевых, хотя сами серии построены строго гомодромно: от ранних членов к поздним возрастает не только содержание кремнезема, но и калия. Антидромность эволюционных трендов гранитоидов Платиноносного пояса Урала связана с деструктивным типом геологического развития, каковым является рифтогенез. Применительно к Платиноносному поясу Урала эта особенность гранитоидов подтверждает представления о формировании дунит-клинопироксенит-габбровых массивов в ходе квазиplatformного рифтогенеза, предшествовавшего раскрытию силурийской спрединговой зоны в Тагильском тропе [11, 13].

Рассмотренный вертикальный ряд гранитоидов ультрафемического мегаблока специфичен и в других зонах Урала не повторяется. Этот ряд — самый древний среди уралид. Время его образования ограничено ордовиком.

#### СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ МЕГАБЛОК

В *фемической троговой* Тагильской зоне магматизм представлен базальтоидными сериями силурийского возраста, которые как бы наращивают на восток ордовикский магматизм шовного палеоокеанического мегаблока. Наиболее ранние магматиты, фиксирующие собственно стадию интенсивного раздвига, в интрузивных фациях не известны и представлены примитивными базальтами океанического типа, которые выявлены Ю. С. Каретиным (устное сообщение) в виде узкой полосы в осевой части Тагильской зоны. Более поздние дифференцированные базальтовые, базальт-риолитовые и комагматичные им габбро-гранитоидные серии по особенностям вещественного состава близки к современным островодужным и отчетливо эволюционируют в процессе геологического развития [17], изменяя свой состав от практически бескалиевых известковых толеитовых разностей до калинатровых известково-щелочных, сменяясь на заключительной стадии базальт-трахитовыми и габбро-сиенитовыми сериями, сходными по вещественному составу с шшонитами островных дуг.

Таким образом, магматизм Тагильской зоны по составу эволюционирует от сходного с океаническим до серий, завершающих развитие островных дуг.

Нередко полный набор островодужных формаций фиксируется в одном массиве. На рис. 2 показана геохимическая эволюция такого полного вертикального формационного ряда в Тагильском массиве, где на площади 300 км<sup>2</sup> сконцентрированы все серии силурийского магматического цикла: габбро-плаггиогранитная (4), диорит-тронцемитовая (5), диорит-гранодиоритовая (6) и габбро-сиенитовая (7), каждая из которых имеет свои вулканические комагматы [14]. Такая ситуация, по-видимому, обусловлена стационарным центром длительной эндогенной активности, который функционировал все время существования Тагильской зоны. На разных стадиях эволюции здесь продуцировались соответствующие магматические серии. Подобная сложная история формирования свойственна не только Тагильскому, но и большинству других интрузивных массивов, просто она не везде выявлена.

Вертикальный ряд магматических формаций, зафиксированный в Тагильском массиве, по вещественному составу сходен с латеральным рядом вулканитов



островных дуг, в которых от океанической стороны к континентальной наблюдается смена толеитовых серий известково-щелочными и повышенной щелочности.

В конце силура — начале девона на территории современной Тагильской зоны устанавливается режим стабилизации, на фоне которого в результате тектономагматической активизации формируются базальт-андезитовые и комагматичные или габбро-гранитоидные серии. Геохимические параметры гранодиоритов из наиболее представительной ауэрбаховской габбро-диорит-гранодиоритовой серии [14] (см. рис. 2, точка 8) наглядно свидетельствуют о том, что породы этой серии не продолжают эволюционный ряд формаций островодужного типа, а представляют собой отдельный эпизод магматизма.

В *сиало-фемической переходной* зоне, примыкающей к Тагильской с востока, развит комбинированный вертикальный ряд, состоящий из базальтоидных дифференцированных формаций островодужного типа и надстраивающих их окраинно-континентальных андезитовидных формаций [8].

На рис. 2 отражены некоторые особенности эволюции магматизма в рассматриваемой зоне. Интрузивные базальтоидные серии здесь представлены поздне-силурийско(?)—раннедевонской габбро-диорит-плагиогранитной (точка 9), раннедевонской габбро-диорит-трондъсмитовой (10), раннедевонско-раннеэйфельской габбро-диорит-гранитной (11) и позднеэйфельско-живетской габбро-диорит-адмеллитовой (12).

Как и островодужные формации Тагильской зоны, названный временной ряд характеризуется гомодромным типом эволюции. Обладая общими чертами, эти два вертикальных формационных ряда имеют и различия. В переходной *сиало-фемической* зоне в отличие от Тагильской не известен инициальный базальтоидный вулканизм, отвечающий океаническому геодинамическому режиму, а вместо контрастной габбро-плагиогранитной серии здесь развита натровая (с несколько более высоким содержанием калия), но непрерывно дифференцированная габбро-диорит-плагиогранитная серия. Другие одноименные формации в *сиалофемической* зоне тоже отличаются повышенным содержанием калия и ассоциированных с ним элементов. По вещественному составу они приближаются к орогенным. Эти особенности базальтоидных серий связываются нами с ростом сиаличности земной коры.

Обращает на себя внимание, что в возрастном ряду доконтинентальных формаций ультрафемической, фемической и *сиалофемической* зон (см. рис. 2, точки 1—7, 9—12) каждая последующая формация занимает определенное положение по отношению к предыдущей, располагаясь к востоку от нее. Это означает, что развитие океанического и островодужного магматизма происходило в направлении с запада на восток и каждая последующая зона эндогенной активности причленилась с востока к зоне, уже прекратившей свое развитие в качестве островодужной структуры. Магматические проявления в последней, синхронные с прилегающей восточной зоной, по своему типу уже являются континентальными, как, например, упомянутая выше ауэрбаховская серия в Тагильской зоне.

Вещественные особенности магматических пород и обусловленная ими латеральная зональность свидетельствует о том, что блок с корой континентального типа, определявший зональность магматизма и изменение вещественных параметров магматических пород, все время — от ордовика до раннего карбона — располагался к востоку от области активного магматизма океанического и островодужного типа. В этом же восточном направлении на всех этапах развития в зонах северо-западного мегаблока возрастала мощность сиалической оболочки земной коры.

В раннем карбоне на сформированные в девоне вулканоинтрузивные сооружения накладывается магматизм окраинно-континентального типа, представленный визейской малокалусовой тоналит-гранодиоритовой (см. рис. 2, точка 13), серпуховской калинатровой гранодиоритовой (14) и среднекаменноугольной монцодиорит-гранитной (15) сериями. Эволюция состава пород всех названных серий

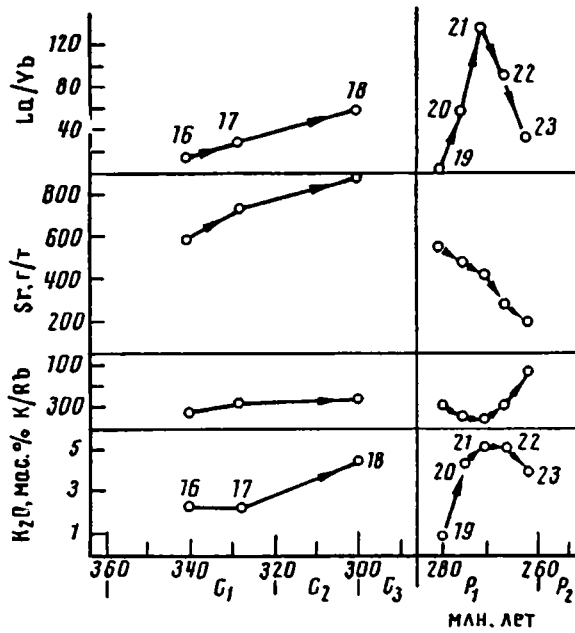


Рис. 3. Схема геохимической эволюции орогенного гранитоидного магматизма в палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока 16—23 — номера серий (пояснения в тексте)

строго отвечает гомодромному типу. В отличие от предшествующих островодужных окраинно-континентальные серии принадлежат к тоналит-гранодиоритовому формационному типу и являются производными не базальтовой, а андезитовой или латитовой магмы. Орогенный гранитоидный магматизм в рассматриваемой зоне ограничен этим формационным типом. Коллизионные плутонические гранитные комплексы здесь отсутствуют.

Предколлизионные гранитоидные формации — визейская, серпуховская и среднекаменноугольная — образуют отдельный магматический цикл, отражающий соответствующую тектоническую эволюцию. Тоналит-гранодиоритовая формация, наиболее глубинная по уровню становления, локализуется в фундаменте островодужной структуры в зоне типа Заварицкого — Беньюфа, гранодиоритовая — в разломных (рифтогенных) структурах на слабоконсолидированной коре, монцодиорит-гранитная — примерно в таких же условиях, но на более консолидированном основании.

Сиалическая палеоконтинентальная зона, которая в современной структуре Урала фиксируется как поднятие с развитой сиалической корой, — это область длительного и мощного орогенного гранитоидного магматизма. В отличие от предыдущей зоны базальтоидный магматизм здесь проявлен слабо, а орогенный ряд формаций представлен в полном виде и отличается от формационного ряда сиалофемической зоны широким развитием коллизионных водных плутонических гранитов, надстраивающих андезитовидные тоналит-гранодиоритовые, гранодиоритовые и монцодиорит-гранитные серии.

В крупных ареалах гранитоидного магматизма сосредоточен весь формационный ряд (от ранних серий до поздних): тоналит-гранодиоритовые серии с растущим в ходе эволюции содержанием калия и сопутствующих элементов, затем монцодиорит-гранитные серии, сменяющиеся водными плутоническими гранитами, после которых в отдельных случаях образуются массивы маловодной адамеллит-гранитной формации [13].

Среди метаморфических пород, слагающих рассматриваемый палеоконтинентальный блок, местами удается выявить ортокомплексы орогенного типа [12,

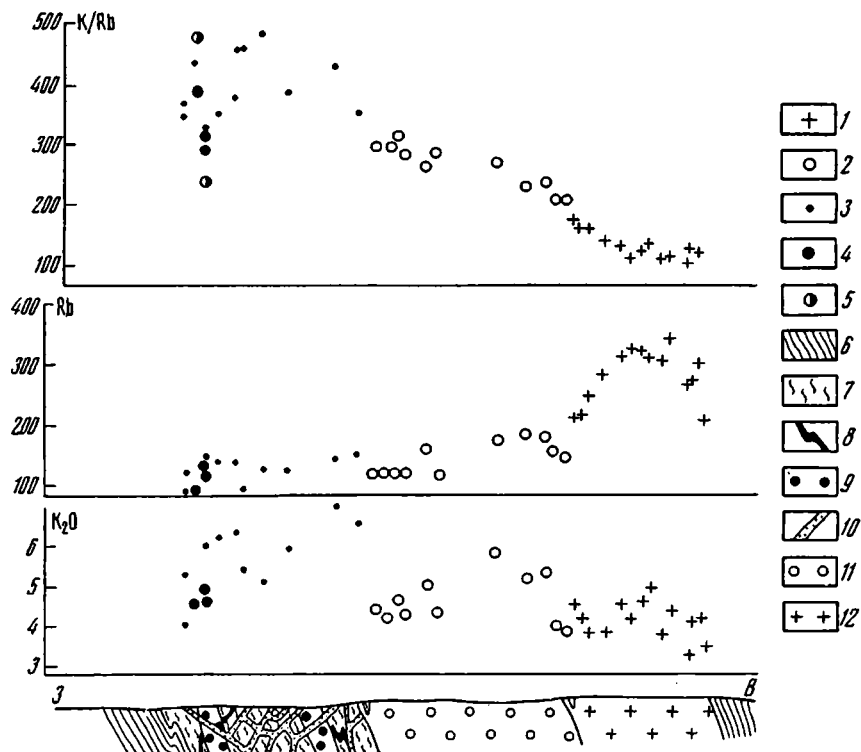


Рис. 4. Геохимический разрез Мурзинского гранитного массива на Среднем Урале  
 1—5 — точки гранитоидов разных комплексов на геохимических профилях: 1 — мурзинского, 2 — ватихского, 3—5 — южакковского (3 — адамеллиты четвертой и третьей фаз, 4 — гнейсограниты второй фазы, 5 — плагигнейсограниты первой фазы), 6—12 — обозначения к геологическому разрезу: 6 — сланцы, 7 — ортогнейсы, 8—10 — южакковский комплекс (8 — первая, 9 — вторая, 10 — третья и четвертая фазы), 11, 12 — ватихский (11) и мурзинский (12) комплексы

15], наличие которых говорит о том, что континентальный магматизм здесь далеко уходит в дометаморфическую историю. Достоверные данные о возрасте этих комплексов отсутствуют.

Заведомо палеозойская история магматизма здесь начинается с раннекаменноугольной тоналит-гранодиоритовой серии (рис. 3, точка 16), близкой по возрасту, формационной принадлежности и особенностям вещественного состава к соответствующей визейской серии сиалофемической зоны. В конце раннего карбона формируются гипабиссальные интрузивы серпуховской гранодиоритовой серии (17) и завершается каменноугольный магматизм монцодиорит-гранитной серией (18).

В пермское время в общеуральскую эпоху водного гранитного плутонизма формируется ряд палингенных существенно гранитных комплексов: 1) южакковский мигматит-гранитный, который развит в западной части ареала среди ортогнейсов амфиболитовой и диафторированной гранулитовой фаций и сложен несколькими поколениями разных по составу гранитов (в порядке формирования) — плагигнейсогранитами первой фазы (19), гнейсогранитами второй фазы (20) и массивными гранитами и адамеллитами третьей и четвертой фаз (21); 2) ватихский адамеллит-гранитный (22), который слагает западную часть Мурзинского и Адуйского массивов; 3) мурзинский гранитный (23). Rb—Sr изотопные исследования, выполненные в лаборатории радиогеологии Института геологии и геохимии УрО РАН Ю. Л. Ронкиным, свидетельствуют о том, что граниты мурзинского комплекса имеют возраст 245 млн. лет и коровое первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,712$ .

Следует отметить, что эпизоды палингенного гранитообразования, представленные возрастным рядом гранитов южакковского комплекса (см. рис. 3, точки 19, 20, 21),

характеризуются ростом содержания калия и величины K/Rb- и La/Yb-отношений, а также падением содержания стронция. Гранитные комплексы (22, 23), обособленные в крупные массивы, характеризуются иным эволюционным трендом.

Возрастной формационный ряд гранитов занимает строго фиксированное положение в пространстве — ранние комплексы (южакровский) располагаются в западной части ареала, а к востоку они сменяются все более молодыми комплексами с соответствующим изменением геохимических характеристик, что обуславливает геохимическую зональность Мурзинского массива (рис. 4). Возрастной (см. рис. 3) и геологический (см. рис. 4) разрезы настолько схожи, что возрастную ось на рис. 3 можно заменить пространственной.

Обращает на себя внимание и то, что, как и в случае океанических или островодужных магматитов ультрафемической, фемической и сиалофемической зон, ряд континентальных гранитных формаций надстраивается тоже в восточном направлении. Рост содержания рубидия и уменьшение K/Rb-отношения в возрастном и латеральном ряду коровых по магматическому источнику гранитов свидетельствует о росте мощности сиала в восточном направлении, который прослеживается и на примере базитовых формаций силурийско-девонского возраста.

Эти общие закономерности эволюции океанического и островодужного магматизма, с одной стороны, и континентального — с другой, имеют, несомненно, общую причину. По-видимому, в течение всего геологического развития подвижного пояса на территории современного Восточно-Уральского поднятия существовал континентальный блок, определявший зональность магматизма. С удалением от этого блока в западном направлении уровень «сиаличности» земной коры и доля кремнекислых магматических пород уменьшались.

Следует особо подчеркнуть приуроченность гранитных плутонов к областям развития ортогнейсов, представляющих собой продукты раннего орогенного магматизма тоналит-гранодиоритового формационного типа. Как и в случае Тагильского массива из троговой фемической зоны, этот факт свидетельствует о наличии центров длительной эндогенной магматической активности, но уже не базальтоидных, а сиалических, продуцировавших магматизм континентального типа, свойственный данной структурно-формационной зоне.

Примерно такие же закономерности, но с важными особенностями наблюдаются и в юго-восточном мегаблоке.

### ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ МЕГАБЛОК

Каждая зона юго-восточного мегаблока обладает спецификой магматизма по сравнению с одноименной зоной северо-западного мегаблока.

В *фемической* Магнитогорской зоне развит девонских базальтоидных вулкано-огненных формаций, близкий по составу и строению к силурийскому ряду Тагильской фемической зоны (рис. 5, точки 24—26). Раннекаменноугольный магматизм в Магнитогорской зоне сосредоточен в ее восточном борту и представлен краснинской габбро-диорит-гранодиорит-гранитной (точка 27) и магнитогорской габбро-гранитной сериями (28), возраст которых по Rb = Sr-изохронным данным составляет соответственно 356 (личное сообщение А. Д. Штейнберга) и 333 млн. лет [7].

Краснинская серия по особенностям вещественного состава и геологического положения (но не по возрасту) близка к ауэрбаховской серии Тагильской зоны. Обе эти серии формируются на стадии тектономагматической активизации уже отмершей островодужной структуры и локализуются в ее восточном борту, примыкающем к расположенному на востоке континентальному блоку. Краснинская серия образовалась в то время, когда северо-западный и юго-восточный мегаблоки еще были самостоятельными, и поэтому за пределами Магнитогорской фемической зоны она не встращается.

Магнитогорская габбро-гранитная серия представляет собой наиболее крупную и яркую интрузивную ассоциацию Магнитогорской зоны. Ее формирование свя-

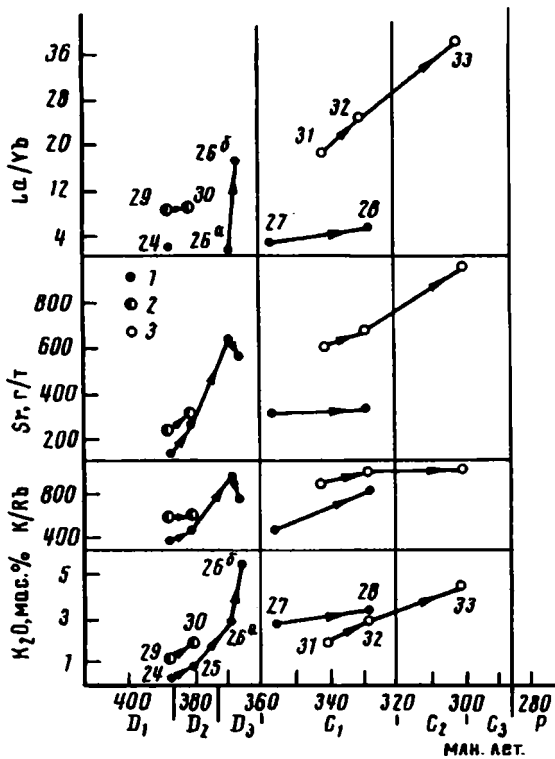


Рис. 5. Схема геохимической эволюции гранитоидного магматизма в троговой и переходной зонах юго-восточного мегаблока

1—2 — габбро-гранитоидные серии троговой (1) и переходной (2) зон; 3 — орогенные серии, 24—33 — номера серий (пояснения в тексте)

зано с глубокими кулисообразными расколами рифтогенного типа девонской вулканической структуры. Эти расколы происходили в то время, когда северо-западный и юго-восточный мегаблоки уже были состыкованы.

*Сиалофемическая переходная зона* юго-восточного мегаблока не обладает столь ярко выраженной спецификой магматизма, как в северо-западном мегаблоке, поскольку на нее наложен интенсивный орогенный магматизм, преимущественно позднепалеозойский. Базальтоидные формации островодужного типа представлены здесь рядом (см. рис. 5, точки 29, 30), который близок по возрасту к соответствующим сериям Магнитогорской зоны (точки 24, 25), но отличается от них повышенным содержанием калия, стронция, более высоким  $La/Yb$ - и низким  $Rb/Sr$ -отношениями, что может быть интерпретировано как следствие более высокой сиаличности переходной зоны по сравнению с фемической Магнитогорской.

Орогенные тоналит-гранодиоритовые комплексы (точки 31, 32), развитые в переходной зоне, соответствуют, по-видимому, комплексам палеоконтинентального блока. Возраст пород и их формационная принадлежность принимаются условно по принципу сходства. Монцоидиорит-гранитная серия (точка 33) пересекает все структуры юго-восточного мегаблока, так же как и границы между самими мегаблоками.

*Сиалическая палеоконтинентальная зона* юго-восточного мегаблока отличается наиболее развитым, длительным и сложным орогенным магматизмом. Самые ранние проявления этого магматизма представлены здесь досреднедевонскими габбро-тоналит-гранодиорит-трондьемитовыми сериями (рис. 6, точка 34), после которых в среднем девоне формируются габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы, образующие небольшие интрузивы, местами совмещенные с комагма-

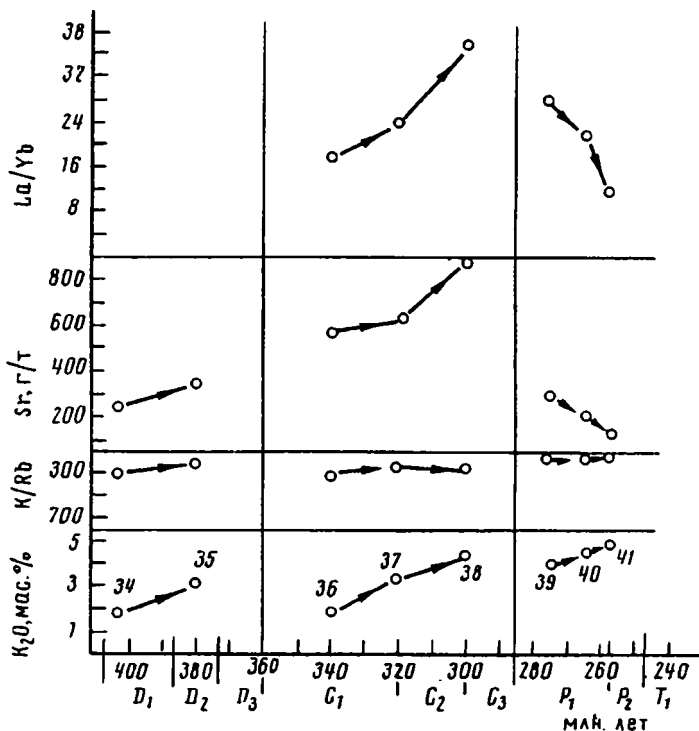


Рис. 6. Схема геохимической эволюции орогенного гранитоидного магматизма в палеоконтинентальной зоне юго-восточного мегаблока 34—41 — номера серий (пояснения в тексте)

тичными вулканитами. Названные серии объединяются в девонский цикл орогенного магматизма с гомодромной эволюцией. Обращает на себя внимание то, что отдельные эпизоды этого цикла синхронны с проявлениями девонского цикла базальтоидного магматизма в Магнитогорской фемической зоне.

В раннем карбоне следует новая вспышка орогенного магматизма. Каменноугольный формационный ряд юго-восточного мегаблока подобен тому, который был описан в северо-западном мегаблоке, и также отвечает трем главным этапам. Он начинается с малокалиевой тоналит-гранодиоритовой серии (см. рис. 6, точка 36), вслед за которой формируются калинатровые гранодиоритовые массивы (37), а завершается этот магматизм кольцевыми интрузивами монцодиорит-гранитной серии (38). Изменение вещественного состава пород орогенного каменноугольного магматического цикла происходит гомодромно, отражая последовательный рост земной коры и увеличение ее стабильности.

Монцодиорит-гранитные интрузивы формируются в стабилизированных структурах и приурочены к зонам разломов, которые по своей природе близки к рифтогенным. Цепочки интрузивов образуют дугообразные линейменты, «гранитные оси», которые под разными углами пересекают современные уральские структуры [6]. Эти данные однозначно указывают на внедрение монцодиорит-гранитных массивов после стыковки мегаблоков в единую структуру, которая возникла в период между формированием малокалиевой тоналит-гранодиоритовой и калинатровой гранодиоритовой серий. «Оси», на которые насажены интрузивы калинатровых гранодиоритовых серий, так же как и монцодиорит-гранитные «оси», пересекают уральские структуры, тогда как интрузивы ранней малокалиевой тоналит-гранодиоритовой серии следуют вдоль субмеридиональных уральских структур, образуя согласные с ними пояса. Отсюда следует, что формирование современной структуры Урала произошло в орогенный этап его развития в условиях геодинамического режима, близкого к окраинно-континентальному, и

сопровождалось магматизмом тоналит-гранодиоритового (андезитоидного) формационного типа.

Более поздний пермский цикл гранитного магматизма представлен водными палингенными плутоническими гранитами, которые на более ранних этапах развития Урала отсутствуют. Этот магматизм начинается формированием мигматит-гранитных плутонов (см. рис. 6, точка 39), отвечающих по времени главной фазе позднепалеозойского регионального метаморфизма.

Следующий существенно гранитный комплекс (точка 40) представляет собой наиболее распространенный тип водного плутонического гранита [13]. Граниты образуют крупные, преимущественно овальные в плане плутоны абиссальной и мезоабиссальной фаций, формирование которых сопровождалось становлением ореола зонального контактового метаморфизма типа Абукума. Возраст гранитов по результатам  $Rb = Sr$ -изохронных исследований  $268 \pm 15$  млн. лет, первичное отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,704463 \pm 0,000560$  отвечает мантийному источнику. Эволюционный ряд плутонических гранитов завершается внедрением многочисленных жил и сравнительно крупных интрузивных тел биотитовых гранитов (точка 41). Эти граниты образуются после оформления контактового ореола, связанного с предшествующими гранитами.

Фация глубинности последовательно формирующихся гранитных комплексов изменяется от абиссальной до мезоабиссальной, параллельно падает водное давление от 5—6 до 2—3 кбар. Этот факт, по-видимому, отражает специфические геологические условия гранитного коллизионного плутонизма — формирование в условиях воздымания территории, сопровождающего коллизию. Уровень становления плутонов при этом повышается параллельно с ростом мощности земной коры при скупивании и горообразовании и с общим подъемом земной поверхности.

#### О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО МЕГАБЛОКОВ

Обращают на себя внимание существенные различия в закономерностях эволюции магматизма в двух рассмотренных выше мегаблоках, проявленные на фоне ярко выраженных общих черт.

1. Фемические троговые зоны разных мегаблоков характеризуются близким по составу и особенностям эволюции магматизмом, но отчетливо разновозрастными: в Тагильской зоне северо-западного мегаблока представлен полный силурийский цикл базальтоидного магматизма островодужного типа, а в Магнитогорской зоне юго-восточного мегаблока такой же по типу магматизм имеет девонский возраст, что неоднократно подчеркивал Д. С. Штейнберг [17] и другие исследователи.

Общая особенность магматизма — обычная совмещенность всего набора разновозрастных магматических пород, представляющих весь эволюционный формационный ряд, в одном массиве. Подобные массивы фиксируют узлы длительной эндогенной базальтоидной магматической активности.

2. Структурно-формационные зоны северо-западного мегаблока имеют ясно выраженное зональное строение: с запада на восток в пределах отдельной зоны и от зоны к зоне происходит омоложение возраста магматических комплексов и в общем случае увеличивается сиаличность магматических пород, а также содержание в них калия и ассоциированных с ним редких элементов.

В юго-восточном мегаблоке омоложение в восточном направлении и латеральная зональность магматизма выражены слабо. Габбро-гранитоидный магматизм троговой фемической и переходной сиалофемической зон практически синхронен, хотя наблюдаются определенные различия в составе одноименных пород из разновозрастных серий, связанные с ростом сиаличности земной коры в восточном направлении, в частности рост содержания калия, уменьшение известковистости и т. д.

3. Ряд окраинно-континентальных формаций в переходной зоне северо-западного мегаблока ограничен тоналит-гранодиоритовыми сериями, тогда как в переходной зоне юго-восточного мегаблока развиты не только эти серии, но и гранитные, которые здесь проникают даже в троговую Магнитогорскую зону.

4. Несомненно очень важные различия в строении, составе и истории развития палеоконтинентальных зон северо-западного и юго-восточного мегаблоков. Наличие реликтов архейских и раннепротерозойских пород среди метаморфитов палеоконтинентальной зоны северо-западного мегаблока [16] свидетельствует о доуральском возрасте континентальной зоны, которая существовала на всех стадиях эволюции Урала, определяя латеральную зональность магматизма. Субстратом коровых палингенных гранитов здесь были древние породы платформенного фундамента, чем, по-видимому, и объясняется повышенное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гранитах.

Наиболее древние породы в палеоконтинентальной зоне юго-восточного мегаблока представлены, возможно, рифеем [10], палингенные граниты здесь имеют низкое, мантийное  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношение, свидетельствующее об участии в гранитообразовании палеозойских магматитов островодужного типа и продуктов их разрушения.

Все это может быть указанием на то, что юго-восточная палеоконтинентальная зона в значительной своей части была сформирована в ходе развития самого уральского подвижного пояса, чем и объясняется ее несколько иная роль в формировании латеральной магматической зональности.

#### ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО МАГМАТИЗМУ

На рис. 7 представлены главные этапы развития Урала, отражающие приведенные выше данные и соображения по их интерпретации.

В конце раннего ордовика произошел первый в палеозойское время раздвиг [1, 16]. С ним связано заложение наиболее крупной в истории Урала рифтовой зоны океанического типа, в которой были сформированы главные офиолитовые комплексы. Судя по ультрамафит-мафитовому составу магматитов, этот раздвиг привел к полной деструкции континентальной коры, и в нем началось становление новой коры океанического типа. В конце ордовика происходит стабилизация образованной структуры, маркированная поздней ассоциацией парного офиолитового комплекса [12].

В начале силура в восточном борту этой консолидированной структуры закладывается новый раздвиг, с которым связана Тагильская фемическая зона. Деструкция континентальной коры при этом захватила ее сиалический слой и часть гранулит-базитового. Магматизм, дренировавший верхнюю мантию и низы реликтового гранулит-базитового фундамента, был представлен базальтоидными вулканическими и комагматичными или вулкано-интрузивными сериями, сходными по особенностям вещественного состава с океаническими и островодужными. Восточный палеоконтинентальный блок, служивший упором, был активнее и испытывал деформации. Магматизм в этом блоке, судя по вещественным особенностям ортогнейсов и более поздних магматитов, на всех стадиях его развития принадлежал орогенному типу.

Имеющиеся материалы [8] свидетельствуют о том, что в начале девона в восточном борту консолидированной к этому времени Тагильской зоны закладывается еще одна раздвиговая зона, которая в современной структуре Урала определяется нами как сиалофемическая. Деструкция коры в ней была меньше, чем в Тагильской фемической, и захватила лишь часть сиалической оболочки. Реликты этой оболочки в виде гнейсово-мигматитовых комплексов местами сохранились внутри зоны.

Последовательно зарождавшиеся зоны раздвига формировались в восточных бортах предыдущих зон с периодичностью 30—40 млн. лет (см. рис. 2, 3, 5, 6) и развивались в восточном направлении, что, по-видимому, было обусловлено преимущественно односторонним движением именно восточного палеоконтинента на восток.

Каменноугольная эпоха — это время сгущивания прилегающих к континенту зон массового шарьирования, время образования в сгущенной и шарьированной



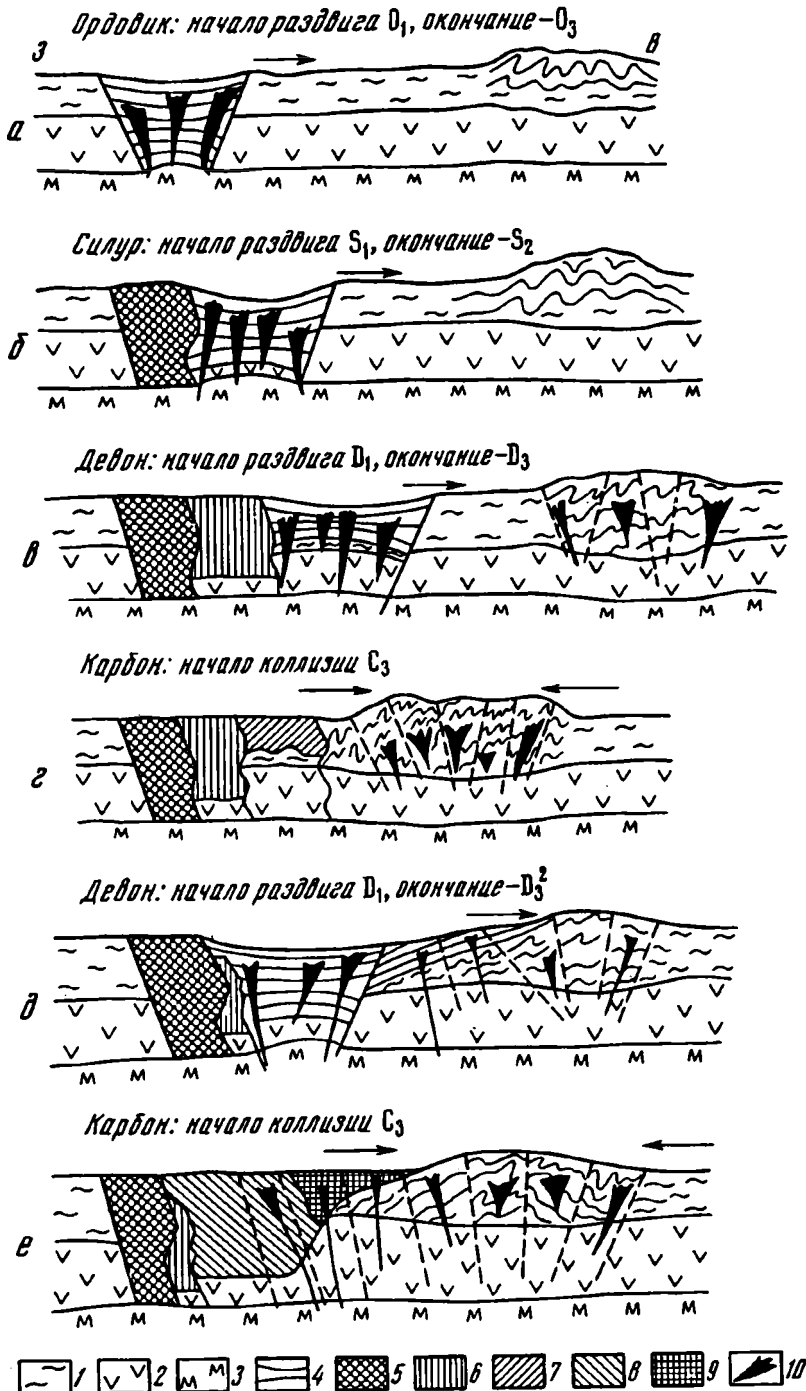


Рис. 7. Схема тектонической эволюции Урала: а — формирование общеуральского шовного мегаблока; б, в — стадии развития северо-западного Тагильско-Мурзинского (б—в) и юго-восточного Магнитогорско-Челябинского (в, г) мегаблоков  
 1—3 — элементы глубинного строения: 1 — гранитогнейсовый слой, 2 — гранулит-базитовый слой, 3 — верхняя мантия; 4 — зона активного раздвига, 5—9 — зоны, завершившие свое развитие ко времени, изображенному на схеме, и выраженные в современной структуре Урала как шовная (5), троговая (6, в) и переходная (7, г); 10 — активные магматические очаги и производные от них массивы (нижняя часть контура фиксирует гипотетическую зону зарождения очага). Остальные пояснения см. в тексте

структуре разломов рифтогенного типа. В подошве наиболее крупных надвигов или поддвигов, сразнимых, возможно, по масштабам с современными зонами Заварицкого — Беньофа, зарождались тоналит-гранодиоритовые массивы ранней малокальциевой серии. Позднее в зонах разломов, возникших в серпуховском веке и в среднем карбоне на деформированной и консолидированной коре, которые в современной структуре Урала фиксируются только дугообразными цепочками интрузивов («гранитными осями»), формировались калинатровые гранодиоритовые и монцодиорит-гранитные серии.

С коллизией Уральского континента, представлявшего собой к концу карбона край Восточно-Европейской плиты, и Западно-Сибирского (Казахстанского) континента связано возникновение альпинотипной складчатости и сопровождающего ее регионального метаморфизма в палеоконтинентальной части Урала и прилегающих структурах переходной зоны. Главный тип магматизма — коровый гранитный гранитный плутонизм, в результате которого был сформирован Гранитный пояс Урала. Судя по имеющимся изотопным определениям возраста гранитов, эта эпоха охватывает весь пермский период (280—250 млн. лет).

Образование в юго-восточном мегаблоке крупного раздвига, с которым связана Магнитогорская троговая фемическая зона, по времени примерно совпадает с заложением сиалофемической зоны северо-западного мегаблока. Положение этих зон в современной структуре Урала не исключает предположения о том, что в девоне они были единой палеогеографической и геологической провинцией с разной степенью деструкции земной коры — большей в фемической зоне юго-восточного мегаблока и меньшей в сиалофемической зоне северо-западного мегаблока.

Магнитогорская зона была заложена в центральной или даже западной части силурийской троговой зоны, от которой в современной структуре юго-восточного мегаблока сохранились лишь фрагменты в западном крыле девонского трога. Примерная синхронность магматизма в фемической и примыкающей к ней с востока сиалофемической зонах свидетельствует об их одновременном заложении. Последняя отличается наличием сиалического фундамента, мощность которого возрастала в восточном направлении [3, 5].

Синхронные проявления магматизма фиксируются и в палеоконтинентальной зоне юго-восточного мегаблока (см. рис. б). По-видимому, эта синхронность магматизма обусловлена активизацией прилегающих зон в связи с началом формирования Магнитогорского трога, а различия его продуктов — неодинаковым глубинным строением активизированных зон. Позднепалеозойский коллизионный плутонизм в континентальных зонах юго-восточного и северо-западного мегаблоков был общим, так как к этому времени оба мегаблока образовали единую структуру.

Таким образом, формирование современной континентальной земной коры Уральского подвижного пояса происходило на всех этапах его развития. В зоне ордовикского раздвига в результате ультрамафит-базитового офиолитового магматизма, проявленного в виде парных магматических комплексов, формировалась кора океанического типа, в зонах силурийского и девонского раздвигов за счет базальтоидного и андезитоидного вулканогенно-интрузивного магматизма образовывалась кора островодужного и окраинно-континентального типа. В прилегающих с востока палеоконтинентальных частях Урала в это же время орогенный гранитоидный магматизм наращивал сиалическую континентальную кору, формирование которой завершилось позднепалеозойской коллизией, метаморфизмом и гранитным плутонизмом. Западные борта зон раздвигов на всех этапах палеозойского развития играли роль пассивной континентальной окраины.

## Список литературы

1. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 254 с.
2. Глубинное строение и металлогения подвижных поясов. М.: Недра, 1990. 191 с.
3. *Нечухин В. М., Берлянд Н. Г., Пучков В. Н., Соколов В. Б.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.
4. *Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечухин В. М. и др.* Тектоника Урала (Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба: 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.
5. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
6. *Пучков В. Н., Рапопорт М. С., Ферштатер Г. Б., Ананьева Е. М.* Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и магматизму Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 85—94.
7. *Ронкин Ю. Л.* Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник, 1988. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1989. С. 107—109.
8. *Смирнов В. Н., Ведерников В. В.* Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 72 с.
9. *Смирнов Г. А., Мухина В. П., Смирнова Т. А.* История Урала в среднем палеозое по данным палеогеографических исследований // Тр. II Урал. петрограф. совещ. Вып. 1. Свердловск, 1969. С. 205—214.
10. *Сначев В. И., Шулькин Е. П., Муркин В. П., Кузнецова Н. С.* Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа: Ин-т геологии БНЦ УрО АН СССР, 1990. 178 с.
11. *Соболев И. Д.* Тектоника Урала // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. М.: Недра, 1969. С. 4—150.
12. *Ферштатер Г. Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
13. *Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
14. *Ферштатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородина Н. С. и др.* Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
15. *Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Рапопорт М. С. и др.* Орогенный гранитоидный магматизм Урала. М.: Наука (в печати).
16. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 247 с.
17. *Штейнберг Д. С.* Базальтоидный магматизм эвгеосинклинальных областей и его металлогения // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 87. М., 1970. С. 57—73.

Институт геологии и геохимии  
РАН Екатеринбург, 620219

Поступила в редакцию  
10.VII.1991

Рецензент: А. С. Перфильев

УДК 551.24:551.72/732(235.223)

© 1992 г. ХЕРАСКОВА Т. Н., САМЫГИН С. Г.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
ВЕНД-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКОГО ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОГО  
КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО САЯНА**

Рассмотрены особенности внутреннего строения и палеогеодинамическая обстановка формирования венд-среднекембрийского осадочного чехла северной части Тувино-Монгольского массива (микроконтинента). История его развития увязана с основными тектоническими событиями в смежных палеоструктурах с корой океанического типа. Накопление чехла началось после замыкания позднерифейского бассейна (и обдукции офиолитов) в условиях расчлененного горст-грабенового наземного рельефа одновременно с заложением по соседству новых офиолитосодержащих структур. По мере раскрытия последних формировался обширный карбонатный шельф, который в начале среднего кембрия в результате сближения с ранее возникшей внутрибассейновой вулканической дугой превратился частично в ступень микроконтинентального склона с турбидной седиментацией.

Kheraskova T. N., Samygin S. G. Tectonic setting of the Vendian-middle Cambrian terrigenous carbonate assemblage formation in East Sayan. *Geotectonics*. 1992. № 6. The authors discuss specific features of the inner structure and the paleogeodynamic setting of the Vendian — middle Cambrian sedimentary mantle formation in the northern part of the Tuva-Mongolian massif (microcontinent). Its evolution is connected with main tectonic events in adjacent paleostructures with the crust of the oceanic type. The mantle formation started after closing of the late Riphean basin (and ophiolite obduction) in the conditions of dissected horst-graben continental relief simultaneously with ophiolite structures generated in close vicinity. As the latter were opening, a vast carbonate shelf was forming which at the beginning of the mid-Cambrian converged with the earlier appeared intrabasin volcanic arc and turned partially into a step of the microcontinental slope with turbidite sedimentation.

В южном и юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы широко распространены мощные терригенно-карбонатные комплексы венд-среднекембрийского возраста, в разной степени деформированные и метаморфизованные. Они с перерывом и обычно резко несогласно залегают на более древних толщах и часто соседствуют с одновозрастными породами офиолитовой ассоциации. Многие исследователи рассматривают в настоящее время эти комплексы как фрагменты чехла шельфового типа на бывшей окраине Центрально-Азиатского палеоокеанического бассейна, состоявшей из нескольких карбонатных плит или микроконтинентов [4, 7, 9, 18].

Изучению венд-кембрийских осадочных комплексов посвящена обширная литература. Геологов привлекали богатые сборы органических остатков, позволяющие проследить развитие органического мира на рубеже докембрия и палеозоя, а также многочисленные месторождения и проявления фосфоритов и бокситов. Однако до сих пор крайне слабо изучены внутреннее строение и палеогеодинамическая обстановка формирования древних терригенно-карбонатных чехлов. Между тем такие знания необходимы как для выяснения истории развития микроконтинентов и смежных с ними палеоструктур, формировавшихся на коре океанического типа, так и для уточнения тектонической позиции и генезиса фосфатного и бокситового оруденения.

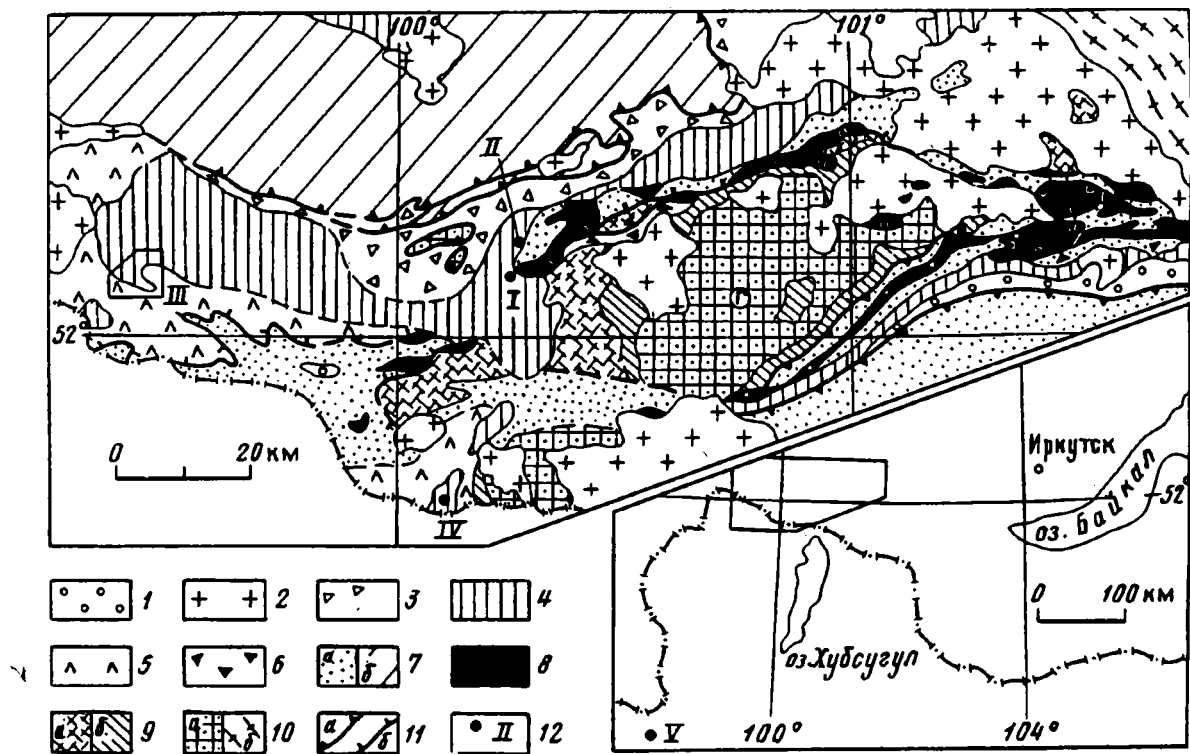


Рис. 1. Упрощенная геологическая схема юго-восточной части Восточного Саяна. Составлена с использованием материалов [3, 4] 1 — грубообломочные отложения ордовика (?); 2 — гранитоиды, в основном раннепалеозойские; 3 — карбонатно-песчано-сланцевая, кремнисто-сланцево-карбонатная толщи с олистостромами (мангатгольская, дабанжалгинская, яматинская свиты,  $E_2$  — ?); 4 — карбонаты боксонской серии и ее аналогов ( $V_2$ — $E_1$ ); 5—10 — доверхневендские комплексы: 5 — осадочно-вулканогенный непрерывно дифференцированный (сархойская серия), 6 — олистостромовый с офиолитовой класткой, 7 — флишоидные: а — туффиито-глинисто-терригенный и карбонатно-сланцевый (олигомиктовый) с известково-щелочными вулканитами (оспинская, дибинская, ильчирская, барунгольская свиты), б — туфогенно-осадочный, местами глаук-фан-зеленосланцевый с фрагментами офиолитов (окинская серия), 8 — офиолитовый, 9 — карбонатно-песчано-сланцевый монгошинской свиты (а) и терригенно-карбонатный иркутской (гарганской) свиты (б), 10 — кристаллический дорифейского фундамента (а), гранитоидный неясного возраста (б); 11 — надвиги, границы тектонических покровов раннепалеозойские (а) и ранневендские (б); 12 — местонахождение разрезов, показанных на рис. 2. Г — Гарганская «глыба»

Авторами предпринята попытка восполнить этот пробел. Детальные исследования были проведены в юго-восточной части Восточного Саяна на двух участках (рис. 1, участки I—II и III), отличающихся хорошей обнаженностью, пологим залеганием толщ и отсутствием метаморфизма. Обобщены также все имеющиеся материалы по смежным районам Восточного Саяна, Тувы и прилегающей территории Монголии в пределах одного из самых крупных массивов (микроконтинентов) — Тувино-Монгольского (см. рис. 8). Ряд выводов подкреплен сведениями по другим венд-кембрийским карбонатным плитам.

Общие сведения о стратиграфии и литологии чехла Тувино-Монгольского массива. На севере массива, в бассейнах рек Боксон и Сархой, где были сосредоточены основные работы (см. рис. 1), большую, наиболее представительную и литологически однородную часть разреза терригенно-карбонатного комплекса составляют отложения *боксонской серии* (венд — первая половина среднего кембрия). Они слагают систему мульд, нарушенных крутопадающими преимущественно субширотными разломами, местами надвигами. Боксонская серия объединяет пять свит [3]: забитскую, табинзуртинскую, хужиртайскую, нюргатинскую и хютенскую.

Нижняя, забитская свита отличается фациальной изменчивостью. На одних участках она целиком сложена строматолитовыми и микрофитолитовыми доломитами и доломитовыми конглобрекциями. К этому типу разрезов приурочено фосфатное оруденение. В других местах доломиты разделены горизонтом микститов (диамиктитов) и пачкой флишеподобного чередования различных углеродистых известняков, песчанистых калькаренитов и черных кремней. При этом породы включают лишь отдельные фосфатные зерна, фосфатизированные пленки и фосфатные конкреции. Общая мощность свиты может достигать 1000 м и более. Возраст несколько дискусионен. Большинство считает его вендским. Нами в верховьях р. Сархой собраны остатки водорослей *Renalcis* трубок *Cloudina sp.* и микрофоссилий, свидетельствующих, по мнению А. Ю. Журавлева, о поздневендском, а по заключению З. А. Журавлевой — о немакит-далдынском<sup>1</sup> возрасте этих образований.

Табинзуртинская свита (примерно 1300 м) имеет, как и забитская, преимущественно доломитовый состав. Лишь в подошве может присутствовать пачка красноцветных и глинистых алевролитов, включающих горизонт бокситов (до 10 м) или аллитов, а также пачка оползневых глинисто-карбонатных пород, имеющих своеобразную узорчатую текстуру. Граница с забитской свитой устанавливается надежно лишь на площадях распространения бокситов. В других местах она условна и, скорее всего, имеет скользящий характер. В бокситовом пласте известны находки медузоидов эдиакарского типа, а в верхней половине табинзуртинской свиты содержатся окремненные археоциаты [3].

Хужиртайская свита сложена в основном известняками (не менее 500 м). Преобладают археоциато-водорослевые разности массивной текстуры, которые образуют отдельные биогермы и купола, разделенные горизонтами доломитов, карбонатных брекчий и известняков с остатками трилобитов и брахиопод. По последним данным [3], археоциаты имеют атдабанский, частично, возможно, ботомский возраст. Границы с подстилающими и перекрывающими осадками в значительной мере условны и, весьма вероятно, имеют не стратиграфическую, а фациальную природу (фация биогерм). Нюргатинская свита также имеет преимущественно известняковый состав и, возможно, является частично фациальной разновидностью хужиртайской свиты. Она состоит из слоистых известняков с прослоями карбонатных брекчий и глинистых известняков суммарной мощностью более 800 м, содержащих остатки трилобитов и брахиопод ленского надъюраса. Хютенская свита (140—210 м) завершает разрез боксонской

<sup>1</sup> Немакит-далдынский горизонт согласно проекту решения 1991 г. группы по границе докембрия и кембрия международной стратиграфической комиссии Союза геологических наук отнесен к основанию кембрия; ранее относился к верхам венда.

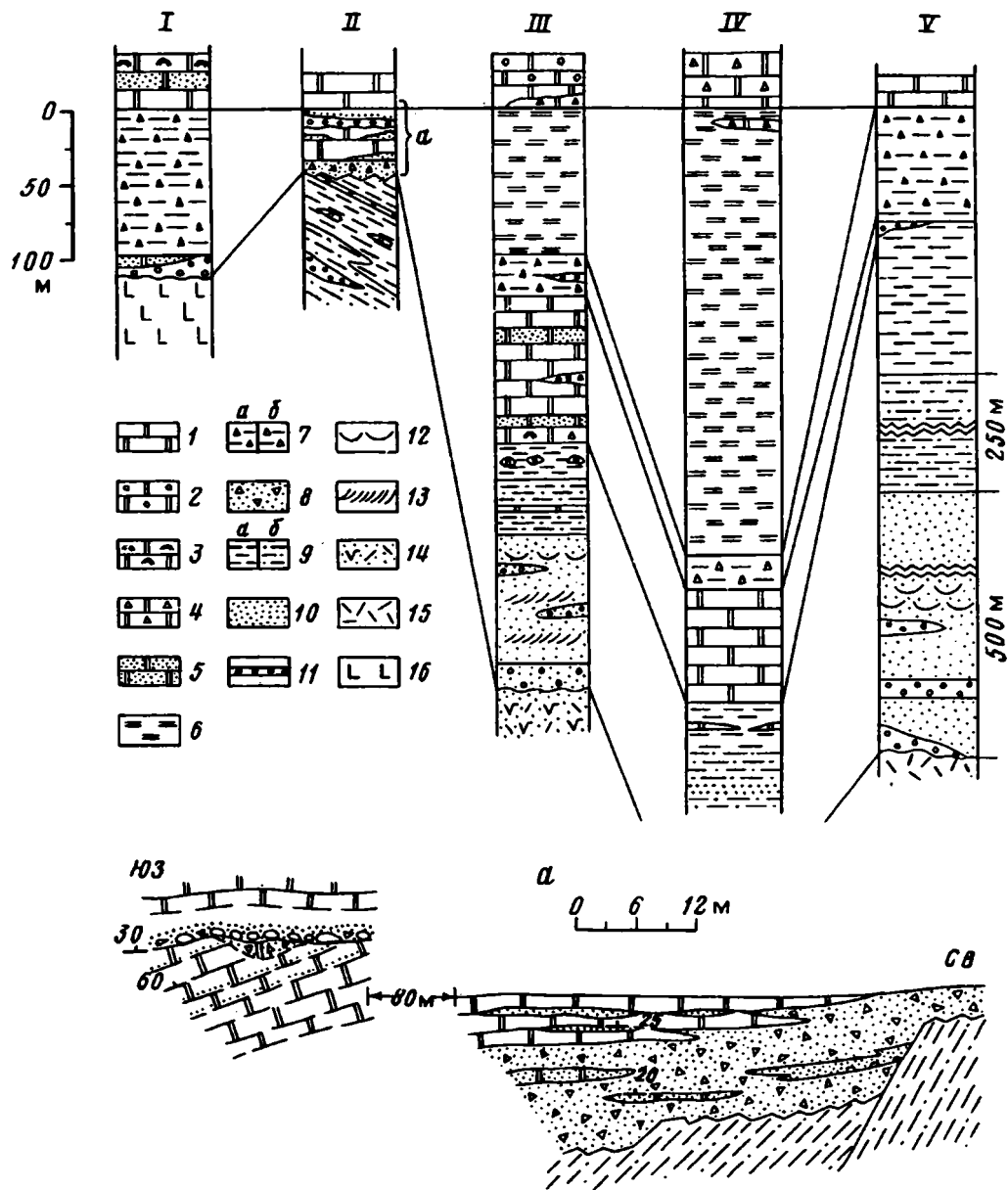


Рис. 2. Разрезы нижней части венд-кембрийского осадочного комплекса Тувино-Монгольского массива 1—3 — доломиты: 1 — фациально нерасчлененные, 2 — онколитовые, 3 — строматолитовые; 4 — доломитовые брекчии; 5 — доломитовые и песчанистые калькаренинты; 6 — ритмичное чередование тонкослойчатых углеродистых, углеродисто-глинистых микритовых известняков, окремнелых известняков, пеллетных и песчанистых калькаренинтов; 7 — диамиктиты с преимущественно глинистым (а) и глинисто-доломитовым (б) матриксом; 8 — щебнисто-элювиальные накопления; 9 — алевролиты и аргиллиты красноцветные (а) и зеленоцветные (б); 10 — песчаники; 11 — гравелиты и конгломераты; 12, 13 — слоистость: 12 — волнистая прибрежно-морского типа, 13 — косая аллювиально-делювиальных отложений; 14 — туфы кислого и среднего состава; 15 — кислые вулканиты; 16 — основные лавы офиолитовой ассоциации. Разрезы IV и V составлены по данным [19] и [18] соответственно. Положение разрезов см. на рис. 1

серии и является литологически самым выдержанным ее подразделением. Это углеродистые глинистые и алевритистые слоистые известняки (калькарениты и кальцилютиты) с богатым комплексом трилобитов и брахиопод амгинского яруса среднего кембрия [3].

На севере стратотипической местности различные горизонты боксонской серии трансгрессивно перекрываются отложениями мангатгольской свиты (есть участки и постепного перехода), основание которой не древнее майского яруса среднего кембрия [3]. Для этой свиты характерно слабо выраженное градационно-ритмичное чередование серых и черных (углеродистых) полимиктовых песчаников, алевросланцев, часто гравийных, гравелитов, песчанистых и глинистых калькаренитов и кальцилютитов. Максимальная мощность разреза оценивается в 1700 м. В его средней и верхней части встречаются глыбы, нередко многочисленные, отдельные олистоплаки доломитов и известняков боксонской серии, а также обломки бокситов.

К востоку от ареала распространения карбонатов боксонской серии их формационным аналогом является горлыкская свита, а к югу — хубсугульская серия (см. рис. 1). Наибольший интерес для обсуждения поставленных проблем представляют особенности строения основания указанных толщ и их реальные взаимоотношения с подстилающими образованиями. Рассмотрим эти вопросы в первую очередь на примере боксонской серии, тем более, что ее нижняя граница часто трактуется как повсеместно тектоническая в подошве крупного покрова [4, 8 и др.], с чем связана существенно иная интерпретация структурной эволюции региона.

Строение нижней части терригенно-карбонатного комплекса. *На востоке*, в районе нижнего течения р. Урдо-Боксон, основание комплекса с размывом, угловым и азимутальным несогласием залегает на верхней серии пород расчешуенной позднерифейской офиолитовой ассоциации, которая была шарьирована на так называемую Гарганскую глыбу и ее древний осадочный чехол (иркутская, или гарганская свита), перекрыв офиолитокластовый олистостром [3, 4, 8]. На правом берегу р. Урдо-Боксон (см. рис. 1, I) выше брекчированных основных вулканитов с прослоями темных глинистых и кремнистых сланцев наблюдается следующая последовательность (рис. 2, разрез I):

1. Крупногалечные и валунные конгломераты пляжного типа со скудным или обильным карбонатным цементом. В обломочном материале преобладают породы офиолитовой ассоциации — серпентиниты, диабазы, базальты, туффиты. В меньшем количестве присутствует ассоциация сиалического («гарганского») происхождения — розовые граниты, кварцевые арены, а также красноцветные ардилиты, гематитовые кварциты и карбонатные породы . . . . . 3—4 м

2. Микситы (диамиктиты), состоящие из грязно-зеленого и темно-зеленого глинистого, алевроглинистого матрикса, в котором «плавают» мелкий щебень и галька, по составу аналогичные обломочному материалу предыдущего слоя . . . . . до 100 м

3. Серые, светло-серые доломиты с текстурами оплывания и оползания осадка. Среди них преобладают тонкогоризонтально-слоистые онкоидно-пеллетные калькарениты, кальцилютиты, а также пластовые строматолиты (забитская свита).

В 3 км севернее, на левом берегу р. Урдо-Боксон, примерно в 2,5 км выше устья (см. рис. 2, разрез II), базальная подбоксонская пачка залегает уже на пестроокрашенных тонкообломочных и рассланцованных турбидитах и контуритах с примесью тефрогенного материала, венчающих разрез офиолитовой ассоциации. Контакт неровный с уступами высотой до 5—7 м (см. рис. 2, а). В основании залегают элювиально-делювиальные накопления мощностью до 10 м, состоящие из щебня и дресвы подстилающей пестросланцевой толщи и прослоенные местами плотными неслоистыми грубозернистыми песчаниками красно-бурого цвета. В других участках щебнистые накопления цементируются скудным количеством доломита; встречаются небольшие линзы песчанистых доломитов. Выше следуют серые, на выветрелой поверхности палевые доломиты с неясной горизонтальной слоистостью, содержащие прослои и линзы мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м отмытых гравийных песчаников с обломками метаморфического и



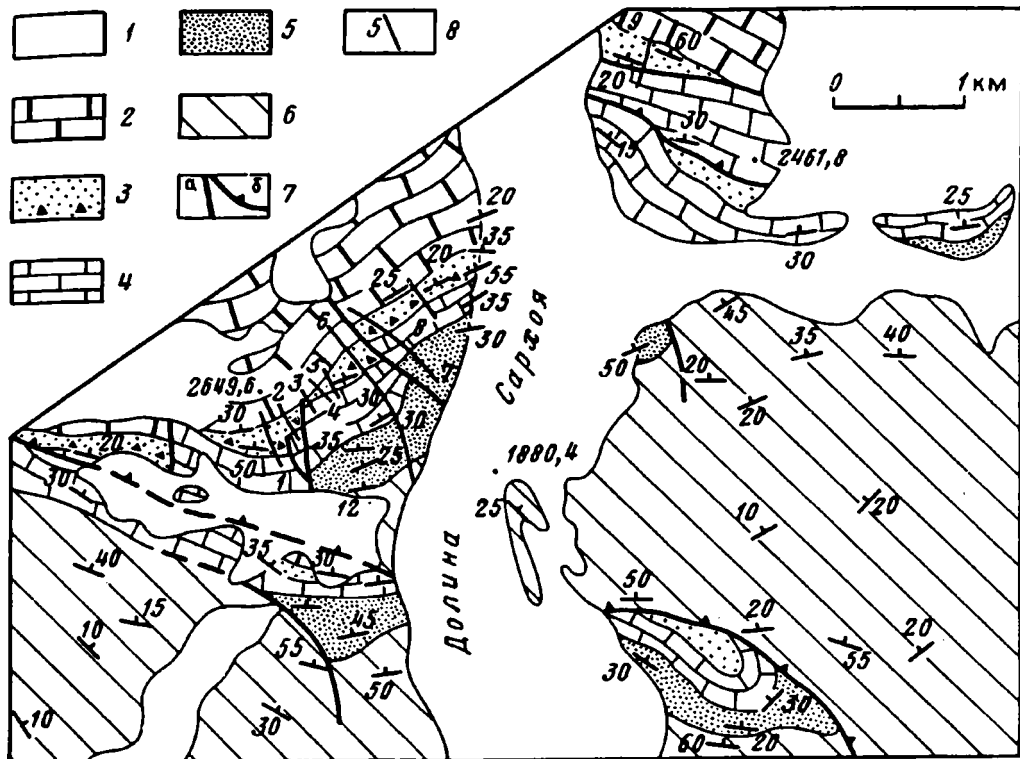
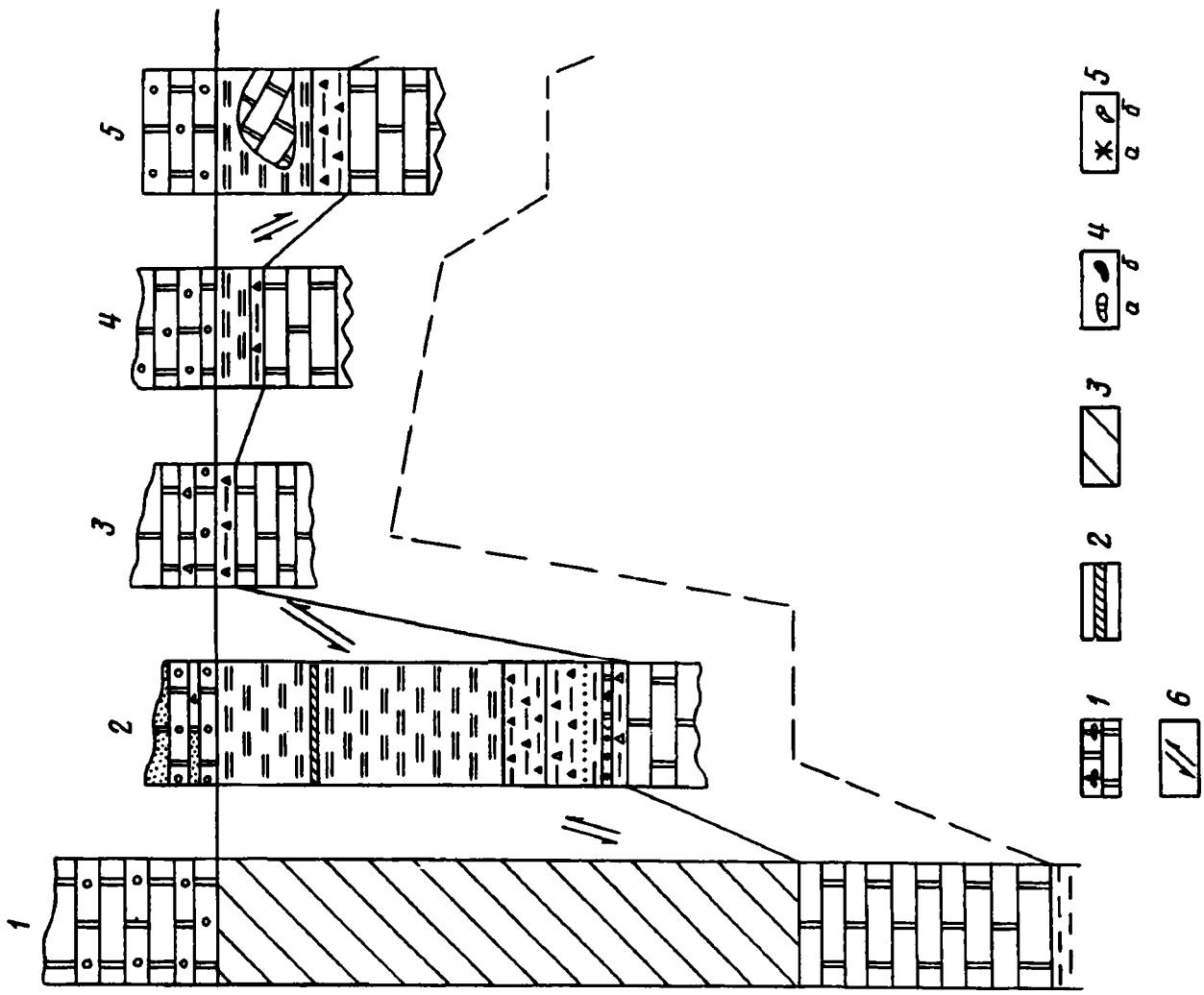


Рис. 3. Геологическая схема верхнего течения р. Сархой. Составлена с использованием данных [12]. Положение участка см. на рис. 1, II  
 1 — четвертичные отложения, 2—4 — забитская свита боксонской серии: 2 — «верхние» доломиты, 3 — толща углеродистых известняков с диамиктитами, 4 — «нижние» доломиты; 5 — терригенные осадки хушатайской свиты; 6 — нерасчлененные осадочно-вулканогенные образования сархойской серии; 7 — сбросы (а), надвиги и взбросы (б); 8 — линии детальных разрезов (см. рис. 4)

эффузивного кварца, различных кварцитов, кварц-серицитовых сланцев, филлитов. Мощность доломитов около 15 м. Кровля их неровная, с карманами, заполненными доломитовым щебнем с примесью вулканомиктового материала. Выше с угловым и небольшим азимутальным несогласием залегают валунные конгломераты делювиально-аллювиального происхождения. Крупные валуны хорошей окатанности погружены в обильный матрикс, представленный грубозернистым песчанником с примесью щебня и гравия. В обломках туффиты, доломиты и гравелиты из подстилающих отложений, а также кварциты, плагиопорфиры, основные лавы. Мощность конгломератов не превышает 1,5 м. Затем после необнаженного интервала шириной 1—2 м следуют доломиты, аналогичные слою 3 предыдущего разреза.

В 75—80 км к востоку от рассмотренного участка, по другую сторону Гарганской «глыбы» в районе р. Саган-Сайр, можно видеть налегание доломитов горлыкской свиты — аналогов низов боксонской серии — непосредственно на апоперидотитовые серпентиниты, что впервые доказал Е. В. Хаин. Серпентиниты перекрываются красноватыми карбонатными брекчиями с преимущественно угловатыми обломками доломитов и измененных серпентинитов, внизу с линзами серпентинитовых песчаников. Мощность этих брекчий обычно несколько метров, иногда более 10 м, они сменяются доломитовыми разностями, затем следуют массивные строматолитовые доломиты.



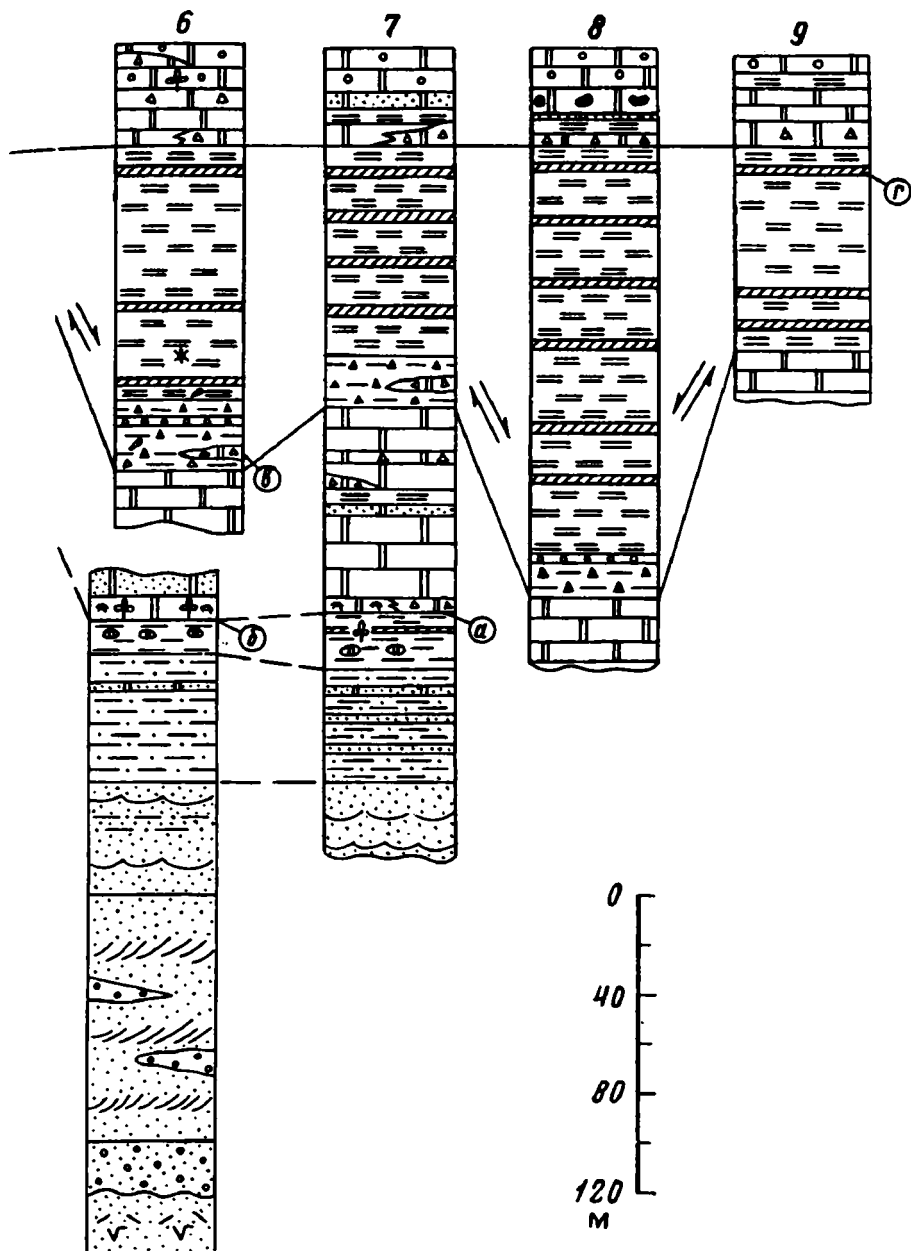


Рис. 4. Сопоставление разрезов, указанных на рис. 3

1 — водорослевые (*Renalcis*) доломиты; 2 — горизонты подводно-оползневых брекчий; 3 — толщина углеродистых известняков и диамиктиты нерасчлененные; 4 — конкреции карбонатные (а) и кремнистые (б); 5 — остатки микрофоссилий (а), трубок *Cloudina* (б); б — смещение по конседиментационным разломам. Остальные условные обозначения см. на рис. 2. а—г — детали строения, показанные на рис. 5

Таким образом, венд-кембрийский карбонатный чехол в обрамлении Гарганской «глыбы» перекрывает различные части офиолитового разреза. В основании наряду с продуктами размыва пород офиолитовой ассоциации (всегда преобладают непосредственно подстилающие) встречается сиалический терригенный материал, принесенный, по-видимому, с Гарганской «глыбы», на которую офиолиты были обдуцированы. Обращает внимание грубообломочный состав и резкое изменение мощности базальной толщи, а также преимущественно местное происхождение кластического материала и его эпиконтинентальный характер. Это свидетельствует об относительно расчлененном, вероятно, горст-грабенном рельефе во время накопления базальных слоев. Некоторые его черты отчетливо фиксируются в разрезе II (см. рис. 2, а): ступенчатое строение подошвы нижней пачки и угловое несогласие в основании вышележащей, что весьма характерно для таких типичных структур растяжения, как неогеновый рифт на северо-западном побережье Красного моря [24].

Еще более отчетливо особенности строения низов терригенно-карбонатного комплекса проявлены на западе ареала распространения боксонской серии (см. рис. 1, участок III; рис. 3). Здесь, в верховьях р. Сархой, подстилающие образования относятся к фациально сильно изменчивой сархойской серии, которая сложена непрерывно дифференцированными вулканитами от основного до кислого состава, продуктами их перемыва и другими осадками (внизу). Их накопление происходило в мелководных и наземных условиях, по всей вероятности, на сиалическом субстрате и в значительной мере синхронно с относительно глубоководными бассейновыми отложениями, завершающими восточнее офиолитовый разрез [13]. Возраст серии по Rb—Sr-эрохроне датируется  $718 \pm 30$  млн. лет [12].

Недавно из верхней части сархойской серии была выделена несогласно залегающая на ней пестроцветная существенно терригенная толща, связанная постепенным переходом с породами боксонской серии [12]. Мощность этой толщи, названной А. Б. Кузьмичевым хушатайской свитой, достигает 350, местами 500 м. Она имеет в целом трансгрессивное строение (см. рис. 2, III) и состоит из песчаников с прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов, образовавшихся за счет размыва и переотложения сархойских вулканитов; вверху обломочный материал становится полимиктовым, появляются субаркозы. В основании местами встречаются силлы диабазов. В толще были обнаружены микрофоссилии, позволяющие говорить об ее поздневендском возрасте [2].

Характер взаимоотношений различных толщ и пачек, фациальные изменения их по латерали и вертикали хорошо прослеживаются по бортам долины Сархой южнее устья р. Хараганга, где нами через 100—500 м составлена серия детальных разрезов нижней части терригенно-карбонатного комплекса (рис. 4, см. рис. 3). На этом участке широко распространены вулканиты сархойской серии, представленные красноцветными агломератовыми лавами среднего и кислого состава, а также их кристаллокластическими туфами, туфоконгломератами и туфогравелитами, обладающими неправильной слоистостью осадков субаэральных временных потоков. Выше в разрезе б (см. рис. 4) залегают:

1. Пачка красноцветных вулканических песчаников, пудинговых конгломератов и гравелитов, содержащих тонкие невыдержанные прослои алевролитов. Осадки возникли в основном за счет размыва подстилающих вулканитов; среди обломков преобладают кремнекислые разности, реже встречаются андезиты и андезиты-дациты. Кроме того, встречаются единичные обломки гранитов, кварцитов, окремнелых онколитовых карбонатов. Это говорит о том, что здесь, как и значительно восточнее, в районе разрезов I—II (см. рис. 1), в размыв вовлекались породы сиалического фундамента и его древнего чехла. В основании пачки преобладают сначала плохо сортированные щебнистые накопления с неотмытым глинистым материалом, обладающие неправильной линзовидной слоистостью с многочисленными размывами и срезаниями слоев, характерными для аллювиально-делювиальных накоплений. Через 20—30 м слоистость становится более правильной, отчетливо косослоистой аллювиального типа . . . . . 120 м

2. Песчаники от грубо- до мелкозернистых с прослоями алевролитов. Преобладают вишнево- и вишнево-серые, розоватые преимущественно кварц-полевошпатовые разности с примесью литических фрагментов — вулканитов кислого и среднего состава. Для песчаников характерна крупная волнистая

слоистость прибрежно-морского типа. На поверхностях напластования сохранились знаки мелкой рэби волнения . . . . . 45 м

3. Зеленоцветные мелкозернистые песчаники и алевролиты с редкими маломощными (от нескольких сантиметров до 0,5 м) прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Песчаники по составу близки слою 2, но отличаются тонкой горизонтальной слоистостью, нередко с биоэрог-лифами . . . . . 50 м

4. Ярко-красные известковистые аргиллиты, содержащие тонкие пропластки вулканомитовых песчаников и алевролитов. В средней части находится горизонт с известковыми конкрециями, внизу местами в нем проявлены нодулярные текстуры. Красная окраска связана с примесью железистого материала, возможно, представляющего собой измененное вулканическое стекло . . . . . 10 м

5. Розовые разнозернистые полимиктовые песчаники, преимущественно кварц-полевошпатовые, постепенно переходящие вверх в доломитовые разности. Содержат прослои мощностью 30—40 см строматолитовых доломитов, биотурбированных микритовых доломитов. Строматолитовые разности по латерали переходят в брекчии вламывания бактериально-водорослевых пленок. В песчаниках южнее встречаются «растрепанные» крупнопсаммитовые включения фосфоритов. . . . . 2,5 м

6. Светло-серые строматолито-водорослевые доломиты, в той или иной степени кремнезольные. Содержат остатки водорослей *Renalcis* иногда отдельные фосфатные пизолиты и пленки, прослои и линзы песчаных доломитов, фитолитовых и пеллетных доломитовых калькаренигов и доломитовых брекчий. . . . . до 100 м

Слой 5 и пачка 6 относятся к забитской свите боксонской серии [14], пачки 1—4 составляют хушатайскую свиту [12]. Вероятно, они частично соответствуют низам разреза II (см. рис. 2), но имеют бóльшую мощность. Однако в 2 км к юго-западу от разреза 6 (см. рис. 3) мощность резко сокращается и хушатайская свита в западном направлении быстро выклинивается. Такая картина характерна для горст-грабенного рельефа, что приводит к неоднократному изменению от места к месту стратиграфического объема слагающих толщ и появлению оползневых горизонтов в депрессионных зонах.

Следы оползания часто наблюдаются в подошве забитской свиты. Так, в разрезе 7 (см. рис. 4) доломиты превращены в подводно-оползневые брекчии и комковатые конглобрекчии (рис. 5, а). Получили развитие мелкие дисгармоничные конседиментационные складки, в которые вовлекались и нижележащие красноцветы (см. рис. 5, а, б). Вследствие оползания мощность нижнего пласта доломитов меняется по простирацию от 100 (и более) до 20 м, а в 8—9 км к юго-западу, возле монгольской границы (см. рис. 1), этот горизонт распадается, по наблюдениям Е. В. Хаина и А. А. Федотовой, на отдельные олистоплаки и выклинивается.

Оползневые процессы были вызваны возникновением наклонных поверхностей расчлененного палеорельефа. Они максимально проявлены выше «нижних» доломитов. В западном борту долины Сархоя на этих доломитах, заметно брекчированных, повсеместно залегают диамиктиты (см. рис. 4), аналогичные микститам разреза I (см. рис. 2), от которых отличаются лишь значительно меньшей мощностью, составом обломочного материала и частично окраской. Матрикс этих своеобразных пород, очень похожих на олистостром, в нижней части представляет собой доломитистый ржаво-бурый аргиллит, точнее, глинистый мелкозернистый доломитовый калькарениг или песчаный калькарениг с плавающими включениями мелкого щебня, гравия, гальки и единичными уплощенными глыбами подстилающих доломитов. Часть их попала в осадок в полуконсолидированном состоянии и плохо выделяется из основной массы. Местами породы похожи на талус, накопившийся у подножия крутых уступов (эскарпов); доломитистый матрикс представляет собой слабо перемешанные продукты дезинтеграции «нижних» доломитов. Иногда (см. рис. 4, разрезы 6, 7) среди диамиктитов присутствует пласт или цепочка линз доломитовых брекчий. Подошва брекчий несколько притерта, а подстилающие диамиктиты содержат обжатые линзовидные обломки этих брекчий, в то время как доломитовые брекчии — линзы диамиктитов (см. рис. 5, в). Через 50 м к западу — юго-западу пласт доломитовых брекчий распадается на серию глыб и валунов диаметром до 0,5—1 м. Кровля пласта доломитовых брекчий также разрушена, и вышележащие диамиктиты содержат крупные отторженцы доломитов и доломитовых брекчий (кальцирудитов). Видимо,

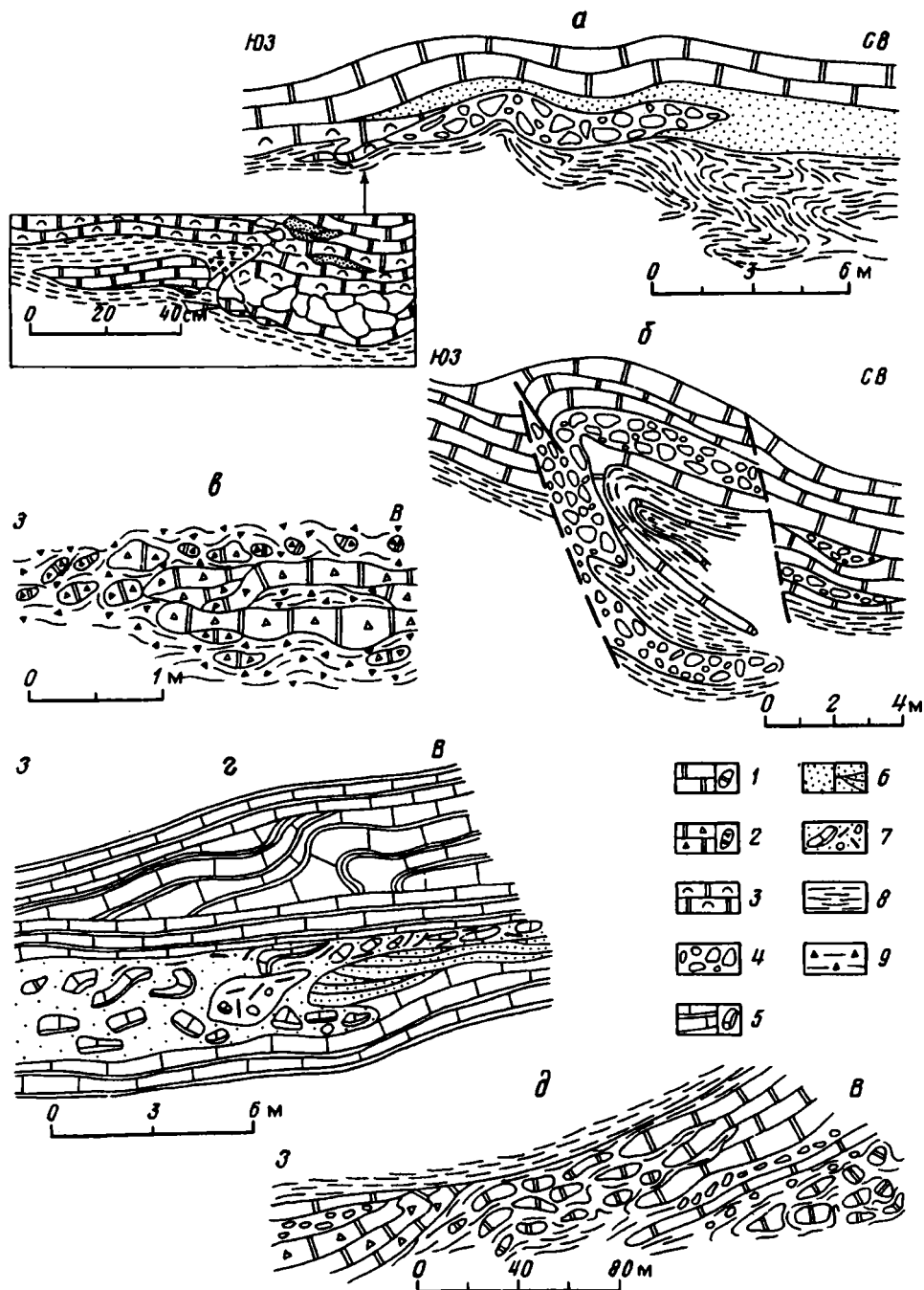


Рис. 5. Текстуры оползания и течения разжиженных осадков в основании и нижней части боксонской серии: а—г — забитская свита (положение зарисовок см. на рис. 4), д — табинзуртинская свита (левый берег р. Урдо-Боксон в районе Боксонского месторождения)

1 — доломиты и их обломки; 2 — доломитовые брекчии и их обломки; 3 — строматолитовые доломиты; 4 — доломитовые конгломераты и конглобрекчии; 5 — флишелоподобное чередование углеродистых известняков и калькаренитов и обрывки пластов этой толщи в оползневых брекчиях; 6 — калькарениты и косослоистые калькарениты; 7 — подводно-оползневые брекчии и дебридиты, состоящие из обломков известняков и окремнелых бактериально-водорослевых матов; 8 — красноватые аргиллиты и алевролиты; 9 — щебнисто-глинистый матрикс диамиктитов

брекчии представляют собой продукт разрушения на поднятых блоках и оползания в относительные понижения доломитового горизонта или олистоплака.

Вверх по разрезу матрикс диамиктитов становится более глинистым, а состав включений более разнообразным. Это вишневые и зеленовато-серые пятнистые аргиллиты с щебнем, гравием и мелкой галькой кварца, различных «сархойских» вулканитов кислого состава, гранофиров, полимиктовых песчаников, реже кварцитов и базальтов. Местами присутствуют единичные зерна габбро-диабазов и зеленокаменно измененных базальтов, что указывает на участие в размыве, как и в разрезе I по р. Урдо-Боксон, пород довендской офиолитовой ассоциации, однако фрагменты их были привнесены издалека. Отдельные крупные валуны состоят из серых, на выветрелой поверхности светло-бурых доломитов, содержащих остатки строматолитов, водорослей *Renalcis* иногда фосфатные зерна, pellets, что позволяет однозначно определить источник их поступления — «нижние» доломиты.

Из приведенного описания видно, что диамиктиты являются подводно-сползевыми отложениями, тесно связанными с довольно интенсивными вертикальными блоковыми движениями. Часть обломочного материала представляет собой перенесенные высокоплотными потоками типа дебридных мелководные осадки, первоначально накапливавшиеся на горстовых поднятиях. Это хорошо окатанные гальки и валуны. Другая часть является продуктом оползней и обвалов консолидированных, полуконсолидированных и разжиженных осадков (доломитовые брекчии, глинистая фракция). Некоторые осадки практически не перемещены и накапливались как талус (осыпь) у подножия уступов. Вовлечение в оползание слабоконсолидированных осадков и наличие талуса подстилающих пород свидетельствуют об увеличении контрастности рельефа во время накопления диамиктитов. На это же указывает и изменчивая (0—100 м, см. рис. 2) мощность этих образований. Относительная их глубоководность (по крайней мере по сравнению с подстилающими доломитами) свидетельствует о значительном опускании отдельных блоков. Строматолиты и водоросли, обитающие в фотической зоне (глубины менее 20 м) и характерные для «нижних» доломитов, встречаются здесь лишь в обломках. В матриксе же диамиктитов имеются только единичные трубки роющих организмов типа *Cloudina sp.*, позволяющие говорить об осадконакоплении ниже базиса волн (более 20 м). А. В. Тыжинов [12, с. 117] указывает на участие материала ледового разноса (штрихованные валуны) в составе диамиктитов и относит эти породы к тиллитам. О тиллитах вряд ли можно говорить, так как эти осадки морские. Однако присутствие обломочного материала ледникового происхождения в условиях контрастно расчлененного палеорельефа не исключено. Вполне вероятно, что диамиктиты представляют собой переработанные подводными оползнями ледниковые отложения — тиллоиды.

После диамиктитов (тиллоидов) грабенообразные депрессии в окрестностях р. Сархой заполнялись углеродисто-глинисто-карбонатными осадками. Во впадинах их мощность достигает 200 м, тогда как на приподнятых блоках они отсутствуют или имеют сокращенную мощность (см. рис. 4; рис. 6). Характерно тонкое (1 мм — 1—3 см) флишеподобное чередование углеродистых пород — песчанистых интракласто-пеллетных калькаренитов, кальцилитов, микритовых известняков, черных кремней, известково-глинистых сланцев, иногда содержащих фосфатные конкреции. Песчаная фракция состоит из кварца, плагиоклаза, альбитизированного калишпата, в калькаренитах содержатся остатки водорослей и микрофоссилий типа *Muxococoides*. Черные кремни залегают в виде тонких прослоев и интракластов, в них часто сохраняются реликты структур окремнения бактериально-водорослевых матов. Спорадически встречаются маломощные (не более 0,5—3 м) горизонты кремнисто-карбонатных брекчий взламывания и оползания. При этом если в разрезах 6 и 7 оползания в современных координатах происходили с запада на восток, то в разрезе 9 зафиксированы противоположные направления перемещения оползневых масс, но также в сторону наиболее опущенной части депрессии (см. рис. 4, 6).

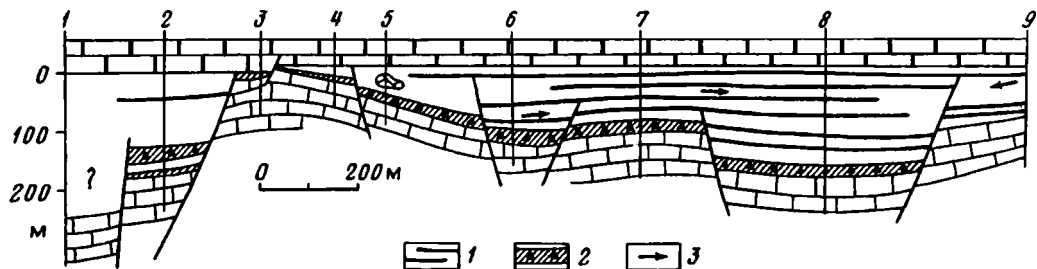


Рис. 6. Палеофиль на начало накопления «верхних» доломитов забитской свиты, составленный по разрезам 1—9 (см. рис. 3, 4)

1 — толща углеродистых известняков с маркирующими горизонтами; 2 — диамиктиты; 3 — направление подводного оползания. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

Смена доломитовой седиментации известковой, обилие микритового цемента в калькаренидах, углеродистость пород, тонкая горизонтальная, часто градиационная слоистость свидетельствуют об относительно глубоководных условиях седиментации в обстановке стагнированного бассейна. Часть этих осадков — результат осаждения через толщу воды, другая относится к турбидитам, генетически связанным с формированием подводно-оползневых брекчий и складок. Так, местами эти брекчии переходят по латерали как в слабо нарушенные слои, так и в осадки высокоплотных турбидных потоков (см. рис. 5, 2). Кроме того, в кровле некоторых пластов наблюдается серия залеченных параллельных трещин — следов оползания и течения полуконсолидированных осадков. Все эти признаки подтверждают точку зрения о накоплении толщи углеродистых известняков в грабенообразных впадинах, сегментированных подводными эскарпами. Об этом же свидетельствует и крупный олистолит «нижних» доломитов в разрезе 5 (см. рис. 4, б), сменяющийся при удалении от края впадины глыбовыми доломитовыми брекчиями.

Толща углеродистых известняков надстраивается серыми «верхними» доломитами забитской свиты, подошва которых местами незначительно сорвана. Их повсеместное распространение свидетельствует о сглаживании, уменьшении контрастности палеорельефа. Однако и здесь широко развиты подводно-оползневые текстуры и доломитовые брекчии. В целом преобладают онколитовые и водорослевые мелководные доломиты, в той или иной степени окремнелые. При этом в одних разрезах (4, 9, см. рис. 4), отвечающих относительным поднятиям, преобладают слоистые, иногда косослоистые онколитовые грейнстоны<sup>2</sup>. В других случаях (разрез 2, см. рис. 4; южный склон горы Саган-Ула на левом берегу р. Сархой в 14—15 км ниже по течению) преобладают массивные бесструктурные доломитовые мадстоны<sup>3</sup>, содержащие скопления онколитов, плавающие обломки доломитов, линзы доломитовых брекчий. Разные диагенетические кремни при этом имеют то форму линз, то форму спиралей, катунов и свидетельствуют об оползании и течении полуконсолидированных осадков.

Согласно данным В. В. Хоментовского и др. [19], очень похожее — до деталей — строение имеет нижняя часть терригенно-карбонатного комплекса в районе Ухагольского месторождения фосфоритов (см. рис. 2, IV). Авторы подчеркивают большую роль блоковых подвижек при ее формировании. Этому участку соответствует, видимо, погребенная под «верхними» доломитами грабеновая структура, характеризующаяся максимальной мощностью толщи углеродистых известняков (300 м). Значительно южнее, на другой окраине Тувино-Монгольского массива,

<sup>2</sup> Грейнстоны — калькарениды со скудным цементом; характерны для среды с активной гидродинамикой.

<sup>3</sup> Мадстоны — калькарениды с обильным (50%) цементом; характерны для среды с пассивной гидродинамикой.



шлишеподобная толща углеродистых известняков отсутствует (см. рис. 2, V). Нет здесь и «нижних» доломитов, которые полностью выклиниваются уже в пределах Ухагола [19], зато нижележащая, базальная толща, соответствующая хушатайской свите бассейна р. Сархой, имеет значительно большую мощность. Она залегает на кислых вулканитах контрастно дифференцированной дархатской серии, являющейся стратиграфическим аналогом сархойской.

Условия формирования рассмотренных разрезов боксонской серии в определенной мере сохранились позже, в табинзуртинское время, когда широкое развитие получили красноцветные и сероцветные, так называемые узорчатые известняки, являющиеся продуктом оползания неконсолидированных и полуконсолидированных разжиженных пачек тонкого переслаивания биокластовых и глинистых известняков и глинистых кальцилютитов. На Боксонском месторождении, примерно в 4 км к югу от разреза I (см. рис. 1), в породах табинзуртинской свиты часто встречаются подводно-оползневые брекчии, а также переходы доломитов в брекчии, возникшие из-за отжима воды из глинистых брекчий сохранением реликтов первичных слоев (см. рис. 5, д). Участки распространения брекчий, текстур течения, разжиженных осадков, то темноцветных, то красноцветных, чередуются и сменяются по латерали и вертикали археоциато-водорослевыми биогермами. Часть биогермов и их фрагментов, несомненно, перемещена с приподнятых блоков в результате действия оползней и обвалов и захоронена по соседству среди оползневых брекчий и онкоидных мадстонов. Такие соотношения прекрасно видны на южном склоне горы Саган-Ула.

Конседиментационный контрастный рельеф и как следствие — фациальная изменчивость отложений боксонской серии затрудняют ее стратиграфическое расчленение. Четкая стратификация с последовательной сменой богатых строма-толитов-водорослевых комплексов археоциатовыми характерна лишь для устойчивых горстовых поднятий. Смежные грабены с присущими им карбонатными турбидитами, оползневыми и обвальными накоплениями либо не содержат органических остатков, либо, чаще всего, содержат неопределимые обломки скелетной фауны и мелкий рассеянный детрит, и их отнесение к той или иной части разреза вызывает споры и разногласия. Подобная же картина была выявлена среди одновозрастных карбонатных толщ Батеневского поднятия к юго-востоку от Кузнецкого Алатау [17].

Процесс выравнивания горст-грабенового рельефа, начавшийся в конце забитского времени в результате компенсации грабенов осадками и общего погружения территории, продолжался довольно долго — в течение табинзуртинского и, более интенсивно, хужиртайского времени, когда стала преобладать известковая седиментация. Максимум трансгрессии пришелся на вторую половину раннего кембрия: в нюргатинское время повсеместно резко сократились площади распространения биогермов, возникавших ранее в наиболее мелководной обстановке на относительно небольших поднятиях морского дна.

Тектонические условия и этапы формирования терригенно-карбонатного комплекса. Прежде чем подвести итог изложенному материалу, авторы считают необходимым остановиться еще раз на стратиграфическом положении и обосновании возраста базальной толщи, особенно в восточных разрезах. Это связано с тем, что в настоящее время многие отрицают ее принадлежность там к венд-кембрийскому комплексу и рассматривают в качестве среднепалеозойской молассы, на которую надвинуты карбонаты боксонской серии [3, 4 и др.]. Мы решительно присоединяемся к критикам [12, 19] подобной точки зрения, опирающейся только на специфические палеонтологические данные, в частности на находки в подбоксонских микститах к востоку — юго-востоку от разреза I (см. рис. 1) акритарх и спор силурийского облика [3]. В западных и южных разрезах (см. рис. 2, III, IV) совершенно идентичные по внешнему облику, внутреннему строению и текстурным особенностям образования, одинаковые, несомненно, и по генезису, не являются базальными, а залегают внутри самой нижней

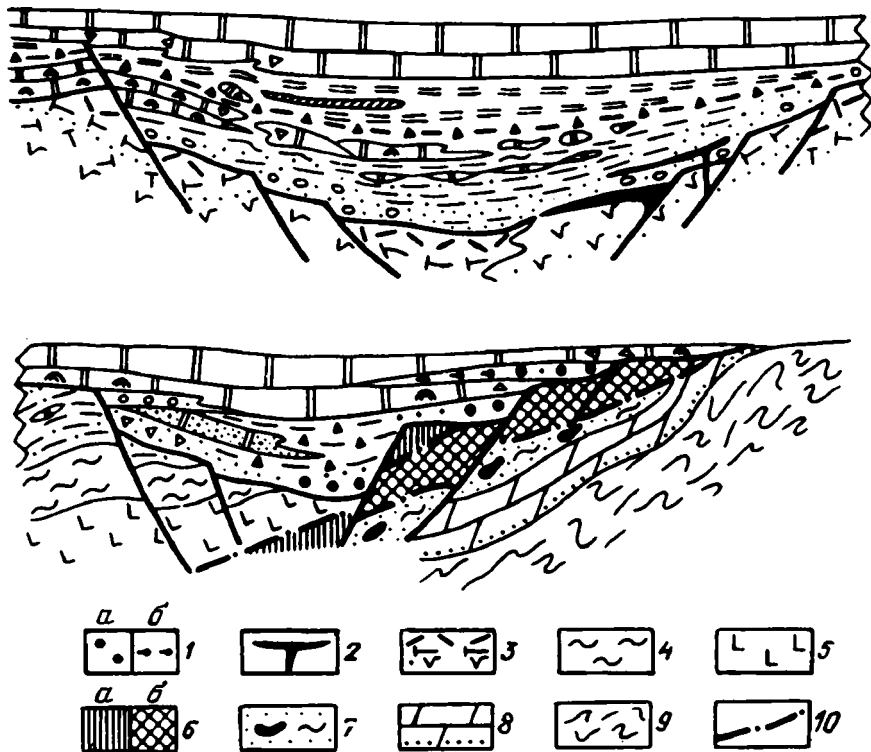


Рис. 7. Генерализованный палеофиль для конца забитского времени  
 1 — грубые офиолитокластовые осадки (а), хромит-кварцевые песчаники (б); 2 — силлы диабазов; 3 — осадочно-вулканогенные породы кислого и среднего состава сархойской серии; 4 — углеродистые терригенные турбидиты; 5, 6 — фрагменты офиолитовой ассоциации: 5 — базальты и бониниты, 6 — габброиды (а), ультрабазиты (б); 7 — олистостромовая толща, содержащая офиолитовую кластику; 8 — терригенно-карбонатные отложения иркутской свиты; 9 — метаморфический комплекс основания Гарганской «глубы»; 10 — подошва ранневендских тектонических пластин. Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 4

карбонатной толщ ближе к ее основанию. На западе (см. рис. 4) в их матриксе содержатся остатки роющих организмов, в осадках же, находящихся несколько ниже и выше, — водоросли и микрофоссилии позднего венда. Приведенные факты в совокупности с определенной литологической преемственностью различных пачек во всех разрезах и описанным характером их границ позволяют аргументированно говорить о едином формационном комплексе, слагавшем чехол Тувино-Монгольского массива, а не о тектоническом совмещении разновозрастных формаций в конце каледонской эпохи. Последней трактовке явно противоречит также и полное отсутствие продуктов разрушения боксонской серии, в первую очередь ее маркеров или палеонтологически надежно датированных осадков, среди подстилающих якобы более молодых грубообломочных отложений.

Наши представления о начальном этапе формирования чехла Тувино-Монгольского массива (микроконтинента) в пределах его северной окраины отображены на рис. 7, где показаны принципиальные соотношения разных типов пород на западе и востоке (рис. 7, нижняя часть) территории.

Накопление чехольного комплекса началось в позднем венде после завершения сархойского вулканизма и крупной структурной перестройки, выразившейся в частичном (?) замыкании рифейского бассейна (более вероятно, системы бассейнов) и обдукции офиолитов на древние континентальные блоки, которые вместе составили фундамент нового аккреционного массива, куда будущий Тувино-Монгольский микроконтинент вошел в качестве одного из фрагментов [13]. Вплоть

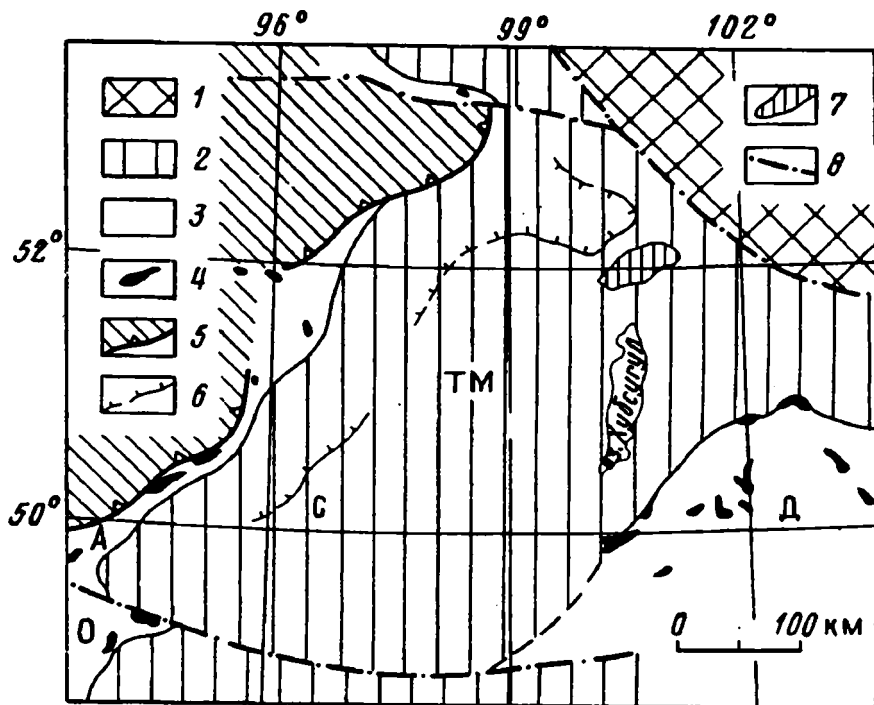


Рис. 8. Современное положение венд-кембрийских структур на юге Сибири и севере Монголии  
 1 — Сибирская платформа; 2 — микроконтиненты (ТМ — Тувино-Монгольский); 3 — реликты бассейнов с корой океанического типа: А — Агардагского, Д — Джидинского, О — Озерного; 4 — выходы меланократового основания (габбро-типербазитовый комплекс); 5 — фронт раннекембрийского островодужного вулканизма Восточно-Тувинской зоны; 6 — юго-восточная граница распространения послераннекембрийских черносланцево-флишеидных и олистостромовых толщ; 7 — Гарганская «глыба»; 8 — наиболее крупные разломы. С — нагорье Сангилен

до появления «верхних» доломитов забитской свиты фацциальная обстановка на микроконтиненте была крайне неустойчивой и ни одна из ранее образовавшихся толщ: ни пестроцветная (хушатайская свита и ее аналоги), ни «нижних» доломитов, ни диамиктитов, ни углеродистых флишеподобных известняков — не получила повсеместного развития (см. рис. 2). Большое разнообразие фаций и «клавишный» характер строения нижней части комплекса, резкое изменение мощностей — от нуля до сотен метров, подводно-оползневое и свальное происхождение многих пород, явное преобладание сугубо местного обломочного материала свидетельствуют о существовании активного горст-грабенного рельефа, возникшего в условиях растяжения и имевшего рифтогенную природу. Установлено, что конседиментационные разломы контролировали фосфатное оруденение, сопровождавшееся повышенным по сравнению с кларками накоплением в осадках As, Ba, Sr, Cr, Mo в меньшей степени Zn, Ni, Cu, B [5].

Рифтогенез был связан, по-видимому, с заложением в венде новых офиолитовых бассейнов, образовавших Центральную-Азиатскую палеоокеаническую структуру [7, 16], в результате чего и обособился Тувино-Монгольский микроконтинент (рис. 8). В течение первой половины раннего кембрия тектонический рельеф его постепенно сглаживался и усиливалось общее погружение, с «верхних» доломитов стал формироваться сплошной плащ мелководных карбонатов. Глубины седиментации варьировали в пределах, характерных для континентальных шельфов. Можно предполагать, что этот этап относительно стабильного развития соответствовал максимальному раскрытию соседних палеоокеанических бассейнов, в частности Агардагского. Как указывает А. В. Ильин [10], трансгрессия распро-

странялась с запада на восток микроконтинента. Отмечавшийся выше пик трансгрессии, фиксируемый осадками нюргатинской свиты боксонской серии (вторая половина раннего кембрия), совпадает с периодом интенсивной вулканической деятельности островодужного типа в Восточно-Тувинской зоне на западе Агардагского бассейна (карахольская, таннуольская, тапсинская, хамсаринская и другие свиты). Вероятно, в это время началось его сокращение в результате сближения островодужного поднятия и микроконтинентального массива. В дальнейшем на месте Агардагского палеобассейна, претерпевшего структурную дифференциацию, расчешуивание и смятие слагавших его комплексов [6, 11], образуется сутура.

Столкновение Восточно-Тувинской палеодуги с Тувино-Монгольским массивом произошло, скорее всего, в среднем кембрии, что отразилось в довольно резкой смене условий осадконакопления [13]. Область относительно глубоководной седиментации сместилась из исчезнувшего бассейна на восток, на край карбонатной плиты (см. рис. 8), разрез которой стал надстраиваться черносланцевой толщей с преобладанием полимиктовых карбонатно-глинистых терригенных турбидитов, прослоенных осадками глубоководных течений (мангатольская свита). С течением времени зрелость турбидитов возрастала; верхняя половина толщи отличается олистостромовым строением, будучи неравномерно насыщена глыбами и пластинами венд-нижнекембрийских карбонатов, сползавшими с разрушавшейся плиты. Юго-западнее, в нагорье Сангилен, процесс олистостромообразования начался, возможно, несколько раньше — в самом конце раннего кембрия (пучукская свита [1]), но также был связан с превращением части карбонатной плиты в ступень микроконтинентального склона.

Заключительный этап становления терригенно-карбонатного комплекса завершился на северной окраине Тувино-Монгольского массива деформацией и разрушением этого склона в условиях продолжавшейся коллизии и господства тектонического сжатия. С севера была надвинута сложная полиформационная серия пород Окинской зоны [3, 4] (см. рис. 1), перед фронтом которой возник пестроцветный олистостром (яматинская свита), венчающий разрез и содержащий отторженцы боксонской и сархойской серий, а также отслоенные фрагменты досархойского осадочного чехла. Местами на этой толще залегают пластины кристаллических образований, имеющих возраст около 1 млрд. лет [4]. Восточнее, в поле распространения пород дабанжалгинской свиты [3], олистостром сильно тектонизирован и состоит в основном из включений кремнисто(фтанит)-карбонатной формации, которая отвечала, как мы считаем, другому, наиболее древнему склону Тувино-Монгольского массива и была синхронна, видимо, низам боксонского разреза.

Некоторые закономерности становления венд-кембрийских осадочных комплексов. Рассмотренные особенности строения чехла Тувино-Монгольского массива и связанные с его накоплением основные тектонические события обнаруживают поразительное сходство с другими районами распространения разновозрастных терригенно-карбонатных отложений. Авторы имели возможность убедиться в этом на западе Центрального Казахстана [16], в Дзобханском массиве Монголии и на севере Таймыра. Другими примерами могут служить Северный Тянь-Шань и западный склон Урала [20], крайняя часть Скандинавских каледонид [23], Шпицберген [22], зона Авалон в Аппалачах [26], северо-запад Канады [21, 25], южная часть Австралии [27], Сино-Корейская и Южно-Китайская платформы [10, 20]. Для всех этих регионов характерны одинаковая последовательность и закономерное сочетание разных типов пород, особенно парагенез диамиктитов-тиллоидов, карбонатных олистостромов и углеродисто-кремнисто-карбонатных осадков, часто имеющих повышенные содержания металлов и фосфора. Этот парагенез сменяется по латерали и вертикали доломитами и известняками, заключающими во многих случаях месторождения фосфоритов, реже бокситов и алюмофосфатов. Столь же характерны резкое изменение мощностей нижних толщ и явная приуроченность их к рифтогенным структурам. Так, ледниковые осадки серии Рапитан в основании венд-кембрийской надсерии Уиндермир Канады

накапливались синхронно с развитием сбросов [21]. В Австралии у северного края древнего шельфа Стюарт позднедокембрийские марино-гляциальные отложения субсерии Юднамутана с юго-запада на северо-восток сначала на протяжении 5,5 км уменьшаются в мощности от 385 до 125 м, затем через 1,5 км скачкообразно увеличиваются до 710 м, а еще через 2 км их мощность составляет уже более 3200 м [27].

Исключительно широкое развитие однотипных комплексов свидетельствует о глобальных процессах растяжения, происходивших в самом конце докембрия или на рубеже венд — кембрий и приведших к заложению и раскрытию обширных океанических бассейнов, а также к существенному обновлению коры некоторых из возникших ранее. Рифтогенная природа многих континентальных окраин венд-раннепалеозойских палеоокеанов — Япетуса, Палеопацифики, Центрально-Азиатского — не вызывает сомнения. На огромных площадях получили распространение своеобразные грабеновые фации, обрамлявшие, подобно современным периферическим рифтам, древние океанические структуры. Эти фации повсеместно надстраивались карбонатными чехлами, по возрасту базальных слоев которых предлагается датировать время начала спрединга в смежных бассейнах [10]. Дальнейшее формирование чехлов на фоне их общего сходства имело на отдельных плитах и индивидуальные черты (продолжительность и непрерывность становления, внутренняя цикличность, специфика венчающих формаций и др.), зависевшие, как мы стремились показать, от особенностей тектонических процессов в сопредельных областях.

Глобальный характер рифтогенеза на рубеже венда и кембрия подтверждает высказанную точку зрения [16] о возможной эндогенной природе углеродистого вещества, некоторых металлов и фосфора в венд-раннекембрийских отложениях, о переносе их вдоль долгоживущих крутых разломов в форме летучих металлоорганических соединений [15] и о наибольшей перспективности для поисков месторождений фосфора зон сочленения палеогорстовых и палеограбеновых структур.

#### Список литературы

1. *Беляев С. Ю., Терлеев А. А., Миргородская Н. В.* Тектонические покровы в верхнем течении р. Сол-Белдир (нагорье Сангилен)//Комплексные геологические исследования Сангилен (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 27—41.
2. *Вейс А. Ф., Воробьева Н. Г.* Первые находки микрофоссилий в верхнем докембрии Боксон-Сархойского синклиниория (Восточный Саян)//В печати.
3. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
4. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 126 с.
5. *Георгиевский А. Ф.* Условия формирования фосфоритовых месторождений северной части Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (Юго-Восточный Саян): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1991. 21 с.
6. *Гончикберг В. Е., Малова Н. А.* Редкоземельная характеристика базальтоидов кускунгуской свиты и геодинамическая специфика Агардагского палеобассейна//Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 21—29.
7. *Дергунов А. Б., Моссаковский А. А., Самыгин С. Г., Хеваскова Т. Н.* Закономерности формирования палеозойд Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана//Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53—67.
8. *Добрецов Н. Л.* О покровной «тектонике» Восточного Саяна//Геотектоника. 1985. № 1. С. 39—50.
9. *Ильин А. В.* О южном шельфе Сибирского континента в позднем докембрии и кембрии//Геология и геофизика. 1979. № 8. С. 10—19.
10. *Ильин А. В.* Протерозойский суперконтинент, его предкембрийский рифтинг и распад на множество континентов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 80—95.
11. *Кузнецов П. П., Беляев С. Ю., Гибшер А. С., Изох А. Э., Терлеев А. А.* Эволюция Агардагской линейной зоны (Юго-Восточная Тува)//Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 173—181.
12. *Кузьмичев А. Б.* Сархойская серия стратотипической местности (стратиграфия, структурное положение, возраст)//Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 104—123.
13. *Самыгин С. Г.* Северная окраина Тувино-Монгольского массива в позднем докембрии — раннем

- палеозое//Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений Юга Сибири: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Новосибирск: ОИГТМ СО АН СССР, 1991. С. 209—212.
14. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 4. С. 87—103.
  15. Слободской Р. М. Элементоорганические соединения и эндогенное рудообразование//Сов. геология. 1978. № 3. С. 54—67.
  16. Хераскова Т. Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 368. М.: Наука, 1986. 247 с.
  17. Хераскова Т. Н. Литология карбонатных отложений Батеневского кряжа//Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 54—70.
  18. Хераскова Т. Н., Ильинская М. Н., Лувсанданзан Б., Дашдаваа З. Венд-нижнепалеозойские формации каледонид Северной Монголии//Раннегеосинклинальные формации и структуры//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 417. М.: Наука, 1987. С. 67—100.
  19. Хоментовский В. В., Пак К. Л., Постников А. А., Скопинцев В. Г. Геологическое строение бассейна р. Уха-Гол (Восточный Саян)//Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 76—106.
  20. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 308. М.: Наука, 1978. 202 с.
  21. Eisbacher G. H. Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition, Western Canada//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. V. 51. № 1—4. P. 231—254.
  22. Fairchild I. J., Hambrey M. J., Spire B., Jefferson T. H. Late Proterozoic glacial carbonates in northeast Spitsbergen: new insights into the carbonate-tillite association//Geol. Mag. 1989. V. 126. No. 5. P. 469—490.
  23. Gayer R. A., Greiling R. O. Caledonian nappe geometry in northcentral Sweden and basin evolution on the Baltoscandian margin//Geol. Mag. 1989. V. 126. № 5. P. 499—513.
  24. Geological studies of the Gulf of Suez: The north-western Red Sea coasts tectonic and sedimentary evolution of a neogene rift//Doc. et Trav. IGAL. Paris, 1986. № 10. 192 p.
  25. Hofmann H. J., Narbonne G. M., Aitken J. D. Ediacaran remains from intertillite beds in northwestern Canada//Geology. 1990. V. 18. № 12. P. 1199—1202.
  26. Rast N., Skehan J. W. The evolution of the Avalonian plate//Tectonophysics. 1983. V. 100. № 1—3. P. 257—286.
  27. Young G. M., Gostin V. A. An exceptionally thick upper Proterozoic (Sturtian) glacial succession in the Mount Painter area, South Australia//Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. № 6. P. 834—845.

Геологический институт РАН  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
3.II.1992

Рецензент: А. С. Перфильев

УДК 551.24:551.732(571.5)

© 1992 г. ПОСТЕЛЬНИКОВ Е. С., МУСЕЙБОВ Н. И.

## СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА БАЙКАЛИД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фундамент байкалид юго-западной окраины Сибирской платформы характеризуется повышенной неоднородностью: контрастным сочетанием блоков сиалической коры, межблоковых зеленокаменных прогибов и зон тектонических швов. Такое строение фундамента обусловило своеобразие осадконакопления, магматизма и геодинамики в байкальский геотектонический цикл. Начиная с архея прослежена дофанерозойская история развития земной коры рассматриваемого региона, выделены этапы ее становления.

Postelnikov Ye. S., Museibov N. I. The Baikalides basement structure at the southwest border of the Siberian platform. *Geotectonics*. 1992. № 6. The basement of Baikalides at the southwest border of the Siberian platform displays high heterogeneity: contrasting combination of the sialic crust blocks, interblock greenstone deeps and of tectonic fault zones. Such structure of the basement accounts for peculiar sedimentation, magmatism and geodynamics during the Baikalian geotectonic cycle. The pre-Phanerozoic evolution of the Earth crust in the region under consideration is traced beginning with the Archean. The stages of its formation have been identified.

Рассматриваемый регион ограничен юго-западным отрезком краевого шва Сибирской платформы и включает прилегающие к шву с северо-востока складчато-глыбовые сооружения Енисейского кряжа и Присаянья протяженностью 1400 км (рис. 1). Вся территория составляет западную часть сибирского тектонотипа байкалид — «Байкальской складчатой зоны» Н. С. Шатского, выделенной в 1932 г.

Понятие «байкалиды» в трудах Н. С. Шатского и его последователей — «полный аналог каледонид, герцинид, мезозоид и альпид», структурный результат рифейского (байкальского) геотектонического цикла [27; 40, с. 586 и др.]. С 1960-х годов в связи с исследованием генетических отношений между океанами и континентами такие циклы обычно определяют как время превращения океанической коры в континентальную. Выяснилось, однако, что в областях выделенных ранее байкалид Сибири, как и во всей Евразии, комплексы-индикаторы океанической коры (офиолиты и т. д.) в их основании распространены весьма ограниченно. Объемы новообразованной (к началу фанерозоя) континентальной коры также невелики [37]. Это привело некоторых исследователей к полному отрицанию байкалид в их сибирском тектонотипе [38 и др.].

Вместе с тем в ряде районов по сути не были объяснены типичные структурные и формационные особенности рифея, послужившие основанием для выделения байкалид: широкое распространение моласс и коровых гранитоидов конца протерозоя, своеобразие позднепротерозойских дислокаций и осадконакопления, характерная стадийность и региональные несогласия в кровле рифея и т. д. На юго-западной окраине Сибирской платформы эти особенности проявились очень ярко [28 и др.]. Наличие здесь мощных разрезов дислоцированного рифея, вендского — фанерозойского платформенного чехла и доверхнепротерозойских метаморфических толщ предоставляет уникальную возможность исследования не только этих подразделений, но и соотношений между ними. Особое значение

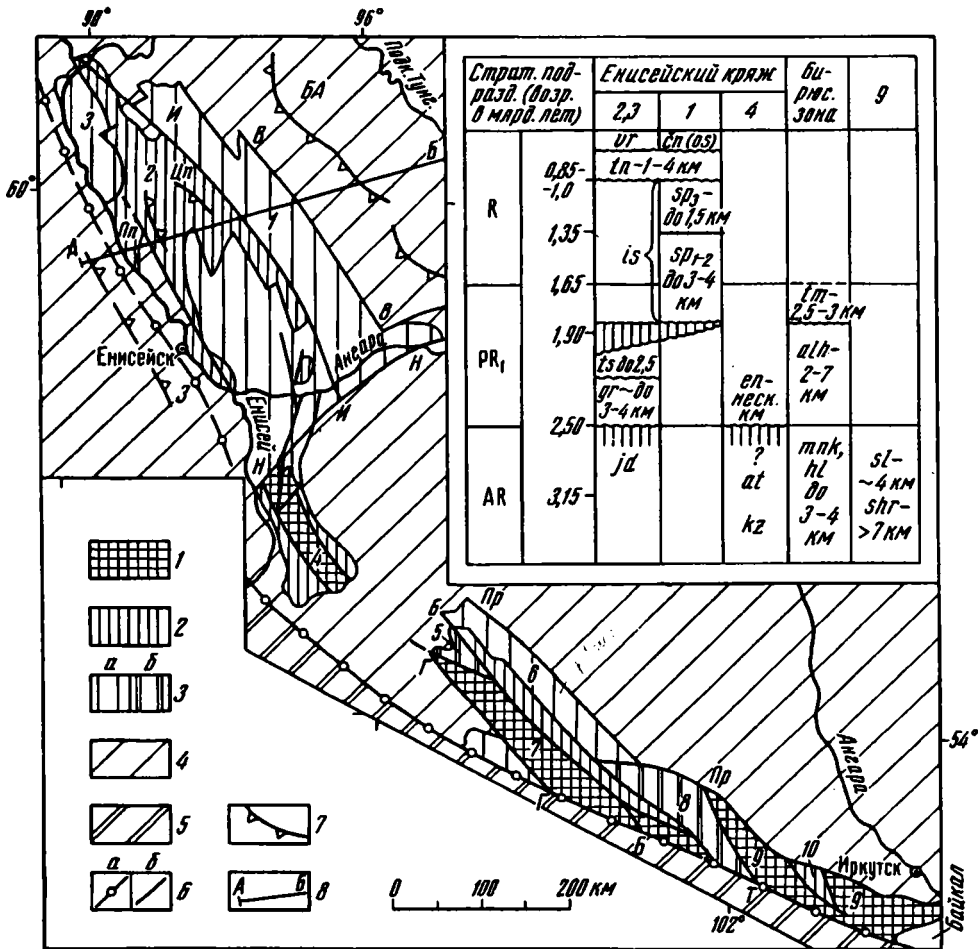


Рис. 1. Схема современной структуры и таблица корреляции подразделений докембрия на юго-западе Сибирской платформы: 1—5 — территории преимущественного распространения образований: 1 — архейских, 2 — раннепротерозойских, 3 а, б: а — позднепротерозойских, б — протерозойских; 4 — фанерозойских платформенных чехлов, 5 — палеозоид Алтае-Саянской области; 6 — крупные разломы: а — краевой шов Сибирской платформы, б — прочие; 7 — условные структурные линии; 8 — линия профиля А—Б (см. рис. 3).

Прогибы: 1 — Восточный, 3 — Енисейский (включая Исаковский участок), 5 — Туманшетский, 6 — Присяянский, 8 — Урикско-Ийский грабен, 10 — Онотский грабен; поднятия: 2 — Центральный массив, 4 — Южно-Енисейская глыба, 7 — Бирюсинский выступ, 9 — Шарыжалгайский выступ, Пп — Приенисейское, Цч — Центральное, БА — Байкитская антеклизия; разломы: И — Ишимбинский, В — Вельминский, Пр — Присяянский, Б — Бирюсинский, Г — Грядинский, Т — Точерский, Н — Нижнеангарский. Серии, свиты, толщи: shг — шарыжалгайская, sl — слюдянская, hl — хайламинская, mнк — монкресская, алл — алхадьрская, tm — туманшетская, kz — кузевская, at — атамановская, en — енисейская, jd — юдинская, gr — гаревская, ts — тейская, is — исаковская, tn — тунгусицкая, vr — вороговская, sp — сухопитская, сп (ос) — чингасанская (ослянская). Цифры 1—4, 9 на таблице соответствуют цифровым обозначениям структур на схеме

для понимания характерных структур и формаций байкальского геотектонического цикла имеет изучение фундамента байкалид.

Доминирующими подразделениями современного структурного плана региона являются блоки древнейшей сиалической коры, ограничивающие и рассекающие их тектонические швы и протягивающиеся вдоль швов приразломные прогибы (см. рис. 1). Генеральные простирания разломов и прогибов — северо-западное (преобладает) и восток — северо-восточное. Нижнеангарским разломом (сдвигом)



вся полоса складчато-глыбовых сооружений краевого пояса платформы подразделена на опущенную северную (Заангарье) и поднятую юго-восточную (до оз. Байкал) половины.

Около 70% поверхности заангарской части Енисейского кряжа сложено верхнепротерозойскими породами. Фанерозойский чехол развит фрагментарно. Опорные стратиграфические разрезы верхнепротерозойских отложений мощностью до 7—9 км приурочены главным образом к восточному склону Енисейского кряжа. Крупные участки дорифейских образований на поверхности известны лишь в пределах приподнятых интенсивно гранитизированных краев Центрального массива — Приенисейского и Центрального поднятий, где они обнажены на глубину до 2—3 км.

Главными структурами юго-восточной половины краевого пояса являются глубоко эродированные блоки архейских — нижнепротерозойских пород — Южно-Енисейская, Бирюсинская и Шарыжалгайская глыбы (см. рис. 1). Суммарная мощность разреза раннего докембрия в них превышает 10—12 км. Разделяющие блоки рифтогенные прогибы заполнены протерозойскими сериями. Позднепротерозойские — вендские орогенные накопления широко распространены в Присянском наложенном прогибе.

Дофанерозойские образования юго-западной окраины Сибирской платформы отчетливо подразделяются на архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский (нередко включает верхний карелий) структурно-формационные этажи. Средняя толщина земной коры в регионе 45—47 км. Из таблицы на рис. 1 и приведенных выше видимых мощностей подразделений докембрия следует, что непосредственному изучению в обнажениях доступны только верхние 15—20 км дофанерозойского разреза коры. Для ее нижних слоев, относящихся к раннему архею — катархею, в рассматриваемом регионе возможны лишь геофизические характеристики.

#### АРХЕЙСКИЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ ЭТАЖ (>3,5—2,5 млрд. лет)

Приступая к описанию архейских подразделений региона, назовем сначала некоторые из признаков состава и строения вертикальных разрезов архейской коры, общих не только для краевых выступов фундамента Сибирской платформы (Бирюсинского, Южно-Енисейского и др.), но и для наиболее изученных раннедокембрийских образований Алданского, Балтийского и Украинского щитов [1, 6, 14, 18, 32, 39, 41 и др.].

В разрезах древнейшего архейского основания перечисленных геоструктур выделяют нижне- (>3,5 млрд. лет), средне- (3,5—3,1 млрд. лет) и верхнеархейский (3,1—2,5 млрд. лет) ярусы, разграниченные структурным и метаморфическим несогласием [14, 39, 41 и т. д.]<sup>1</sup>. По мнению Н. Л. Добрецова [32], нижнеархейский ярус («комплекс основания») в Сибири имеет эндербитовый (тоналитовый, серогнейсовый и т. д.) состав. Выказаны и противоположные точки зрения — о резком преобладании в нижнем слое консолидированной коры базитов — гипербазитов [9, 25 и др.] Ряд геологов придерживаются мнения о возможном выплавлении тоналитов из вещества мантии и тесной связи («переплетении») серогнейсового и симатического вещества [39, с. 25—26 и др.]. Примеры таких «смешанных», а также более «чистых» тоналитовых слоев: новопавловский комплекс Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита; курультинская серия Олекминского региона и низы алданского комплекса Алданского мегаблока; возможно, шумихинская и жидойская свиты Шарыжалгайского выступа. Менее определены редкие примеры раннеархейских мафит-ультрамафитовых слоев (реликты досерогнейсовой протокры, древнейшие зеленокаменные пояса?). По-ви-

<sup>1</sup> На II Всесоюзном совещании «Общие вопросы расчленения докембрия СССР» принято двучленное деления архея по границе  $3150 \pm 50$  млн. лет [36]. Соответственно возраст двух нижних ярусов — раннеархейский, а верхний ярус относится к позднему архею.

димому, к ним относятся роговообманковые амфиболиты и тремолит-актинолитовые сланцы (по оливиновым пироксенитам) нижнего подразделения так называемой аульской серии Украинского щита в Среднем Приднепровье ( $4200-3910 \pm \pm 220$  млн. лет — Pb—Sr- и Sm—Nd-методы — [14]). Возраст пироксеновых сланцев (метавулканитов) далдынской серии Анабарского щита определен Rb — Sr-методом в  $3800 \pm 200$  млн. лет. [14]. Возможно, они принадлежат раннеархейскому зеленокаменному поясу в центральной части щита.

Геологические события среднеархейского яруса на всех щитах начались с формирования рифтогенных гранит-зеленокаменных поясов. К образованиям поясов относятся: косивцевская и конкская свиты Украинского щита; метакоматииты и ортогнейсы волдозерского комплекса Балтийского щита; метакоматииты тирехмастахской толщи и метабазалты (роговообманково-биотитовые гнейсы) олекминской серии в Олекминском регионе. Последним приблизительно одновозрастны супракрустальные образования иенгской кварцито-гнейсовой, тимптонской чарнокитовой, желтулинской карбонатно-гнейсовой серий Алданского мегаблока (статьи Н. Л. Добрецова, В. И. Кицула, В. И. Березкина в [32]; работы Д. С. Коржинского).

Верхнеархейский ярус включает гранит-зеленокаменные пояса новой генерации: осадочно-вулканогенные серии лопия Карелии, олондинскую серию Олекминского региона, конкско-верховцевскую серию Среднего Приднепровья.

Выделенные три яруса архея соответствуют крупнейшим структурно-вещественным мегациклам [14 и др.]. В начале каждого из них (нижнего — предположительно) происходила деструкция коры — проторифтогенез и заложение зеленокаменных поясов, в конце — массовая гранитизация; метаморфизм и консолидация коры всего региона. Эти процессы развивались чаще всего унаследованно: условия растяжения в начале цикла наиболее ярко проявлялись в ослабленных проторифтовых (зеленокаменных) зонах, а максимальные гранитизация и метаморфизм — на блоках континентальной коры предшествовавшего цикла. Изменения архейских пород на блоках протекали в обстановках гранулитовой, реже амфиболитовой фаций метаморфизма, а в межблоковых поясах — амфиболитовой и более низкотемпературных фаций. Особое значение имели метаморфизм и завершение кратонизации палеокоры вблизи границы архея — протерозоя, охватившие большие пространства Гондваны и Лавразии [39].

Один из наиболее полных и относительно хорошо изученных разрезов раннего докембрия юго-западной окраины Сибирской платформы принадлежит Южно-Енисейской глыбе [11, 12 и др.]. Архейские образования составляют здесь канскую серию. Существует несколько мнений относительно присутствия серых гнейсов в этом районе — от полного их отрицания до признания довольно широкого распространения [19, 20]. Наиболее вероятно предположение о выходах серогнейсового комплекса в ядрах гранито-гнейсовых куполов глыбы [39, с. 18]. Химический состав широко распространенных в нижней, кузеевской, толще канской серии архея гранат-гиперстеновых гнейсов отвечает кварцевому диориту — гранодиориту [8], т. е. близок к тоналитовому. Это предположение подтверждается определениями возраста гранулитового метаморфизма гранат-гиперстеновых гнейсов и чарнокитов кузеевской толщи [3]. Полученные цифры —  $4100 \pm 200$  и  $4050$  млн. лет (Pb—Pb- и U—Pb-изохронные методы по цирконам и монацитам) являются древнейшими в Восточной Сибири. Однако в связи с вероятной потерей урана и по другим соображениям в печати высказаны сомнения в корректности этих цифр [15, с. 86; 20]. Возможно, приведший к образованию чарнокитов метаморфизм относится к концу раннего (~3,5 млрд. лет) или среднего (~3,1 млрд. лет) структурно-вещественных циклов архея ([6]; высказывания в печати А. И. Владимирова, К. А. Заблоцкого и В. Р. Сопрончук и др.). Этот этап гранулитового метаморфизма пород канской серии датирован в 3,1—3,2 млрд. лет по циркону из плагногнейсов Шилкинского блока (Pb—Pb-термоизохронный метод, одно определение — [22]). Метаморфизм происходил при  $P > 10$  кбар,

$T = 700\text{—}800^\circ \text{C}$  в условиях сутамской субфации глубинности, по А. А. Маракушеву [18]; работы Е. Ф. Зацепиной, М. И. Волобуева, Л. И. Деминной).

В центральной части Южно-Енисейской глыбы (Кузеевский блок) вдоль разломов на десятки километров протягиваются цепочки из мелких тел габбро-норитов, пироксенитов, реже анортозитов, залегающих преимущественно среди метавулканитов кузеевской толщи и дислоцированных совместно с породами канской серии. Не исключено, что эта ассоциация является частью субмеридионального зеленокаменного пояса (среднего цикла? — Е. П.).

Соотношения верхней атамановской толщи канской серии с кузеевской непосредственно не наблюдались. По сравнению с кузеевской атамановская толща сложена меньшим количеством пироксеносодержащих пород и большим — биотит-гранатовых. Для нее типичны (кордиерит-)гранат-биотитовые, гранат-гиперстен-кордиеритовые плагиогнейсы, двуполевошпатовые, гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы и амфибол-биотитовые породы. Широко распространены калиевые и натровые вениты, артериты, гнейсограниты и пегматиты. По данным Е. К. Ковригиной, толща испытала региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации низких давлений (в конце архея? — Е. П.), наложенный ультраметаморфизм в раннем протерозое (таракская эпоха), а также низкотемпературные изменения в рифее. Преобразованным породам атамановской толщи свойственны гранитогнейсовый состав, повышенная фоновая ториеность в гнейсах (признак зрелости первичных пород), более поздний массовый гранитоидный магматизм на базе палингенеза и другие индикаторы зрелой континентальной коры [20]. Изотопный возраст пегматитов из атамановской толщи, а также секущих канскую серию гнейсогранитов, по данным Pb-изохронного и Rb—Sr-методов, составляет около 2600 млн. лет (материалы М. И. Волобуева и др.; определения Э. К. Герлинга и Ю. М. Артемова). Архейский возраст всей канской серии не вызывает сомнений.

С запада Южно-Енисейская глыба обрамляется Предивинской рифтогенной структурой, принадлежащей Енисейскому прогибу. Нижнее подразделение ее разреза — юдинская толща — сложено чередованием зеленокаменно измененных ортоамфиболитов, кварц-полевошпатовых ортогнейсов, биотит-амфиболовых сланцев. А. Д. Ножкин [21] рассматривает юдинские образования как фрагмент позднеархейского (?) зеленокаменного пояса. Не исключен их раннепротерозойский возраст.

Более определенно позднеархейские гранитогнейсовые блоки и зеленокаменные пояса (AR?, PR?) выделяются в соседнем Присяянье [5; 33, рис. 2]. К супра-кристалльным образованиям первых относятся гнейсы бирюсинской (хайламинской) серии в междуречье Уды — Бирюсы. Фрагменты коры зеленокаменного типа (Канский, Монкресский, Тагульский прогибы и др.), как и Предивинский прогиб, тяготеют к разломам зоны Енисейского — Главного Саянского краевого тектонического шва платформы. В совокупности они составляют Главный Восточно-Саянский зеленокаменный пояс. Наиболее полным (>5000 м) является разрез Монкресского зеленокаменного прогиба, породы которого метаморфизованы в амфиболитовой — эпидот-амфиболитовой фациях. В нем преобладают толеитовые metabазальты, в средней и верхней частях разреза переслаивающиеся с метарiolитами — дацитами и содержащие горизонты слюдистых кварцитов.

Таким образом, в выступлениях фундамента на юго-западе Сибирской платформы обнажены: верхняя часть серогнейсовой протокрыши верхов нижнеархейского (?) яруса; образования гранитогнейсовой области среднеархейского яруса — большая часть разреза канской серии и, возможно, фрагмент среднеархейского зеленокаменного пояса (в Кузеевском блоке); позднеархейские гранитогнейсовые образования (атамановская, хайламинская серии) и реликты позднеархейских (?) — раннепротерозойских (?) зеленокаменных структур зоны Енисейского — Главного Саянского шва. Формирование перечисленных ярусов архейского этажа заканчивалось эпохами регионального метаморфизма. На сиалических блоках он про-

исходил в условиях гранулитовой — амфиболитовой фаций в интервале 2,6—2,5, 3,2—3 млрд. лет, возможно, ранее [6 и др.]. С этими эпохами метаморфизма в породах канской серии связаны возникновение архейской чарнокит-мигматитовой ассоциации [12; работы Е. К. Ковригиной и др.] и более позднее ультраметаморфогенное гранитообразование. Первичный состав и последующие изменения архейской фундамента платформы обусловили широкое распространение в Южной Сибири блоков архейской зрелой континентальной коры гранитогнейсового типа [20], полностью сформировавшейся к концу архея. В Южно-Енисейском, Шарыжалгайском, Становом блоках краевого пояса Сибирской платформы геотермальный «уровень» стабилизации коры — 2,7—2,6 ± 0,1 млрд. лет — М. М. Мануйлова подчеркнула анализом изограды циркона [15]. Описанию флюидного, термодинамического режимов и петрологическим изменениям архейских гранулитовых комплексов Южно-Енисейской глыбы в протерозое посвящена также серия статей Л. Л. Перчука и др. в «Вестнике МГУ», сер. геол. за 1989—1990 гг.

По геофизическим показателям и выходам более поздних протерозойских коровых гранитоидов архейская континентальная кора Южно-Енисейской глыбы трассируется в основании Центрального массива и других сиалических блоков Заангарья. Позднеархейская (?) зеленокаменная структура на глубине, по-видимому, ограничивает с запада сооружения Енисейского кряжа и Присяня [28 и др.].

В заангарской части Енисейского кряжа выходы архейских пород достоверно пока не установлены. О строении архейского этажа на этой территории имеются лишь геофизические данные. Через север Заангарья проходят два субширотных профиля ГСЗ НПО «Нефтегеофизика». По материалам профилей для Заангарья составлен обобщенный сейсмический разрез протяженностью около 400 км [16; 31, рис. 1]. Он приблизительно совпадает с линией разреза А—Б на рис. 1. Разрез пересекает Енисейский шов и одноименный прогиб, Центральный массив с Приенисейским и Центральным поднятиями, зону Ишимбинского шва и Восточный прогиб, Вельминский разлом и Терянский прогиб, Камовский свод Байкитской антеклизы. По крайней мере три четверти профиля характеризуют строение коры сиалических блоков.

В пределах профиля ГСЗ мощность земной коры изменяется от 42 до 50 км (38—51 км для всего Заангарья), максимальные ее величины приурочены к участкам гранитизированных сиалических блоков. Средняя пластовая скорость продольных волн в дорифейской консолидированной коре составляет 6,45—6,54 км/с.

Архейская часть разреза консолидированной коры на профиле ГСЗ в пределах Центрального и Байкитского сиалических блоков имеет трехслойное строение, как и на большей части Сибирской платформы [9, 31]. Выше кровли ее верхнего слоя в коре Центрального массива и Байкитской антеклизы наблюдается крупная неоднородность, локализованная в виде сложной асимметричной линзы. Она названа здесь Заангарской и будет рассмотрена ниже.

Под Заангарской линзой верхний слой консолидированной коры мощностью 15—20 км сейсмически довольно прозрачен. Сгущение наклонных и субгоризонтальных отражающих площадок в нем наблюдается только в интервале 14—18 км. Они тракуются как следы срывов [16]. Среди наклонных доминируют площадки с падениями в западных румбах, что соответствует преобладающему направлению падения плоскостей многочисленных надвигов на земной поверхности. Скорость продольных волн в верхнем слое 6,3 км/с. Средний слой на профиле ГСЗ толщиной 10—15 км выделен довольно условно, так как его границы  $K_1$  и  $K_2$  выражены неотчетливо (особенно под западной третью профиля ГСЗ и в коре Западно-Сибирской плиты). Изменение скорости продольных волн на границе между верхним и средним слоями, по-видимому, незначительно и происходит неконтрастно. Нижний слой консолидированной коры мощностью 12—15 км более четкий и выдержанный. Он имеет слоистую структуру. Скорости продольных волн в нижнем слое 7,07—7,15 км/с. Граничные скорости на поверхности М — 8,2—8,3 км/с.

Основные сейсмические показатели для Заангарья по охарактеризованным

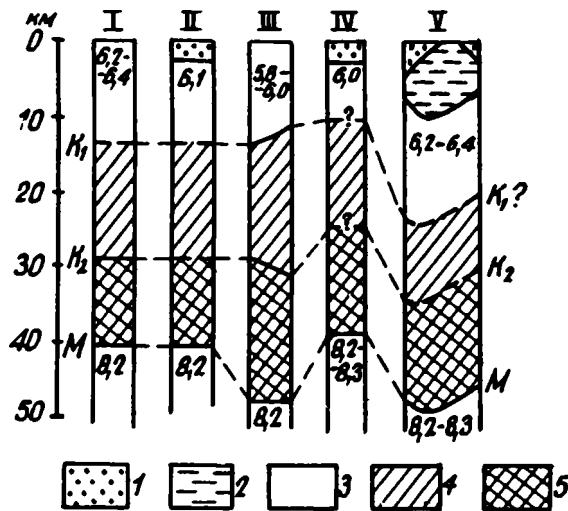


Рис. 2. Колонки скоростей сейсмических волн слоев земной коры 1—5 — слои коры со скоростями продольных волн (км/с): 1 — до 6, 2 — 5,9—6,2 (Зaanгарская линза), 3 — 6—6,3, 4 — 6,4—6,7, 5 — >6,8. I — Балтийский щит, II — Русская плита, III — Украинский щит, IV — Сибирская платформа, V — Центральный массив и Байкитская антеклиза Заангарья (I—IV — по Н. И. Павленковой, И. П. Косминской [34, рис. 76]). Остальные условные знаки расшифрованы в тексте

данным ГСЗ — толщина коры, трехслойное строение части ее разреза ниже Заангарской линзы, средняя сейсмическая скорость в консолидированной коре и др. — свидетельствуют о сходстве скоростных колонок этой части разреза земной коры с корой дорифейского фундамента древних платформ и щитов (рис. 2; [34]; второй тип коры в работе В. В. Белоусова и Н. И. Павленковой [2]). Такой же вывод следует из сравнения материалов заангарского профиля ГСЗ с новыми данными Е. В. Каруса и К. А. Савинского [9] по скоростным характеристикам консолидированной коры Сибирской платформы. Они сведены нами в таблицу. Нижний слой заангарского профиля ГСЗ в [16] назван гранулит-базитовым и, по-видимому, соответствует габбро-базальтовому слою таблицы [9] и базальтовому — в [23].

Скорости ( $V_p$ ,  $V_s$ ) прохождения волн и мощности консолидированной коры Сибирской платформы и Центрального Заангарья

Слой консолидированной коры	Район	$V_p$ , км/с	$V_s$ , км/с	Мощность коры, км
I — гранитогнейсовый	1	6—6,35	3,5—3,7	14—30
	2	6,3—6,4	—	15—20
II — диоритовый	1	6,4—6,7	3,7—3,8	10—15
	2	—	3,64—3,74	12—15
III — габбро-базальтовый	1	6,9—7,3	3,8—4,2	6—18
	2	7,08—7,15	4,02—4,08	12—15
Граничные скорости на поверхности M	1	8—8,2	—	—
	2	8,2—8,3	—	—

Примечание. Название слоев — по [9]. 1 — внутренние районы Сибирской платформы; 2 — Центральный массив (Заангарье).

С учетом мощности архейских комплексов и послепалеозойских подразделений предполагаемый тоналитовый (или «смешанный») комплекс Южно-Енисейской глыбы в коре Центрального массива совпадает со средним слоем заангарского профиля ГСЗ. Гранитогнейсовые комплексы средне- и верхнеархейского ярусов Южно-Енисейской глыбы соответствуют верхнему слою архейской коры на профиле ГСЗ — до основания Заангарской линзы. При этом предполагается, что разделяющие архейские ярусы Южно-Енисейской глыбы структурные и метаморфические несогласия совпадают с границами слоев заангарского профиля ГСЗ. Для присаянской части краевого пояса, подвергшейся более интенсивной палеозойской активизации и гранитообразованию, это предположение еще более условно (противоположное мнение см. [26]).

#### РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ ЭТАЖ

Несогласно залегающие на архейском основании толщи — производные вулканогенно-карбонатно-обломочных отложений — метаморфизованы в условиях амфиболитовой, иногда гранулитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (зональный метаморфизм). Для их состава характерно первое появление значительных количеств карбонатных пород, а также горизонтов кварцитов и глиноземистых сланцев, свидетельствующих о размыве гнейсового основания. К таким толщам относятся енисейская серия Южно-Енисейской глыбы, гаревская и тейская серии в Заангарье, алхадырская свита Бирюсинской зоны Присаянья (подробное описание перечисленных подразделений содержится в [5, 8, 31]). Геохронологические данные об этих толщах противоречивы. Так, нижняя (исаевская) свита енисейской серии прорывается гранитоидами, датированными в 2,6 млрд. лет. Возраст мраморов из верхней (среднянской) свиты —  $2520 \pm 300$  млн. лет (Pb-изохронный метод). Тем же методом мраморы алхадырской свиты датированы в  $3100 \pm 300$  и  $1600 \pm 200$  млн. лет, а мраморы гаревской серии в бассейне р. Тиса — в 2700 млн. лет [3, 5, 10].

Учитывая своеобразный состав и несогласное (структурное, метаморфическое несогласия) залегание этих подразделений на заведомо архее, авторы условно приняли их раннепротерозойский возраст.

Раннепротерозойское развитие региона завершилось интенсивным гранитообразованием, связанным с полифациальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом в интервале 1,75—2 млрд. лет. Наиболее крупным и изученным гранитным массивом этого этапа является Таракский. Он расположен среди гнейсов атамановской толщи и приурочен к разломам восточного ограничения Южно-Енисейской глыбы. Возраст массива разными методами определен в 1800—2100 млн. лет. Центральная часть Таракского массива сложена интрузивными биотитовыми гранитами с порфиробластами микроклина, а его эндо- и экзоконтакты — гибридными породами и мигматитами. Массив корового происхождения. Состав интрузии характеризуется пересыщенностью  $Al_2O_3$ , повышенным содержанием  $K_2O$ , пониженным — Fe и Mo [7]. В [6] таракский и другие массивы одноименного комплекса, а также аналогичные гранитоиды Канской, Бирюсинской глыб и т. д. рассматриваются как мигматит-гранитовые образования, сформированные в условиях амфиболитовой фации из вещества погруженного архейского фундамента. В Приенисейском поднятии Заангарья к таракскому этапу при геологическом изучении работ (Г. И. Качевская и др.) отнесены многочисленные мелкие линзы и пластообразные, реже секущие тела порфиробластических ортоклазовых (микроклиновых) мигматит-гранитов, а также восточная часть сложного Гаревского массива (гаревский комплекс —  $1750 \pm 50$  млн. лет, U—Pb-метод [4]). Они размещаются среди гнейсов и кристаллических сланцев гаревской, реже тейской серий. А. Б. Кузьмичев в статье 1988 г. по химизму и другим признакам считает граниты гаревского комплекса этого массива близкими к рапакиви. Широкое распространение во всей южной части краевого пояса Сибирской платформы калиевых гранитов с возрастом 1,9—1,78 млрд. лет (U—Pb-изохронный и другие

методы) недавно отмечено в [13]. Приведенные данные говорят о высокой зрелости донеогейской континентальной коры краевого пояса.

На Енисейском кряже среди отложений тейской и гаревской серий, особенно в зонах тектонических швов, распространены дайки, силлы, штоки роговообманковых ортоамфиболитов, габброидов, пироксенитов индиглинского комплекса. Их состав близок к базальтоидам формации сибирских траппов [18, 30 и др.]. По возрасту они тяготеют к позднему карелию или началу позднего протерозоя.

Раннепротерозойский тектонический режим Заангарья и других участков краевого пояса юго-западной окраины платформы имеет признаки протоплатформенного. Термин «протоплатформа» предложен Е. В. Павловским. Особенности протоплатформенного режима следующие [23—25]. На протоплатформах обычны проявления разнообразного (преимущественно гранитоидного) магматизма. Протоплатформенный чехол может быть регионально метаморфизован и значительно дислоцирован на больших площадях. В связи с ремобилизацией вещества архейского фундамента часто наблюдается рост гранитогнейсовых куполов, деформирующих отложения чехла. В составе чехла протоплатформ преобладают обломочные и вулканогенные накопления; карбонатные породы, главным образом доломиты, также встречаются, но играют подчиненную роль. Площадь отдельных протоплатформ в среднем меньшая, чем платформ фанерозоя. Однако мощности протоплатформенных чехлов в приразломных прогибах бывают очень велики. Характерны большая устойчивость и продолжительность протоплатформенного режима. Формирование протоплатформенных чехлов было приурочено преимущественно к интервалу 2,6—1,9 млрд. лет, т. е. к раннему протерозою.

В разрезе раннепротерозойских протоплатформенных чехлов М. В. Муратов [17] выделил два комплекса. Нижний отличается фациальной изменчивостью, большими метаморфизмом и дислоцированностью, верхний — более спокойной тектоникой. Характерными для верхнего комплекса изверженными породами являются высокодифференцированные интрузии рапакиви и рапакивиподобных гранитоидов, а также древние траппы. Обычно протоплатформенные чехлы имеют четкие верхнее и нижнее ограничения; их рассматривают как крупные геосторические подразделения (этажи, ярусы). Латерально протоплатформенные чехлы могут переходить в вулканоплутонические пояса («акитканского» типа — Е. П.), а за пределами сиалического фундамента — в межблоковые протогеосинклинальные образования.

Из предшествующего обзора видно, что перечисленные признаки протоплатформ, в том числе и двучленное строение их чехлов, присущи нижнепротерозойским разрезам юго-западной окраины Сибирской платформы. По региональным материалам мнение о существовании на этой территории в раннем протерозое условий, близких к платформенным, с 1960-х годов высказывали В. К. Головенко, Д. И. Мусатов, В. Е. Хаин и другие геологи. В Заангарье к прото-, или квазиплатформенным, образованиям обычно относят породы нижнепротерозойской тейской серии, в Протеросаяне — дербинскую карбонатную серию [18]. Вероятно, правильно считать эти серии верхним подразделением протоплатформенного чехла, а к нижнему его подразделению относить в целом мелководные эпиконтинентальные отложения гаревской серии, а также енисейскую и алхадырскую серии. В составе перечисленных серий, как и в тейской, большую роль играют продукты выветривания и размыва архейского фундамента.

Породы раннепротерозойского протоплатформенного чехла слагают по крайней мере большую часть Заангарской линзы. Свидетельства этому следующие. Выходы образований линзы на поверхность в районе северного окончания Ангаро-Тисского прогиба (см. рис. 1) сложены гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами гаревской и тейской серий, которые соответствуют нижнему и верхнему подразделениям чехла. По материалам геологических съемок и устному сообщению А. Д. Ножкина, средние плотности пород гаревской и тейской серий колеблются от 2,6—2,75 (граниты, гнейсы, кварциты и т. д.) до 2,8—2,85 г/см<sup>3</sup> (амфиболиты,

кристаллические сланцы, мраморы и т. д.). Для глубин до 10 км этим плотностям коры соответствуют сейсмические скорости продольных и поперечных волн в интервалах 6—6,4 и 3,45—3,65 км/с [9 и др.]. Они приблизительно равны средним скоростям распространения волн в коре Заангарской линзы. Мощности расположенного над линзой верхнего подразделения заангарского профиля ГСЗ при прослеживании их вдоль этого профиля соответствуют мощностям верхнепротерозойских — нижнепалеозойских отложений. Они с разрывом перекрывают протоплатформенный чехол. Таким образом, верхние границы протоплатформенного чехла и линзы совпадают. При этом, несмотря на большую суммарную видимую мощность протоплатформенного чехла (порядка 6—7 км), толщина линзы (до 10 км) значительно ее превышает. Возможные объяснения такого несоответствия — неоднократные разуплотнения и возрастание объема пород чехла в результате гранитизаций; тектоническое увеличение мощности чехла в результате его деформаций и надвигообразования; наличие в составе линзы пород другого возраста.

Приведенный краткий обзор раннепротерозойского этапа свидетельствует о его своеобразии. В этом смысле интересно общее заключение М. В. Муратова о протоплатформенном этапе: «По особенностям осадочно-вулканического процесса, магматизму и длительности (900—1000 млн. лет) раннепротерозойский этап развития древних платформ... должен быть выделен наравне с этапом развития фундамента платформ и этапом формирования их осадочного платформенного чехла» [17, с. 3].

#### О ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОМ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОМ ЭТАЖЕ БАЙКАЛИД

Поздний протерозой краевого пояса платформы также образует самостоятельный структурный этаж, трансгрессивно перекрывающий различные подразделения раннего докембрия. Образования позднего протерозоя соответствуют байкальскому геотектоническому циклу (1,9—0,65 млрд. лет), охватившему также часть карелия и завершившемуся в регионе к началу накопления вендско-фанерозойского платформенного чехла. Структуры и формации байкальского цикла на Енисейском кряже и в Присяянье подробно изучены при геологосъемочных и тематических исследованиях [5, 7, 10, 27—29 и мн. др.]. Начало байкальского цикла связано здесь с этапом рассредоточенного рифтообразования, проявившегося на допозднепротерозойской консолидированной земной коре.

В связи с рифтогенезом на территории краевого пояса платформы заложилась типовые структурно-формационные ассоциации байкалид. В структурном отношении каждая ассоциация состоит из одного-двух разломов, приразломного (межразломного) прогиба-рифта и одного-двух поднятий по краям прогиба. Поднятия чаще всего сложены допозднепротерозойскими гранитизированными породами. Пример такой ассоциации (структурной «триады») описан на восточном склоне Енисейского кряжа (разлом — Ишимбинская шовная зона, прогиб — Восточный, поднятие — Центральное; [30]). Ведущую роль в становлении триад играли рифты, которые чаще всего унаследованно закладывались вдоль уже существовавших раннедокембрийских межблоковых разломов. Это в большой степени контролировало пространственное размещение и внутренние тектонические планы позднепротерозойских структурных ассоциаций.

Контрастное сочетание блоковых поднятий древней континентальной коры, рифейских межблоковых рифтогенных прогибов и разграничивающих их тектонических швов обусловило и другие важные особенности образований байкальского цикла в триадах. К ним относится общий лейкократовый профиль рифейского осадконакопления, особенно отчетливый при заложении рифта, на переходной (тектонической дифференциации) и орогенной стадиях [30, 35 и др.]. Повышенная лейкократовость отложений объясняется интенсивным сносом в рифтогенный прогиб гранитизированного сиалического материала, нередко — продуктов вывет-



ривания с соседних поднятий и с платформы. Геодинамические и морфоструктурные особенности членов крупных триад — широкое распространение германотипных дислокаций (моноклиналей, флексур и др.) на блоках, линейных складок — в межблоковых прогибах, дизъюнктивных форм (включая покровы и сдвиги) — вдоль шовных границ этих неоднородностей земной коры. Другая типичная черта триад — контрастный магматизм «рифтового» типа с преобладанием на поднятиях коровых гранитоидов, иногда гранитогнейсовых куполов, а в ослабленных зонах разломов — основного — ультраосновного магматизма. Характерно полосовидное распространение разновозрастных комплексов гранитов байкальского цикла вдоль границ блоков. Например, полоса гранитных массивов сложного саянского комплекса протягивается по северо-восточному краю Бирюсинской глыбы вдоль ее границы с Урикско-Туманшетским грабеном. Другой пример — полосовидное распространение гранитов посольненского и татарско-аяхтинского комплексов на Приенисейском и Центральном поднятиях вдоль границ с Енисейским и Восточным прогибами в своеобразных зонах смятия (подробнее см. [31]). Вероятно, эта особенность распространения гранитоидов объясняется сочетанием в таких зонах больших масс дорифейского сиалического корового материала (блоков) с повышенным тепловым и флюидным потоками вдоль ограничивающих блоки тектонических швов. Не исключена также стимуляция гранитообразования вследствие тектонического увеличения мощности земной коры в зонах смятия.

Весьма важен общий признак байкальского мегацикла — его полицикличность. В пределах рассматриваемого отрезка краевого пояса Сибирской платформы латеральная цикличность выражена многократным повторением упомянутых структурно-формационных ассоциаций в сочетании с направленным усилением рифтогенеза от внутренних районов платформы на запад. Полицикличность в вертикальных разрезах триад байкальского цикла наиболее наглядно отражена в повторяемости плюс эволюции формационных рядов его стадий — циклов второго порядка [29]. На границах этих стадий-циклов, особенно между средним и поздним рифеем (на уровне 1000—1100 млн. лет — «гренивиллском»), часто наблюдается повторное рифтообразование, «подновляющее» более ранний рифтогенный прогиб и всю структурно-формационную триаду и вновь подтверждающее большую роль унаследованности в развитии структур и формаций байкальского мегацикла.

### ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Интенсивное формирование структур (особенно рифтогенных), метаморфизм и гранитообразование байкальского цикла во многом определили современный тектонический план и глубинное строение всего региона [6, 31 и др.].

Одна из важных особенностей земной коры краевого пояса платформы, проявившаяся на разных этапах его формирования, — резко асимметричное блоковое строение и повышенная неоднородность коры. Тектоническим швам соответствуют гравитационные ступени. Так, для Главного Восточно-Саянского разлома характерна ступень с градиентом до 5—7 мГал/км [36]. Такие ступени отвечают перепадам мощностей земной коры в несколько километров. Магнитное и гравитационное поля краевого пояса платформы неоднородны [26 и др.]. Многократно гранитизированные древние блоки сиалической коры выражены отрицательными гравинаномалиями (до —30 мГал), а межблоковые рифтогенные прогибы — линейными аномалиями со значениями до +20 + +25 мГал. Например, по геолого-геофизическим данным, в заангарской части краевого пояса (междуречье Ангары — Подкаменной Тунгуски) выделено около 20 в разной степени гранитизированных блоков континентальной коры размерами от сотен до 3500—5000 км<sup>2</sup>. Они составляют более половины площади этой территории (работы Н. Н. Дашкевича, А. П. Четвергова, В. И. Яскевича и др.). Эти неоднородности коры сгруппированы в подразделения первого порядка: занимающее большую часть Енисейского края

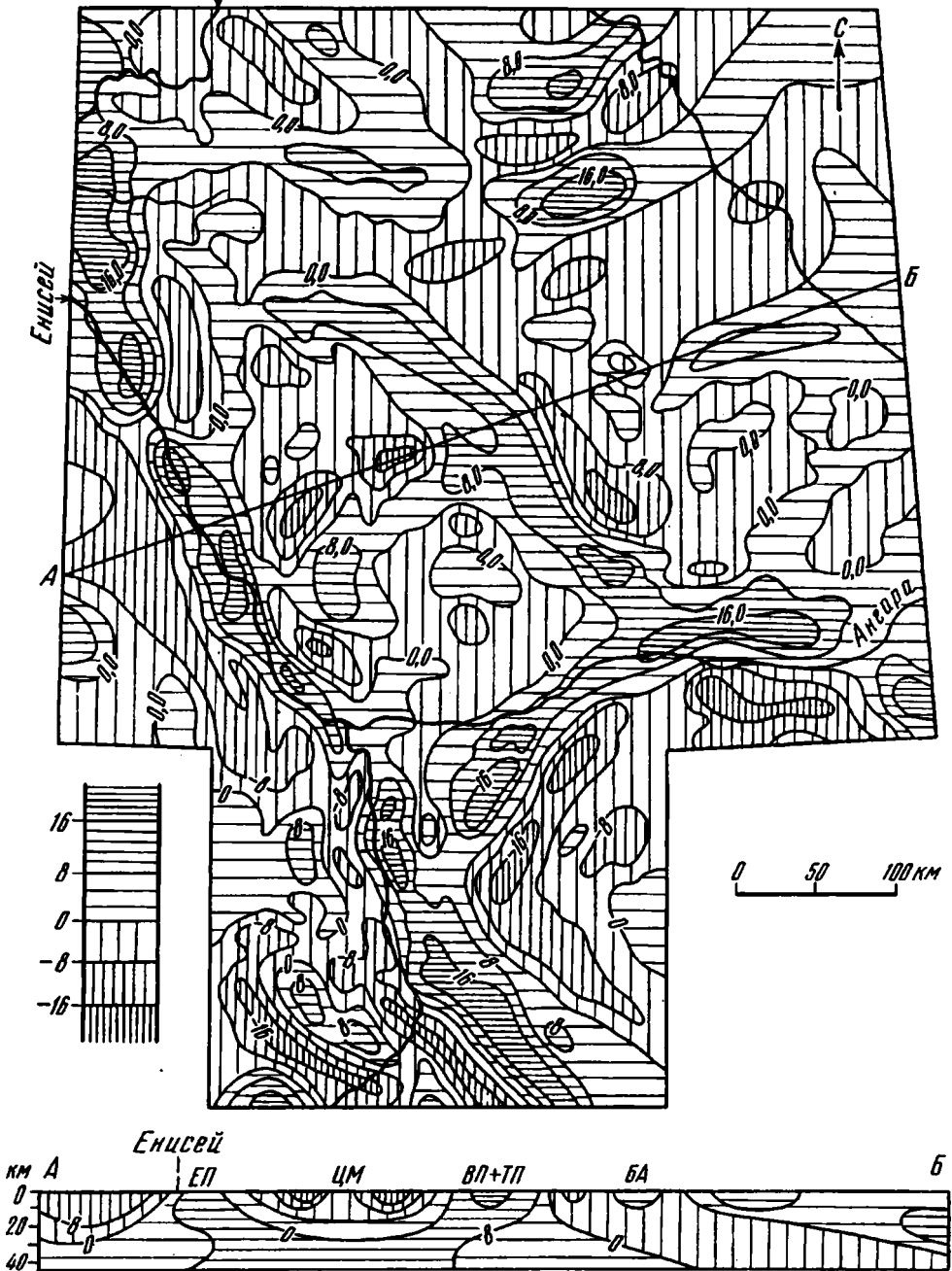


Рис. 3. План (для глубин 0—5 км) и разрез А—Б аномального поля силы тяжести территории Заангарья и Южно-Енисейской глыбы  
 Горизонтальные и вертикальные штриховки — шкала изоаномал силы тяжести в условных единицах.  
 Буквы на разрезе А—Б: ЕП — Енисейский прогиб, ЦМ — Центральный массив, ВП + ТП — Восточный и Терянский прогибы, БА — Байкитская антеклиз

поле преимущественно отрицательных и мелкоамплитудных положительных граваномалий (включает Центральный массив, другие крупные блоки); оконтуривающие это поле с запада и востока положительные линейные аномалии, которые соответствуют Енисейскому и Восточному рифтогенным прогибам. В южной, средней и северной частях Заангарья названные субмеридиональные структуры осложнены положительными линейными аномалиями восток — северо-восточного простирания. Они соответствуют поперечным приразломным прогибам — вдоль Нижнеангарской — Иркинеевской, Большепитской и других систем разломов (работы Е. А. Долгинова, М. В. Болдырева и др.).

Отметим также некоторое увеличение плотности раннедокембрийских пород Южно-Енисейского, Бирюсинского и других выступов (средняя плотность 2,7—2,75 г/см<sup>3</sup>) вследствие высокой степени их метаморфических преобразований [26 и др.].

Блоковое строение коры рассматриваемого участка краевого пояса в общих чертах сохраняется до глубин в 15—20 км. Ниже, до поверхности Мохо, его кора более однородная и плотная. Этим она отличается от дофанерозойской коры более внутренних частей платформы (например, Байкитской антеклизы), которые характеризуются большей степенью разуплотненности на всю глубину, до Мохо.

Перечисленные признаки современной структуры земной коры краевого пояса для территории Енисейского кряжа отчетливо видны на плотностном срезе и профиле (рис. 3), полученных по методике глубинного гравиметрического зондирования Н. И. Мусейбова [31].

## ВЫВОДЫ

Развитие земной коры фундамента сибирских байкалид происходило циклически: этапы деструкции коры в начале трех архейских мегациклов (проторифтогенез и образование зеленокаменных поясов) чередовались с завершающими циклы сиализациями. Последние явились причиной континентообразующих событий планетарного масштаба [39]. Массовая гранитизация в конце архея создала предпосылки для установления в регионе раннепротерозойского протоплатформенного режима и начала формирования тел типа Заангарской линзы [31]. Вторая сиализация завершилась к началу байкальского геотектонического цикла. В результате территория Южной Сибири вошла в состав суперконтинента Пангеи. Неоднократное рифтообразование на протяжении байкальского цикла привело к распаду Пангеи и оформлению фанерозойских континентов, в том числе Сибирской платформы. Зона енисейских байкалид — структурно-формационное подразделение одной из рифтогенных окраин платформы. О принадлежности этой зоны к структурам древнего континента свидетельствует не только преобладание на ее площади блоков «обломков» дорифейской континентальной коры. В глубь платформы и вдоль ее окраины формации и структуры байкалид переходят в разновозрастные платформенные образования. В самом охарактеризованном регионе типичные байкалиды Енисейского кряжа в юго-восточном направлении сменяются глыбовыми структурами Присаянья, которые обычно трактуют как краевой выступ платформенного фундамента.

Структурный план и состав пород байкалид формировались унаследованно. Это выражено в прямом и опосредованном влиянии на них глыбовых структур и вещества пород (через источники сноса) добайкальского фундамента в течение всего цикла. В основном сиалический тип фундамента байкалид обусловил их коренные отличия от большинства сиалеобразующих складчатостей фанерозоя.

Земная кора фундамента байкалид и самого байкальского комплекса значительно тектонически расслоена. В ее разрезе насчитывается до пяти крупных подразделений (геофизических слоев, см. рис. 2, V). На сейсмических профилях фиксируются субгоризонтальные срывы [16, 31]. Эти подразделения (особенно верхние, см. рис. 3) отличаются большой латеральной изменчивостью: чередованием блоков коры и линейных зон, неравномерностью гранитизации и метаморфизма, быстрыми изменениями мощностей и фаций пород, общей асимметрией

вкрест простираения континентальной окраины. Такие особенности строения земной коры обусловили широкое распространение в зоне байкалид глубинных и поверхностных надвигов, сдвигов, явлений тектонического увеличения мощности коры вдоль границ крупных вещественных неоднородностей.

Нередко говорят о коре фундамента краевых зон древних платформ как о переходной между континентальными и океаническими типами. «Переходность» дорифейской коры енисейской зоны байкалид заключается главным образом в ее значительной передробленности и неоднородности, а не в росте меланократовости или уменьшении мощности ее разреза, особенно в сиалических блоках (см. рис. 2).

#### Список литературы

1. Белевцев Р. Я., Яковлев Б. Г. Типы регионального метаморфизма в докембрии Украинского щита//Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 277—287.
2. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры//Геотектоника. 1985. № 1. С. 3—14.
3. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Воробьев И. В. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы//Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 14—30.
4. Волобуев М. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. Ранний докембрий Енисейского края//Геохронология СССР. Т. I. Докембрий. Л.: Недра, 1973. С. 189—202.
5. Гашимова Т. Ф., Бормоткина Л. А. К стратиграфии докембрия Бирюсинской глыбы//Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 125—134.
6. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Кн. 1. Алтай, Саяны, Енисейский край. Л.: Недра, 1988. 300 с.
7. Дашенко В. М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
8. Докембрийские кристаллические комплексы Енисейского края: Путеводитель Енисейской экскурсии VII Всесоюзного петрографического совещания. Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1986. 118 с.
9. Карус Е. В., Савинский К. А. Крупные неоднородности строения земной коры платформенных областей Сибири//Геология и геофизика. 1990. № 7. С. 3—11.
10. Качевский Л. К., Кокодзев И. К., Катков В. Н. Опорные рабочие легенды каменско-черно-реченской, ангаро-вороговской, тычанской и кизир-казырской серий Красноярского края ПГО Красноярскгеология. М.: ВИЭМС, 1990. № 4. С. 10—11.
11. Ковригина Е. К. Тектоника Ангаро-Канской части Енисейского края: Материалы по тектонике и магматизму Сибири//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 156. Л., 1977. С. 24—40.
12. Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края//Вестн. ЗСГТ. Материалы по геологии Западной Сибири. № 15 (57). Томск, 1941. 250 с.
13. Ларин А. М., Неймарк Л. А., Рублев А. Г. Раннепротерозойские калиевые граниты южного обрамления Сибирской платформы (геохронология и металлогения)//Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 195—206.
14. Левковский Р. З., Абрамович Г. Я., Верхало-Узкий В. Н. и др. Возрастная и формационная корреляция магматических комплексов раннего докембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ//Геология и геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 145—160.
15. Мануйлова М. М. Геохронология докембрия Сибирской платформы//Геология и геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 81—95.
16. Митрофанов Г. Л., Мордовская Т. В., Никольский Ф. В., Таскин А. П., Савинский К. А. Линзы скучивания коры под Енисейским краем и Патомским нагорьем//Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 3. С. 673—678.
17. Муратов М. В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования//Геотектоника. 1979. № 2. С. 3—28.
18. Мусатов Д. И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Красноярск: Красноярский рабочий, 1966. 115 с.
19. Мусатов Д. И., Федоровский В. С., Межеловский Н. В. Тектонические режимы и геодинамика архея (Региональные и модельные аспекты)//Общая и региональная геология; геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1983. 43 с.
20. Ножкин А. Д. Раннедокембрийские гнейсовые комплексы Енисейского края и их геохимические особенности//Геология и геофизика. 1983. № 9. С. 3—11.
21. Ножкин А. Д. Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения//Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—46.
22. Ножкин А. Д., Малышев В. И., Сумиц Л. В., Остапенко Е. И., Геря Т. В. Геохронологическое исследование метаморфических комплексов юго-западной части Сибирской платформы//Геология и геофизика. 1989. № 1. С. 26—34.
23. Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ//Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964. С. 7—14.

24. Павловский Е. В. Земная кора континентов, ее становление и развитие//Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. С. 3—13.
25. Павловский Е. В. Геология раннего докембрия//Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 5. С. 3—16.
26. Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченных Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 111 с.
27. Постельников Е. С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). М.: Наука, 1973. 126 с.
28. Постельников Е. С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 72 с.
29. Постельников Е. С. О циклическом развитии рифейской геосинклинали Енисейского кряжа//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 143—158.
30. Постельников Е. С. Верхнепротерозойские структуры и формации восточного склона Енисейского кряжа//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. № 1. С. 14—31.
31. Постельников Е. С., Мусеилов Н. И. Об особенностях глубинного строения Заангарья//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. № 2. С. 20—32.
32. Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии/Ред. Добрецов Н. Л. Новосибирск: Наука, 1990. 166 с.
33. Селько А. И. Геология докембрия юго-запада Сибирской платформы и ее обрамления//Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 38—49.
34. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР/Отв. ред. Зверев С. М., Косминская И. П. М.: Наука, 1980. 184 с.
35. Семейкина Л. К. Литология и постседиментационные преобразования средне-верхнепротерозойских отложений Ийско-Урицкого грабена. М.: Недра, 1978. 112 с.
36. Семихатов М. А., Шуркин К. А., Аксенов Е. М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3—16.
37. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5000 000)/Отв. редактор Яншин А. Л. М.: Наука, 1980. 222 с.
38. Федоровский В. С., Штрейс Н. А. Проблема байкалид и южная граница Сибирской платформы//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. № 6. С. 68—73.
39. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
40. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 622 с.
41. Шуркин К. А., Бибикова Е. В., Дук В. Л. и др. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия СССР//Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР: Тез. докл. II Всесоюзного совещания «Общие вопросы расчленения докембрия СССР». Уфа: РТИП ПГО «Башкиргеология», 1990. С. 3—9.

Геологический институт РАН,  
Москва, 109017;  
Всесоюзный институт минерального сырья,  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
15.V.1991

УДК 551.24(571.5)

© 1992 г. МОИСЕЕНКО В. Г., НУЖНОВ С. В., СОРОКИН А. П.

## СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

На основании новых данных в Верхнем Приамурье выделены гранитизированные блоки раннего докембрия, реликты позднедокембрийско-палеозойских океанов, микроконтинентов, складчатых сооружений, слагающих Амурский массив палеозойской континентальной коры, который переработан мезозойской тектономагматической активизацией и перекрыт в центральных районах обширными впадинами с поздне меловым — кайнозойским платформенным чехлом. Амурский массив образует восточную окраину эпигерцинского Центрально-Азиатского щита, который отделен краевыми швами — Монголо-Охотским, Хангайским и Телин-Тянь-Шаньским от древних кратонов Китая, Сибири и ограничен на востоке структурами Сихотэ-Алиньской складчатой области. Процессы эпикратонной тектономагматической активизации связаны с нарушениями в недрах земной коры глубинных изостатических и термодинамических равновесий. Они развиваются на активных континентальных окраинах, в обширных обрамлениях зон замыкания палеоокеанов и швов коллизионного торшения внутриконтинентальных плит и могут неоднократно проявляться в одних и тех же геологических провинциях.

Moiseenko V. G., Nuzhnov S. V., Sorokin A. P. The Upper Preamurye structural evolution. *Geotectonics*. 1992. № 6. The latest data makes possible to distinguish in the upper Priamurye region early Precambrian granitized blocks, relicts of late Precambrian Paleozoic oceans, microcontinents, folded structures making up the Amur massif in the Paleozoic continental crust which was reworked by tectono-magmatic activity and in central areas overlapped by vast depressions with late Cretaceous-Cenozoic platform cover. The Amur massif forms the Eastern part of the epi-Hercynian Central Asian shield, separated by border joints (Mongolo-Okhotsk, Khangay and Telin-Tien Shan) from ancient cratons of China, Siberia and on the east being confined to the Sikhote Alin fold belt structures. The processes of the epicratonic tectono-magmatic activation are connected with disturbances of deep isostatic and thermo-dynamic equilibrium within the earth crust. They occur at active continental margins, in vast border zones of paleoceans closing and in joints of intracontinental plates collision and may be recorded at the same geological provinces.

Верхнее Приамурье, охватывающее бассейн рек Амур, Сунгари, Буря, Зей в пределах юга Амурской области, западной окраины Хабаровского края и китайских провинций Хэйлунцзян, Цзилин, Внутренняя Монголия, неоднозначно трактуется в геологической литературе и рассматривается исследователями в качестве окраины складчатого пояса [16, 17], срединного массива [21], окраины Китайской платформы [20], эпигерцинской платформы [3], области дива [34] или тектономагматической активизации. Различия в представлениях во многом объясняются фрагментарной обнаженностью горных пород и недостаточностью палеонтологических материалов. В последнее время большое количество новых данных опубликовано в трудах советско-китайских и международных симпозиумов, проведенных в 1988—1991 гг. в Улан-Удэ, Хабаровске и Благовещенске, а также в бюллетенях Шеньянского (Мукденского) института геологии и минеральных ресурсов Китайской академии геологических наук.

В Верхнем Приамурье обособляется Амурский массив палеозойской (с докембрийскими останцами) континентальной коры [15], ограниченный сейсмически активными разломами, по которым он соприкасается с мезозойскими вулканическими депрессиями Большого Хингана на западе, Монголо-Охотским поясом

на севере, Сихотэ-Алиньской областью на востоке и Сино-Корейской (Северо-Китайской) платформой на юге (рис. 1). В центральных районах массива расположены равнины, сложенные полого залегающими терригенными отложениями позднего мела — кайнозоя. Окраины массива заняты залесенными холмогорьями и среднегорными возвышенностями (хребты Малый Хинган, Туранский, Чханкуанкайлинь и др.), в которых развиты дислоцированные толщи палеозоя, верхнего протерозоя и образования раннего докембрия, прорванные разновозрастными интрузиями. В пограничных районах возвышенностей и равнин распространены слабодислоцированные мезозойские молассы и континентальные вулканы, которые выполняют приразломные депрессии, группирующиеся в линейные пояса.

Позднемеловые — кайнозойские отложения образуют платформенный чехол Амурского массива, геологические комплексы докембрия — палеозоя объединяются в фундамент массива, а мезозойские молассы и вулканы рассматриваются в качестве дива-тектонического, или активизационного, структурного яруса, расположенного в основании платформенного чехла [19]. Эти геологические комплексы изучены неравномерно. Имеется достаточная информация по платформенному чехлу, удовлетворительная — по активизационному ярусу и крайне отрывочная — по образованиям фундамента, что отражено в опубликованных сводках [4, 22, 24, 25].

Археиды сохранились среди более молодых складчатых толщ и интрузий в виде останцов гранитизированной раннедокембрийской континентальной коры, наиболее представительные выходы которой сосредоточены на восточной (поднятия Цзямумы, Хингано-Буреинское, Туранское) и северной (поднятия Мамынского, Гонжинское) окраинах Амурского массива. Ранний докембрий расчленяется на местные свиты, серии или на формации и группы формаций. В последнее время предпринята попытка выделения в архее унифицированных комплексов [5]: мамынского (гранулитового), буреинского (амфиболитового) и ниманского (зеленокаменного), которые по составу напоминают соответственно курультинский, олекминский и субганский комплексы Алданского щита [19, 31].

Карельские структуры изучены недостаточно. К нижней части нижнего протерозоя — к аналогам удоканского комплекса — условно можно относить слабо-метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные толщи, которые трудно сопоставимы друг с другом и не всегда четко отделяются от образований позднего архея. К карельскому орогенному комплексу (к верхней части нижнего протерозоя) относятся, по-видимому, красноцветные молассы, континентальные вулканы и прорывающие их гранитоиды, развитые в пределах Мамынского и Туранского поднятий (туранская серия и ее аналоги). Эти образования, часто включаемые в состав верхнего протерозоя, были выделены Ю. П. Змиевским по аналогии с улканской серией юго-востока Алданского щита, которая, как сейчас известно, имеет дорифейский возраст [18, 19]. По составу пород туранская серия близка как к улканской серии, так и к акитканскому комплексу Прибайкалья.

Верхнепротерозойские отложения, с исключительной полнотой представленные на окраинах Сибирской и Сино-Корейской платформ, в Амурском массиве распространены локально и лишены палеонтологической характеристики. Изменившиеся представления о строении эталонного для верхнего протерозоя разреза хинганской серии [2], развитой на востоке массива, позволяют сейчас относить к верхнему протерозою лишь игинчинскую свиту (рассланцованные песчаники, серицитизированные алевролиты, филлиты), которая перекрыта карбонатными толщами с фаунистическими остатками и зоофитопроблематикой раннего кембрия (лондоковская, мурандавская свиты).

Вендский возраст имеют нижние горизонты терригенно-карбонатных мельгинской (с вендскими строматолитами и микрофитолитами) и чагоянской свит, которые развиты в пределах Туранского и Мамынского поднятий, сравнительно слабо дислоцированы и несогласно залегают на более древних образованиях. Вендский возраст — 627 млн. лет — имеет и Чушаньский массив гранодиоритов, прорывающий ранне- и позднедокембрийские комплексы поднятия Цзямумы

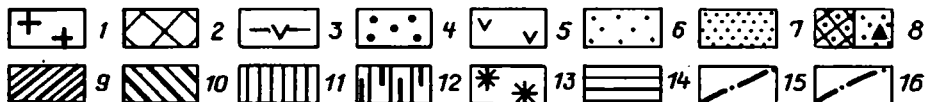
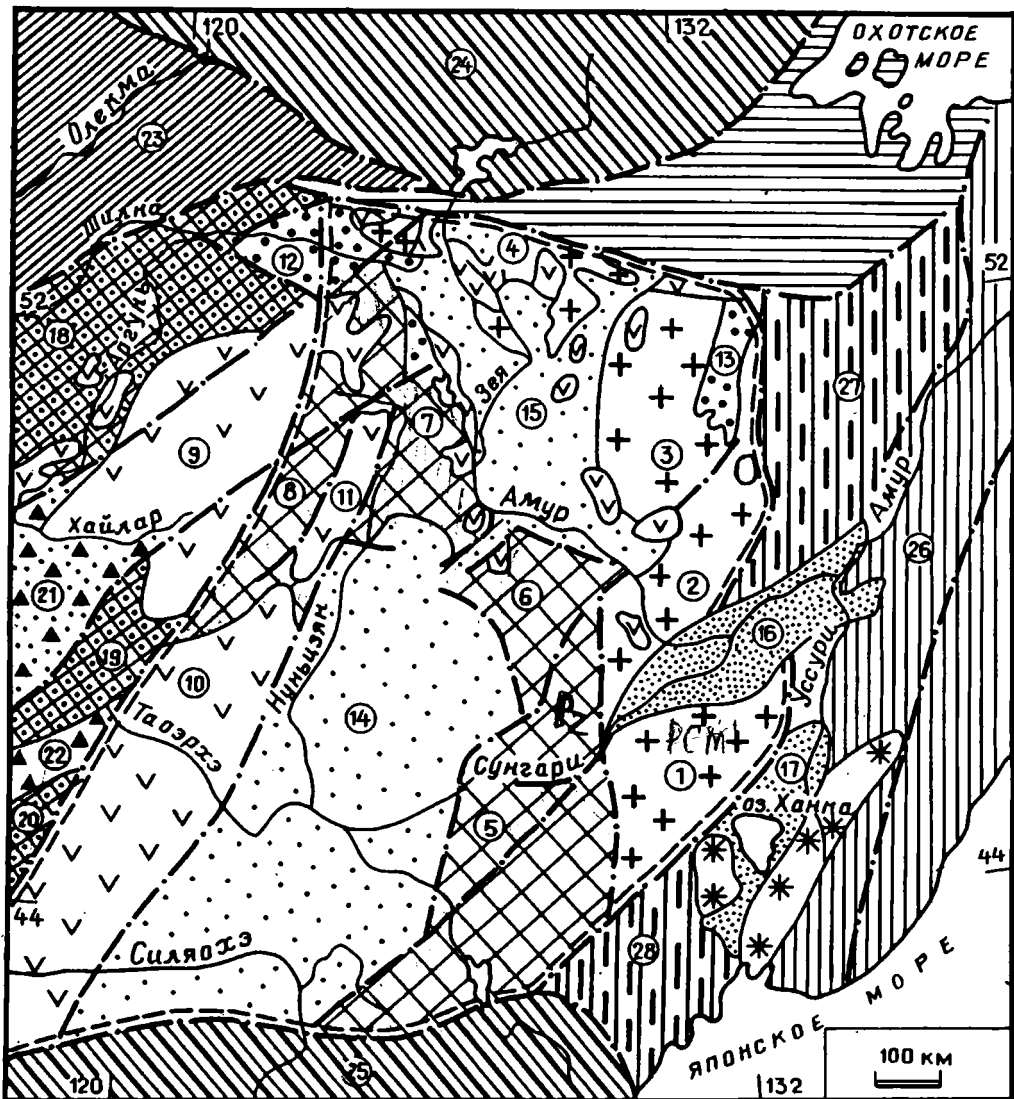


Рис. 1. Схема структурного районирования Амурского массива

1—6 — структуры Амурского массива: 1 — поднятия, в пределах которых широко распространены образования раннего докембрия, 2 — поднятия, сложенные преимущественно палеозойскими образованиями, 3 — позднетриасово-раннемеловые приразломные депрессии, выполненные вулканогенно-осадочными молассами, 4 — позднетриасово-раннемеловые прогибы, выполненные молассами, 5 — раннемеловые приразломные депрессии, выполненные молассами и континентальными вулканитами, 6 — платформенные впадины; 7—14 — структуры, обрамляющие Амурский массив: 7 — неотектонические впадины, 8 — Восточно-Гобийский массив эпигерцинского Центрально-Азиатского щита (а — выступы палеозойского фундамента, б — платформенные впадины), 9 — Северо-Забайкальская складчато-глыбовая система Сибирского кратона, 10 — древние (эпикаральские) платформы, 11 — складчатые структуры мезозойских Сихотэ-Алиньской области, 12 — краевые чешуйчато-складчатые зоны Сихотэ-Алиньской области, 13 — Ханкайский массив, 14 — Монголо-Охотский складчатый пояс и Амуро-Охотская аккреционная складчатая система; 15—16 — разломы: 15 — ограничивающие Амурский массив, 16 — прочие



[38]. Аналогами этих гранодиоритов могут быть отдельные массивы кивилийского комплекса гранитоидов, выделяемого в левобережной части бассейна р. Амур.

Карбонатные толщи нижнего кембрия, установленные по палеонтологическим данным [1], развиты в пределах Мамынского (косматинская толща), Туранского (чергиленская свита) и Хингано-Буреинского (дондоковская, рудоносная, мурандавская свиты) поднятий, где образуют фрагменты чехла древних срединных массивов.

Венд-кембрийские отложения океанического типа известны [1] на востоке Монголо-Охотского пояса (Удско-Шантарская зона) и южной окраине Амурского массива [36, 38]. По представлениям китайских геологов, на месте Амурского массива в позднем протерозое располагалась восточная окраина раскрывающегося океанического бассейна атлантического типа, который в венд-кембрийское время достиг стадии максимального расширения [41]. Судя по наличию останцов раннедокембрийской континентальной коры и удаленных друг от друга зон вулканизма океанического и островодужного типа, этот бассейн объединял ряд акваторий, разделенных островами и обладавших собственными рифтовыми зонами [14].

Среди каледонских образований с наибольшей полнотой сохранились реликтовые структуры Норско-Эрлянского палеоокеанического бассейна, которые вытянуты с юго-запада на северо-восток от Внутренней Монголии к Удско-Шантарской зоне Монголо-Охотского пояса и известны под названиями складчатой системы Илехули в Китае и Норско-Сухотинской зоны в России. С северо-запада и юго-востока эта система обрамлена сближенными между собой крупными останцами раннедокембрийской континентальной коры, в пределах которых, особенно на юго-востоке, распространены интрузии раннекаледонских (500—400 млн. лет) гранитоидов (суларинский комплекс и его аналоги). Последнее позволяет считать, что в конце кембрия на окраинах палеобассейна образовались в результате сближения островов более обширные микроконтиненты — северный (Мамыньское и Гонжинское поднятия) и юго-восточный (поднятия Туранское, Хингано-Буреинское, Цзямусы и, по-видимому, предполагаемый китайскими исследователями древний массив, погребенный под чехлом синеклизы Сунляо).

Раннекаледонский структурный ярус Норско-Эрлянской системы (ордовик — нижний девон) представлен сложнодислоцированными зеленокаменными метавулканитами, альбит-серицит-хлоритовыми сланцами, филлитами, мраморизованными известняками, которые распространены в районах Большого Хингана [37], на севере Малого Хингана [35], на его восточной окраине, вблизи Амуро-Зейской платформенной впадины [19], а также, по данным бурения, и в ее фундаменте. В позднекаледонском структурном ярусе (средний девон — нижний карбон) с достаточной полнотой представлены среднедевонские отложения (метапесчаники, кварц-серицитовые сланцы, филлиты, известняки), выходы которых приурочены к флангам Норско-Эрлянской системы.

За пределами Норско-Эрлянской системы каледонские образования океанического типа отмечены на юге Амурского массива [35, 40, 42] и в Шарамурунской структурной зоне [41], вытянутой в субширотном направлении вдоль окраины Сино-Корейской платформы.

На севере массива (Ольдойский, Гагский прогибы, склоны Мамыньского под-

---

Цифрами на схеме обозначены: 1—8 — поднятия в пределах Амурского массива (1 — Цзямусы, 2 — Хингано-Буреинское, 3 — Туранское, 4 — Мамыньское, 5 — Чжанкуанкайлинское, 6 — Восточное Малохинганское, 7 — Западное Малохинганское, 8 — Большехинганское); 9—13 — мезозойские прогибы (9 — Гэньхэ, 10 — Чжелиху, 11 — Эллучунь, или Орочен, 12 — Верхнеамурский, 13 — Буреинский); 14, 15 — платформенные впадины Сунляо (14) и Амуро-Зейская (15); 16, 17 — неотектонические впадины Средне-Амурская (16) и Ханкайско-Раздольнинская (17); 18—20 — поднятия Восточно-Гобийского массива (18 — Хайларское, или Аргуньское, 19 — Эрляньское, 20 — Внутреннемонгольское); 21, 22 — платформенные впадины Восточно-Гобийского массива (21 — Восточно-Гобийская, 22 — Уренгольская); 23 — Северо-Забайкальская складчато-глыбовая система; 24, 25 — древние платформы Сибирская (24) и Сино-Корейская (25); 26 — мезозойские складчатые структуры Сихотэ-Алиньской области; 27, 28 — краевые чешуйчато-складчатые зоны Сихотэ-Алиньской области (27 — Баджальско-Горинская, 28 — Тайпинлинь-Яньбяньская)

нятия) развиты силурийско-девонские отложения субплатформенного, или миогеосинклинального, типа (омутнинская, мамынская, ольдойская свиты и др.), сложенные кварцито-песчаниками, алевролитовыми сланцами с прослоями туфов и известняков. Эти отложения палеонтологически охарактеризованы и накапливались в окраинных морях, открытых на север к Монголо-Охотскому поясу. Сходные черты строения характерны для силурийско-девонских отложений юго-востока Амурского массива (хр. Чжанкуанкайлинь, склоны поднятия Цзямусы).

Раннекаменноугольные молассы (типаринская свита и ее аналоги), сохранившиеся на северной окраине массива, и позднекаледонские (370—340 млн. лет) граниты, внедрявшиеся в пределах Норско-Эрлянской системы и на выступах фундамента, играют роль орогенного комплекса поздних каледонид. В эту эпоху на месте Норско-Эрлянской акватории формируется одноименная с ней складчатая система, структуры которой объединяют северный и юго-восточный микроконтиненты в единый массив палеозойской континентальной коры, близкий по конфигурации к современному Амурскому массиву и образующий единое целое с каледонскими структурами Приаргуны и юго-востока Монголии [23].

В конце каледонского времени в пределах Амурского массива завершилось формирование сети разломов северо-восточного и северо-западного простираний, имеющих глубинное заложение. Северо-восточные разломы (взбросы, взбросо-надвиги) контролируют вертикально-латеральные перемещения пластинообразных блоков земной коры, субпараллельных структурам Норско-Эрлянской складчатой системы. Северо-западные разломы (преимущественно сдвиги) ограничивают ступенчатые блоки фундамента в пределах северо-восточных пластин и залежились, по-видимому, под воздействием давлений от разновысотных блоков океанической коры, которые были ограничены трансформными разломами и неравномерно погружались в зонах палеосубдукции. Северо-западные разломы можно рассматривать в качестве внутриконтинентальных трансформных («сквозных», по терминологии М. А. Фаворской и И. Н. Томсона) нарушений [8—11].

В герцинскую эпоху (средний карбон — ранний триас) Амурский массив представлял собой восточную окраину Центрально-Азиатского складчатого пояса и был обрамлен с севера, востока и юга океаническими (Сихотэ-Алинь) и остаточными океаническими (Монголо-Охотский пояс, Тайпинлинь-Яньбяньская зона) бассейнами, в реликтовых структурах которых известны выходы каменноугольно-пермских океанических образований [4, 22, 24]. В северной части Амурского массива сохранились останцы пермских моласс, на Большом Хингане — моласс и континентальных вулканитов. В южной части массива распространены карбонатно-терригенные отложения каменноугольно-пермского возраста [22, 24], которые накапливались в Гирином (Цилинском) окраинном бассейне, открытом на юг к Тайпинлинь-Яньбяньской остаточной палеоокеанической структуре. Герцинские граниты (290—250 млн. лет) распространены на окраинах и в юго-восточной части Амурского массива [44]. Наиболее молодые среди них — граниты относимого к триасу харинского комплекса, который выделяется в районах Туранского и Хингано-Буреинского поднятий.

Герцинские граниты Амурского массива внедрялись одновременно с многочисленными гранитоидными интрузиями Центрально-Азиатского складчатого пояса и вместе с ними характеризуют эпоху заключительного орогенеза и кратонизации палеозойской Центральной Азии [14]. Герцинский орогенез в пределах расположенных здесь срединных массивов — блоков земной коры каледонской и более древней консолидации — по-видимому, можно рассматривать в качестве проявлений тектономагматической активизации, получивших впервые в пределах Центральной Азии трансрегиональное распространение [15, 19].

В среднетриасовое время, когда в Центральной Азии доминировали континентальные условия, завершаются процессы стабилизации структур и первичной планации горного рельефа палеозойской Центрально-Азиатской складчатой системы. С позднего триаса в Западно-Сибирской и Туранской (Средняя Азия) синеклизах начинается накопление эпигерцинского платформенного чехла. Юго-восточная

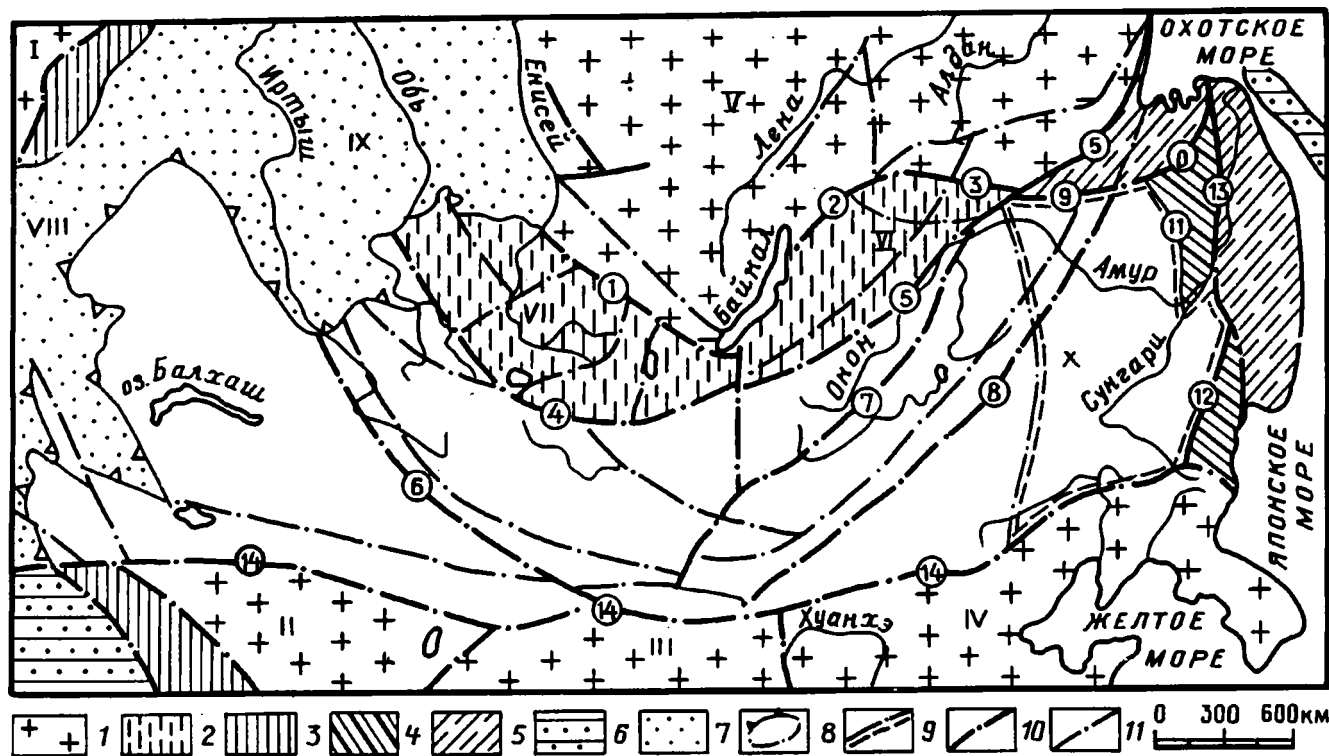


Рис. 2. Схема структур Центрально-Азиатского щита

1 — древние (эпикаральские) платформы; 2 — каледонские складчатые и складчато-глыбовые сооружения; 3 — герцинские складчатые сооружения; 4 — краевые чешуйчато-складчатые зоны мезозойд; 5—6 — мезозойские (5) и кайнозойские (6) складчатые сооружения; 7—8 — эпигерцинская платформа; 7 — синеклизы, 8 — Центрально-Азиатский щит; 9—11 — разломы: 9 — ограничивающие Амурский массив эпигерцинского Центрально-Азиатского щита, 10 — зон замыкания палеоокеанических бассейнов, 11 — главные внутрирегиональные.

Цифрами на схеме обозначены: I—V — эпикаральские платформы и платформенные массивы: I — Восточно-Европейская платформа, II — Таримский, III — Алашаньский массивы, IV — Сино-Корейская, V — Сибирская платформы; VI — Северо-Забайкальская складчатоглыбовая система; VII — Алтае-Саянская складчатая область; VIII — Туранская, IX — Западно-Сибирская синеклизы; X — Амурский массив; 1—14 — разломы: 1 — Восточно-Саянский, 2 — Байкало-Муйский, 3 — Джелтулакский, 4 — Хангайский, 5 — Монголо-Охотский, 6 — Гобийско-Зайсанский, 7 — Гобийско-Аргуньский, 8 — Норско-Эрлянский, 9 — Южно-Тукурингрский, 10 — Амгуньский, 11 — Тастакский, 12 — Дуньхуа-Машаньский, 13 — Лимуранский, 14 — Телин-Тяньшаньский

часть складчатого пояса палеозойд, не перекрытая платформенным чехлом, обособляется в это время в крупную положительную структуру эпигерцинской платформы — Центрально-Азиатский щит (рис. 2). Этот щит по краевым швам, таким, как Монголо-Охотский, Хангайский и Телин-Тяньшаньский разломы), соприкасается с древними кратонами Китая — Таримским, Алашаньским, Сино-Корейским — Сибири (в состав Сибирского кратона входят одноименная платформа и причлененные к ней байкальско-каледонские структуры Северного Забайкалья и Алтае-Саянской области) и был обрамлен на востоке Сихотэ-Алиньским палеоокеаном [12, 14]. Отметим, что Северное Забайкалье и Алтае-Саянскую область, представляющие собой структуры «обрастания» Сибирской платформы, вероятно, правильнее рассматривать в качестве краевого выступа фундамента эпигерцинской платформенной области, структурным аналогом которого на западе является складчатая система Урала, обрамляющая Восточно-Европейскую платформу.

В поздне триасово-юрское время деградируют, а затем и замыкаются остаточные океанические бассейны — Монголо-Охотский, Тайпинлинь-Яньбяньский, обрамляющие восточную окраину Центрально-Азиатского щита, или Амурский массив, с севера и юго-востока. На юго-востоке массива, в зоне Дуньхуа-Машаньского разлома, известны [30] поздне триасовые зоны палеосубдукции, островодужные и окраинно-континентальные вулканы. Замыкание остаточных океанических бассейнов обусловлено сближением древних кратонов Китая и Сибири, которое возобновилось в связи с развитием активных окраин палеоокеанов Палеоарктики [13] и Тетиса. Активному воздействию Амурский массив подвергался и с востока, со стороны Сихотэ-Алиньского палеоокеана, в западном обрамлении которого развивались системы чешуйчатых надвигов, осложняющих строение герцинских структур Баджальско-Горинской и большей части Тайпинлинь-Яньбяньской структурных зон [28].

Отмеченные процессы сопровождалась внутриконтинентальной перестройкой структур окраин древних кратонов Китая, Сибири и Центрально-Азиатского щита, на примере которых были разработаны представления о глыбовой тектонике [7], дива-тектонике [29, 34], эпикратонном орогенезе [29, 34], или тектономагматической активизации [6].

К раннему (индосинийско-раннеяньшаньскому) этапу активизации Амурского массива (поздний триас — юра) относится формирование субмеридиональных, параллельных окраине Сихотэ-Алиньского палеоокеана, зон глыбовых поднятий, включающих образования фундамента (зоны Цзямусы-Туранская, Чжанкуанкайлинь-Мамыньская, Хингано-Гонжинская), и разделяющих эти поднятия прогибов, которые выполнены молассами (Зейско-Ушумунский, продолжающийся под чехлом синеклизы Суляя, и Верхнеамурский прогибы), в том числе угленосными (Буреинский прогиб), и содержат покровы вулканитов (депрессии Гэньхэ и Чжелиху, расположенные на западе Большого Хингана и наложенные на палеозойские структуры Восточной Гоби). На западе и юге Амурского массива, в Китае, широко распространены не крупные тела юрских гранитоидов.

Среднеяньшаньский этап (ранний мел) активизации массива ознаменовался развитием системы приразломных впадин, выполненных молассами и континентальными вулканидами, которые расположены на окраинах поднятий и группируются в линейные пояса, вытянутые в субмеридиональном (Полярковский, Приамурский, Эллучунский, Большехинганский) и широтном (Умлекано-Огоджинский, Южный Малохинганский) направлениях. В пределах поднятий и вулканических поясов широкое распространение получают раннемеловые гранитоиды и кольцевые вулканоплутонические структуры.

С активными проявлениями раннемеловой активизации в обрамлении Амурского массива связано развитие региональных зон надвигов, по которым окраины древних кратонов и структуры Сихотэ-Алиньской области надвинуты на Амурский массив. Аналогичные надвиги развиваются и на западной границе Амурского

массива, в зоне главного Большехинганского разлома, по которой мезозойские депрессии Гэньхэ и Джелиху надвинуты на Большехинганское поднятие.

В позднетриасово-раннемеловое время в пределах Амурского массива завершилось формирование системы субмеридиональных и субширотных разломов глубинного заложения (сдвиги, взбросо-сдвиги и сдвиго-надвиги), которые субпараллельны структурам обрамления массива и представляют собой зоны повышенной проницаемости земной коры для магматических расплавов. Зоны этих разломов контролируют расположение мезозойских поднятий, прогибов, вулканических поясов, главных зон внедрения интрузий и многочисленные проявления (в том числе и месторождения) минерального сырья. В пределах блоков фундамента, ограниченных субмеридиональными и широтными разломами, возобновляются сдвиговые подвижки по палеозойским разломам северо-восточного и северо-западного простираний. В полостях и зонах трещиноватости этих разломов локализованы серии магматогенных даек, гидротермальных жил, тела метасоматитов и связанные с ними разномасштабные рудопроявления, часть которых имеет промышленное значение [8, 9].

Локальные проявления позднеяньшаньской (поздний мел) активизации известны на восточной окраине Амурского массива. Наиболее полно они представлены в оловоносной Олонойской зоне развития позднемеловых моласс, континентальных вулканитов и гранитоидов, которая вытянута в северо-восточном направлении и разделяет Туранское и Хингано-Буреинское древние поднятия (см. рис. 1). Олонойская зона расположена на западном фланге обширной области позднемеловой активизации, которая охватывает Сихотэ-Алиньскую область, восточную окраину Монголо-Охотского пояса, юго-восток Сибирской платформы и районы Северо-Востока России [13].

В процессах активизации Амурского массива отчетливо проявлена тенденция их омоложения в восточном направлении [8—13], подчеркнутая распространением юрских вулканитов на западе массива, раннемеловых — на всей его территории и позднемеловых — на восточной окраине. Эта тенденция, по-видимому, обусловлена неравномерно-вращательным сближением древних кратонов Китая, Сибири и становлением мезозойских складчатых структур на месте замкнувшегося Сихотэ-Алиньского палеоокеана, восточное обрамление которого представлено континентальными массивами, погребенными в акваториях Охотского и Японского морей.

В позднемеловое — палеогеновое время, в эпоху стабилизации тектонических движений и денудационного выравнивания рельефа, в центральных районах Амурского массива сформировались обширные впадины — Амуро-Зейская на севере и синеклиза Сунляо на юге, в которых началось накопление платформенного чехла. В платформенных впадинах в это время располагались озерно-болотные и озерно-аллювиальные области седиментации с фрагментами современной гидросети (пра-Амур, пра-Зея и др.) и находившимися на окраинах зонами угленакпления и захоронения динозавров. Эти области питались водотоками, стекавшими с поднятий, в пределах которых располагались останцовые горные сооружения и зоны формирования каолиновых кор выветривания, представляющих собой одну из формаций, которая была источником образования россыпей тяжелых металлов [27].

В олигоцен-эоплейстоценовое время в связи с общим воздыманием Амурского массива, развивавшимся параллельно с ростом коллизионных горных сооружений на окраинах древних кратонов и в Сихотэ-Алиньской области, в платформенных впадинах массива формируются обширные аккумулятивные равнины, фрагменты которых сохранились на плоских и широких водоразделах, сложенных миоцен-раннечетвертичными песками с прослоями и линзами глин, лигнитов, гравия и галечников (сазанквская, белогорская свиты и их аналоги). На северной окраине массива развивается система небольших по размерам предгорных впадин (Уруша-Ольдойская, Урканская, Деспская, Пиканская, Норская), вытянутых вдоль южной окраины остаточных структур Монголо-Охотского пояса. В плиоцен-эоп-

лейстоценовый этап неотектонической активизации структур, обрамляющих Амурский массив, в пределах последнего (западная и юго-восточная окраины и Южно-Хинганская гряда в центральных районах) происходят излияния базальтов, центры которых были связаны с зонами разломов, и образуются базальтовые плато с конусами вулканических построек.

В плейстоцен-голоценовое время на фоне продолжающегося воздымания Амурского массива в расположенных в его пределах платформенных впадинах образуется разветвленная гидросеть, прорезающая платформенный чехол и, частично, образования фундамента. С умеренным омоложением рельефа поднятий связано развитие врезанной в фундамент гидросети горного типа. Этапы усиления врезания гидросети коррелируются со стадиями горного оледенения обрамляющих массив хребтов и отражают последовательность формирования террасированного рельефа речных долин. На западной окраине и частично в центральных районах (юго-запад Малого Хингана) массива известны локальные группы плейстоценовых и позднеголоценовых вулканических построек.

В заключение можно отметить, что Верхнее Приамурье отличается крайне сложной историей своего геологического формирования и не может рассматриваться только как окраина складчатого пояса, щита, или как срединный массив. В разные этапы эволюции эта территория представляла собой и окраину океана, и окраину складчатого пояса, и окраину щита, и область тектономагматической активизации. Контурсы расположенного здесь Амурского массива наместились в палеозое и сформировались в мезозойское время. Амурский массив, по-видимому, следует относить к окраине эпигерцинского Центрально-Азиатского щита, переработанной тектономагматической активизацией. Процессы активизации, как следует из проведенного авторами анализа региональных материалов, развиваются на активных окраинах континентов, в широких (до 1000 км) обрамлениях зон замыкания палеоокеанов и швов коллизионного торошения внутриконтинентальных плит. Эти процессы тесно связаны с кардинальными нарушениями изостатических и термодинамических глубинных равновесий в недрах земной коры [8—11, 13] и могут неоднократно проявляться в одних и тех же структурных провинциях.

#### Список литературы

1. *Беляева Г. В.* Кембрий Востока СССР. Стратиграфия. М.: Наука, 1988. 147 с.
2. *Васькин А. Ф., Пятилетов В. Г.* Новые данные о возрасте хинганской серии//Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и Дальнего Востока: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по стратигр. Дальнего Востока. Хабаровск, 1990. С. 37—38.
3. *Гарецкий Р. Г.* Тектоника молодых платформ Евразии//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 226. 1972. 300 с.
4. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. М.: Недра, 1966. 736 с.
5. *Карсаков Л. П., Змиевский Ю. П.* Докембрийские комплексы Буреинского массива//Стратиграфия докембрия Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1989. С. 26—31.
6. *Красный Л. И.* Тектоническая карта Хабаровского края и Амурской области//Мат. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Вып. 3. 110 с.
7. *Мирчинк М. Ф.* Основные закономерности развития земного лика//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. XVIII. № 3—4. С. 53—67.
8. *Моисеенко В. Г., Алекторова Е. А., Бакулин Ю. И., Баррас З., Загрузина И. А., Нужнов С. В., Сорокин А. П., Пэн Юнь Бяо.* Проблемы геологии и металлогении областей тектономагматической активизации Восточной Евразии//Геология и экология бассейна р. Амур. Ч. I: Тез. докл. на сов.-кит. симпоз. Благовещенск, 1889. С. 3—5.
9. *Моисеенко В. Г., Алекторова Е. А., Загрузина И. А., Нужнов С. В., Сорокин А. П.* Проблемы геологии и металлогении областей тектономагматической активизации Восточной Евразии//Общие проблемы геологии и металлогении Дальнего Востока СССР. Ч. III: Матер. сов.-кит. симпоз. по геологии и экологии бассейна р. Амур. Благовещенск, 1991. С. 4—12.
10. *Моисеенко В. Г., Кудрявцев В. А., Нужнов С. В.* Структурная эволюция и металлогения Монголо-Чукотского вулканического пояса//Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления: Тез. докл. на междунар. симпоз. Благовещенск, 1988. С. 69—73.
11. *Моисеенко В. Г., Кудрявцев В. А., Нужнов С. В.* Монголо-Чукотский вулканический пояс (структура, эволюция, металлогения)//Глубинное строение Тихоокеанского обрамления: Матер. междунар. симпоз. Ч. II. Благовещенск, 1990. С. 19—26.

12. *Моисеенко В. Г., Нужнов С. В.* Центральнo-Азиатский щит эпигерцинской платформы Евразии (структурное положение, геологическая эволюция)//Геология и экология бассейна р. Амур: Тез. докл. на советско-китайском симпозиуме. Ч. II. Благовещенск, 1989. С. 111—115.
13. *Моисеенко В. Г., Нужнов С. В.* Геологическое развитие мезозойд Северо-Востока СССР и тектономагматическая активизация Восточной Евразии//Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР: Тез. докл. на школе-семинаре. Магадан, 1990. С. 140—143.
14. *Моисеенко В. Г., Нужнов С. В., Сорокин А. П.* Геодинамическая эволюция палеозойд Центральной Азии//Тез. докл. на Всесоюз. совещ. по геодинамике, структуре и металлогении складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск, 1991. С. 114—116.
15. *Моисеенко В. Г., Нужнов С. В., Сорокин А. П., Пэн Юнь Бяо.* Геологическая эволюция Верхнего Приамурья//Тектоника и металлогения зон активизаций (дива-структур). Ч. I: Тез. докл. на II междунар. симпозиум. Благовещенск, 1991. С. 7—9.
16. *Нагибина М. С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 69. М.: АН СССР, 1963. 464 с.
17. *Нагибина М. С.* Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНТИ, 1969. 399 с.
18. *Нужнов С. В.* Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 158 с.
19. *Нужнов С. В., Сорокин А. П.* Геология Амурского геоблока//Путеводитель экс. II междунар. симпозиум. по тектонике и металлогении зон активизации (дива-структур). Благовещенск, 1991. 56 с.
20. *Нужнов С. В., Ярмолюк В. А.* Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита//Сов. геология. 1968. № 5. С. 3—20.
21. *Ончиховский В. В.* Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей//Тр. Дальневост. ф-ла СО АН СССР. Сер. геол. Т. 4. Владивосток, 1960. 126 с.
22. Основы тектоники Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.
23. *Пейве А. В., Яншин А. Л.* (ред.). Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5.000.000). М.: Наука, 1980. 115 с.
24. Региональная стратиграфия Китая. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 658 с.
25. Региональная стратиграфия Китая. Вып. 2. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 273 с.
26. *Смирнов А. М.* О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 8. С. 65—75.
27. *Сорокин А. П.* Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. М.: Наука, 1990. 105 с.
28. *Уткин В. П.* Чешуйчато-складчатый (аккреционный) тип сдвиговых дислокаций Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода//Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР: Тез. докл. на школе-семинаре. Магадан, 1990. С. 221—224.
29. *Чень Гоуа.* Область дива — послеплатформенная подвижная область нового типа//Scientia Sinica. 1965. V. XIV. № 10. P. 1478—1498.
30. *Чжао Чуньцзин, Ли Чжунун.* Особенности геологического развития восточной части провинции Цзилинь и провинции Хэйлуньцзянь в триасе//Глубинное строение Тихоокеанского обрамления. Ч. II. Матер. междунар. симпозиум. Благовещенск, 1990. С. 128—131.
31. *Фрумкин И. М., Нужнов С. В.* Основные проблемы геологии архейских образований Алданского щита//Матер. по геол. и пол. ископ. ЯАССР. Вып. 18. Якутск, 1968. С. 7—18.
32. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 477 с.
33. *Хаин В. Е.* Возрожденные (эпиформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа//Сов. геология. 1965. № 7. С. 1—7.
34. *Chen Guoda.* Tectonics of China. Intern. acad. publ. Pergamon — CNPIEC joint vent., 1988. 258 p.
35. *Chui Ge.* Ordovician Volcanic Island Arc in Northwestern Xiao Hingan Ling (Mountains)//Contribut. for project of plate tectonics in Northern China. № 1. Shenyang, China, 1983. P. 311—314.
36. *He Guoqi, Shao Jian.* Determination of Early Paleozoic Ophiolites in Southeastern Nei Mongol and their Geotectonic Significance//Contribut. for project of plate tectonics in Northern China. № 1. Shenyang, China, 1983. P. 250.
37. *Jin Jidong, Nan Runchan, Zhu Ciyang.* Late Ordovician in eastern Yilehuli Shan of Da Hinggan Ling Region, Heilongjiang province, Northeast China//Bull. the Shenyang Inst. of Geol. and Min. Res. 1989. № 18. P. 35—42.
38. *Li Zhitong, Zhao Chunjing.* On the characteristics and origin of Xingkainian granodiorite body in Chushan Mountains, Northeast China//Reprint from: Theophrastus publ. S. A. Athens. 1985. P. 421—436.
39. *Shao Jian.* On the nature of Chogli-Longhua fault and its activation in Variscian geotectonic cycle//Contribut. for project of plate tectonics in Northern China. № 1. Shenyang, China, 1983. P. 279.
40. *Su Yangzheng, Tang Kedong, Tchi Yongyi, Lian Zhongfa, Zhang Yunping, Xu Dongkai.* A New Section of Upper Silurian Xibiehe Formations in Northern Bayan Obo, Nei Mongol//Contribut. for project of plate tectonics in Northern China. № 1. Shenyang, China, 1983. P. 227—229.
41. *Tang Kedong, Su Yangzhen, Wang Ying.* Some characteristic features of the geological development in the east of Ural-Mongolia folded belt//Bull. Shenyang Inst. Geol. and Min. Res. № 3. P. 1—14.

42. *Wang Dongfang*. The Geochemistry and Isotopic Dating of Paleozoic Baineimiao Island Arc, New Mongol//Contribut. for the project of plate tectonics of Northern China. № 1. Shenyang, China, 1983. P. 209—220.
43. *Zhao Chunjing, Li Zhitong*. Paleozoic Tectono-Granitic Provinces in Northern Northeast China and their Geologic and Tectonic Significance//Contribut. for project of plate tectonics in Northern China. № 1. Shenyang, China, 1983. P. 280—292.
44. *Zhao Chunjing, Li Zhitong*. The Granites of Central Nei in Paleozoic plate tectonics//Bull. Shenyang Inst. Geol. and Min. Res. 1987. № 16. P. 80—100.

Амурский Комплексный научно-исследовательский  
институт ДВО РАН, Благовещенск,  
675000

Поступила в редакцию  
11.XI.1991



УДК 551.243 : 551.46(263)

© 1992 г. ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., РАЗНИЦИН Ю. Н.,  
МАЗАРОВИЧ А. О., СКОЛОТНЕВ С. Г., КЕПЕЖИНСКАС П. К.,  
ТУРКО Н. Н., ПЕЙВЕ А. А., ДМИТРИЕВ Д. А.

## РАЗЛОМЫ АРХАНГЕЛЬСКОГО, ДОЛДРАМС И ВЕРНАДСКОГО В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ: СТРУКТУРА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

В статье приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в зонах разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского в Центральной Атлантике. Дается описание основных черт рельефа дна, строения осадочного чехла, структуры земной коры, а также петрографии и геохимии вулканических, интрузивных и мантийных образований. Сделаны выводы о тектонической расслоенности океанической коры и о существовании в осевой части Срединно-Атлантического хребта комплексов пород, принадлежащих неспрединговым блокам.

Pushcharovsky Yu. M., Raznitsin Yu. N., Mazarovich A. O., Skolotnev S. G., Kepezhinskas P. K., Turko N. N., Peyve A. A., Dmitriev D. A. The Arkhangelsky, Doldrums and Vernadsky faults in Central Atlantics: structure and composition of rocks. *Geotectonics*. 1992. № 6. The article contains the results of the complex geological-geophysical investigations, conducted in faults zones of the Arkhangelsky, Doldrums and Vernadsky faults in Central Atlantics. The article gives the main features of the bottom relief, of the sedimentary cover, the earth crust structure as well as the petrography and geochemistry of volcanic, intrusive and mantle formations. It was concluded that the oceanic crust is tectonically layered, and in the axial part of the Mid-Atlantic ridge there are rock assemblages assigned to non-spreading blocks.

### ВВЕДЕНИЕ

В 1986 г. Геологический институт АН СССР приступил к углубленному изучению поперечных разломов Приэкваториальной Атлантики в рамках проекта «Литос». Начальный этап этих работ был проведен в зоне разлома Зеленого Мыса. Он позволил детально охарактеризовать рельеф дна разломной зоны, а также мощность и строение осадочного чехла, магнитное поле, глубинную структуру земной коры, петрографию и геохимию магматических и метаморфических пород [10]. Особенность этих работ составляло проведение детальных полигонных исследований не только в осевой части Срединно-Атлантического хребта (САХ) между смещенными по разлому отрезками рифтовой долины, но также на его флангах и на продолжении разлома в пределах смежных глубоководных котловин. Работам была придана геологическая направленность, что у предшествующих исследователей почти не встречалось.

В следующей экспедиции таким же путем были исследованы разломы Долдрамс и близко соседствующие с ними разломы Архангельского и Вернадского. Экспедиционные работы проводились в 6-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (сентябрь 1987 — январь 1988 г.).

До наших исследований разлом Долдрамс практически не изучался.

Авторы настоящей работы при обособлении разломов руководствовались рекомендациями Межправительственной океанографической комиссии [14], согласно

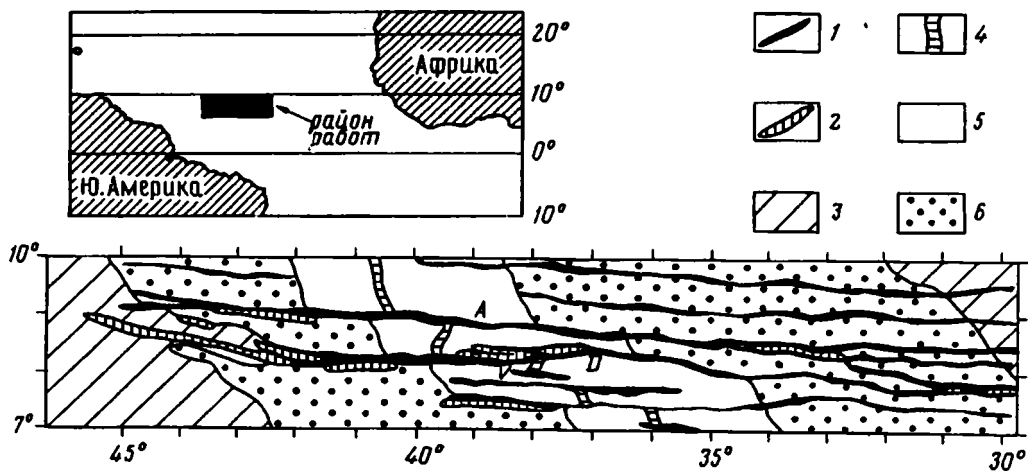


Рис. 1. Геоморфологическая схема района разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского  
 1 — желоба (долины) разломов; 2 — приразломные и внутриразломные хребты; 3 — глубоководные котловины; 4 — рифтовые долины; 5 — осевая часть САХ; 6 — фланги САХ. Буквами на рис. обозначены: А — разлом Архангельского, D — разлом Долдрамс, V — разлом Вернадского

которым Долдрамс пересекает осевую часть САХ на  $8^{\circ}15'$  с. ш., а Вернадского — на  $7^{\circ}40'$  с. ш. Для открытого в процессе наших исследований разлома, расположенного непосредственно к северу от Долдрамса, утверждено название «разлом Архангельского».

Разломы Архангельского и Долдрамс изучены почти на всем их протяжении (до 1800 км), с постановкой детальных полигонов в осевой части САХ и на флангах этих структур. Разлом Вернадского в процессе съемки изучен фрагментарно.

Детальность полигонной съемки обеспечивалась путем сгущения сети галсов до 3—3,5 миль, что позволило построить высокоточные карты рельефа дна в масштабе 1 : 250 000.

#### СТРОЕНИЕ САХ ПО ДАННЫМ МНОГОЛУЧЕВОГО ЭХОЛОТИРОВАНИЯ И НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ

В осевой части САХ, между  $7^{\circ}30'$  и  $9^{\circ}00'$  с. ш. (рис. 1) прослеживаются три субширотные депрессии дна, соответствующие зонам разломов Архангельского ( $8^{\circ}50'$  с. ш.), Долдрамс ( $8^{\circ}15'$  с. ш.) и Вернадского ( $7^{\circ}40'$  с. ш.), разделенных сложными межразломными поднятиями. Рифтовые долины САХ последовательно смещаются к востоку и находятся на  $40^{\circ}20'$  з. д. к северу от разлома Архангельского, на  $39^{\circ}30'$  з. д. к югу от него и на  $38^{\circ}05'$  з. д. — между разломами Долдрамс и Вернадского (см. рис. 1).

Части разломов, расположенные между рифтами, заметно различаются по своему строению. В желобе разлома Архангельского протяженность межрифтовой части около 40 миль. Ее профиль меняется с запада на восток от V-образной к корытообразной форме, что связано с появлением осадков восточнее  $40^{\circ}00'$  з. д. Их мощность возрастает на протяжении 10 миль от первых десятков до 400 м. На этом же отрезке размах рельефа акустического фундамента достигает 1 км. Восточная нодальная впадина в рельефе не выражена, а западная расположена не напротив рифтовой зоны, а около широкой (до 10 миль) субмеридиональной депрессии. Рифтовая зона отделена от дна желоба крутым уступом высотой до 1500 м.

Существенно иное строение имеет межрифтовая часть разлома Долдрамс, протяженностью 85 миль. Внутри желоба прослеживаются два гребня и разде-

ляющие их депрессии, причем в последних иногда устанавливаются осадки мощностью до 100—200 м.

Восточная нодальная впадина имеет максимальную глубину до 4500 м и по изобате 4000 м прослеживается на юг, в рифтовую долину 38°05' з. д., а также вытягивается вдоль разлома на 20—25 миль. Западная нодальная впадина имеет в плане (по изобате 4800 м) сложную форму. Максимальные глубины (до 5400 м) приурочены к отдельным впадинам, вытянутым как в субширотном, так и в субмеридиональном направлении.

Межрифтовая часть разлома Вернадского, там, где она была изучена, имеет наиболее простую форму и представляет собой V-образный желоб с крутыми склонами. Западная нодальная впадина вытянута вдоль простирания разлома и в ней установлены максимальные глубины — до 6000 м.

Межразломный хребет между разломами Архангельского и Долдрамс, западнее рифтовой зоны 39°30' з. д., имеет крутой северный склон и более пологий южный. Ширина вершинной поверхности вблизи рифта достигает 6 миль и постепенно расширяется к западу до 20 миль. Соответственно увеличивается и глубина от 2500 до 3500 м.

Осадочный чехол развит в основном на западе хребта, где он либо слагает вершины «столовых гор», над которыми возвышаются выступы акустического фундамента, либо заполняет впадины, облекая неровности акустического фундамента. В первом случае его мощность достигает 200 м. Отдельные находки известняков позволяют предполагать, что значительная часть осадочного чехла слагается этими породами, которые «бронировать» древние поверхности. Во втором случае мощность осадочного чехла составляет 100 м, увеличиваясь в отдельных местах до 200—300 м.

К востоку от рифтовой зоны хребет также имеет асимметричный профиль, однако более крутым является южный склон. V-образная субмеридиональная долина с глубинами от 4200 до 3100 м делит его на две части, западную, примыкающую к рифту, и восточную. Пририфтовая часть представляет собой изометричный блок, северная часть которого имеет сложное строение (см. рис. 1). Южнее 8°30' с. ш. отчетливо выделяется массивное горное сооружение, вытянутое в субширотном направлении, с глубинами 1600—2000 м. Восточнее долины вершинная поверхность хребта выравнивается и имеет глубины 3100—3300 м. На 38°36' и 38°23' з. д. строение межразломного хребта нарушается зонами субмеридиональных хребтов и долин, которые осложняют также строение желоба разлома Архангельского и, по всей видимости, имеют тектоническое происхождение. Восточнее 39°00' з. д. межразломный хребет перекрыт в отдельных местах осадочным чехлом мощностью от 100 до 400 м.

Все выделенные в пределах осевой части морфоструктуры были прослежены в пределах восточного склона САХ до 33°00' з. д. Желоб разлома Долдрамс имеет здесь плоское дно, ширина которого изменяется по простиранию от 1 до 4 миль; глубины постепенно увеличиваются от 4700 до 5000 м. На ряде профилей ближе к осевой части САХ (до 35°25' з. д.) у южного борта разлома установлено субширотное поднятие, приближенное к склону. Желоб разлома Архангельского постепенно расширяется от 2 до 11 миль. Вдоль его оси установлен гребень с относительной высотой от 150 до 500 м. Межразломный хребет имеет более крутой южный склон вплоть до 35°05' з. д. Его вершинная поверхность, как правило, выровненная, постепенно погружается к востоку от 3600 до 4200 м.

Между разломами Долдрамс и Вернадского западнее рифтовой долины 38°05' з. д. расположено изометричное поднятие с выровненной вершинной поверхностью (2800—3000 м), над которой возвышаются отдельные горы с глубинами 1600—2300 м. Оно ограничено крутыми уступами. К западу от 39°10' з. д. появляется узкий хребет (3100—3200 м), протягивающийся в пределы котловины Демерара.

Вдоль восточного борта рифтовой долины протягивается субмеридиональное поднятие, за которым располагается асимметричный хребет, южная часть которого

представляет собой поднятие с минимальными для изученной акватории глубинами до 1000 м (гора Пейве).

Желоб разлома Вернадского ограничен с юга гребнем шириной до 15 миль и относительной высотой 1200—2000 м.

Яркая черта рельефа — линейные гряды субширотного простирания. Они протягиваются на десятки миль, занимая различное структурное положение. Одни из них образуют обрамление желоба разлома (например, отдельные участки в разломе Долдрамс), другие разделяют желоба Вернадского и Долдрамс, третьи находятся внутри желоба (Архангельского, Долдрамс). Однако отмечаются случаи изменения позиции одного и того же гребня по простиранию. Определенную информацию о происхождении гряд представляет разлом Долдрамс. На западном его фланге, в пределах котловины Демерара, экспедицией получены следующие данные. Севернее и южнее простирающейся здесь гряды мощность осадков составляет 1200—1300 м. По особенностям строения осадки разделяются на два сейсмоструктурных комплекса. Верхний из них, перекрывающий нижний с угловым несогласием, залегает горизонтально и имеет мощность не более 200 м. Нижний комплекс разделяется на три, иногда на четыре деформированные сейсмотолщи. Примечательно, что углы наклона отражающих площадок увеличиваются при приближении к гряде, а также к локальным «диапирам» в форме вала, не выраженным в рельефе. Такая картина свидетельствует о подъеме вещества гребня, предшествовавшем формированию верхнего сейсмокомплекса. Однако последний в ряде мест также деформирован, что означает продолжение подъема и в новейшее время. Таким образом, представляется, что формирование линейных гребней можно увязать с подъемом вещества вдоль разломов не только в пределах САХ, но и в смежных глубоководных котловинах.

#### Вещественный состав пород

В зонах разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского собрано большое количество каменного материала, состоящего главным образом из базальтов, но включающего и другие породы.

**Базальты.** При драгировании разломной зоны Долдрамс базальты подняты с бортов нодальных впадин и со склонов межразломного хребта, расположенного между разломами Долдрамс и Архангельского (ст. 6-27-Д23, 6-29-Д25, 6-30-Д26, 6-51-Д46). Ассоциации пород, поднятых с поперечных и медианных хребтов, с угловых поднятий объединяют, как правило, образования глубинного генезиса: ультрабазиты, габброиды, долериты, метасоматиты.

Среди базальтов и долеритов выделяются два основных петрографических типа. Резко преобладают афировые и редко порфиоровые разновидности, которые встречены во всех изученных морфоструктурах. Второй тип объединяет существенно клинопироксен-плагиоклаз-оливин-порфиоровые базальты, установленные на поперечных хребтах разлома. В них встречены ксенолиты глубинных пород.

Вариации содержаний петрогенных окислов и элементов-примесей в базальтах довольно широки, однако, за исключением сильно измененных образцов, они не выходят за пределы значений, характерных для базальтов САХ, детально изученных между 22 и 25° с. ш. [11]. Химические составы существенно порфиоровых базальтов заметно выделяются более высокой глиноземистостью ( $Al_2O_3 = 17-20$ )<sup>1</sup> и несколько повышенным содержанием СаО и пониженным — FeO.

Основная группа базальтов, включающая разновидности первого петрографического типа, характеризуется малой и умеренной степенью дифференциации: FeO/MgO изменяется от 0,85 до 1,9. С ростом отношения FeO/MgO в них наблюдается увеличение содержаний TiO<sub>2</sub> (1,1—2,01), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10,51—13,09), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,09—0,20), Zr (55—150), Y (13—41), Nb (1,4—3,5), Sc (37—48) и уменьшение MgO (9,32—

<sup>1</sup> Здесь и далее содержание окислов приведено в %, редких и рассеянных элементов — в г/т.

6,22), отмечается слабая тенденция к увеличению концентраций  $\text{SiO}_2$  (46, 40—49, 36) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,7—3,34) и к понижению  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17,52—14,04) и  $\text{Sr}$  (360—120). Сравнительно широко варьируют и  $\text{CaO}$  (9,38—11,67),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,11—0,40),  $\text{Sr}$  (110—150),  $\text{Ba}$  (5—15),  $\text{Co}$  (40—45), однако поля их значений не обладают какой-либо отчетливой направленностью. Распределение РЗЭ в изученных базальтах в целом не отличается от распределения в аналогичных породах САХ [1, 10, 22]. Степень дифференцированности базальтов, характеризующая отношением  $\text{FeO}/\text{MgO}$ , слабо коррелирует с отношением  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  и в значительной большей степени связана с отношением  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  отражающим величину европиевой аномалии и указывающим на существенную роль фракционирования плагиоклаза.

Таким образом, из анализа поведения петрогенных элементов следует, что основные вариации составов этой группы базальтов обусловлены фракционной кристаллизацией оливина, основного плагиоклаза и шпинели в малоглубинных промежуточных камерах из толеитового расплава, генерированного при близких *PT*-условиях [3, 24]. Устойчивость таких индикаторных отношений, как  $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$  (0,11—0,73) и  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  (0,43—0,87), позволяющих отнести данные базальты к толеитам *N*-типа MORB, указывает на однообразие условий магмогенерации толеитовых расплавов. Сравнительно низкие значения отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,57—0,68) наиболее примитивных из изученных базальтов свидетельствуют о том, что первичные выплавки были близки по составу к высокоглиноземистому магнезиальному толеиту [8]. К такому же выводу о природе первичных выплавки приходит и Н. М. Сушевская (устное сообщение) на основании изучения состава закалочных стекол из этого региона, считая, что первичные выплавки были близки к TOP-2.

Базальты межразломного хребта, расположенного между разломами Архангельского и Долдрамс, выделяются высокой степенью дифференцированности ( $\text{FeO}/\text{MgO} = 2—3,38$ ), в них с увеличением отношения  $\text{FeO}/\text{MgO}$  возрастают содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17,30—20,2),  $\text{CaO}$  (10,48—12,44) и уменьшаются  $\text{SiO}_2$  (47,05—44,91),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (12,79—11,24),  $\text{TiO}_2$  (1,64—1,06) и  $\text{Zr}$  (90—57). Выявленные особенности поведения ряда петрогенных элементов позволяют заключить, что фракционирование толеитовых расплавов в данном случае завершилось кристаллизацией гиперстена и ильменита. Возможность этого процесса была обоснована рядом исследователей для толеитовых базальтов вулкана Килауэа на Гавайских островах [24]. Появление высокодифференцированных базальтов, по-видимому, обусловлено более длительным фракционированием расплава в промежуточной камере, реализовавшимся в напряженном состоянии земной коры в условиях относительного сжатия.

Базальты субмеридиональной депрессии, примыкающей с севера к разлому Архангельского (ст. 6-33-Д29), представлены разностями, характеризующимися повышенными концентрациями  $\text{MgO}$  (9,72—10,98),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (12,90—14,35) и пониженными —  $\text{SiO}_2$  (45,34—46,66),  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,53—2,75),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,07—0,08),  $\text{Zr}$  (36—65) и  $\text{Nb}$  (1—1,2). На наш взгляд, приведенные факты свидетельствуют о более высокой степени частичного плавления при генерации первичных выплавки данных базальтов [2].

Еще одна группа базальтов со своей химической спецификой приурочена к южному поперечному хребту на западном фланге разлома Долдрамс (ст. 6-48-Д44). Эти умеренно дифференцированные и афировые разности характеризуются высокой глиноземистостью (содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,90—18,90$ ). По-видимому, они образовались при более низкой степени частичного плавления субстрата по сравнению с основной группой базальтов разломной зоны Долдрамс. Такая точка зрения на происхождение высокоглиноземистых базальтов срединно-океанических хребтов высказана И. Д. Рябчиковым [7].

Базальты характеризуют морфоструктуры, как непосредственно связанные с зонами разломов, так и находящиеся на различном удалении от них, однако установить влияние разломов на базальтовый вулканизм на уровне нашего исследования вещества базальтов не удалось. Вопрос о собственно внутриразломном

вулканизме сложен ввиду некоторой неопределенности понимания этого явления. На наш взгляд, некорректно относить к продуктам разломного вулканизма любые базальты, поднятые со склонов разломных морфоструктур, поскольку в последних тектонически совмещены первоначально разноглубинные и разноудаленные породы. Если продуктами внутриразломного вулканизма считать базальтовые лавы, подводящие каналы которых пространственно сопряжены с разломами, то в ряде случаев имеются свидетельства, указывающие на это. Так, со склонов медианного хребта, расположенного в активной части разлома Долдрамс (ст. 6-62-Д57), подняты песчаники раннеплиоценового возраста, в которых обломочные зерна представлены ультрабазитами. По результатам драгирования медианный хребет сложен ультрабазитами и очень свежими базальтами. Следовательно, можно ожидать, что базальты изливались в пострanneплиоценовое время в пределах медианного хребта, т. е. внутри разлома. По петро- и геохимическим характеристикам они не отличаются от рифтовых базальтов. Таким образом, состав мантийного субстрата и условия магмогенерации в активной части разлома Долдрамс родственны таковым, связанным с рифтовым магматическим источником. По-видимому, фактически имеет место продолжение последнего в активную часть разлома.

В изученном регионе получена необычайно большая коллекция обломочных пород, поднятых со склонов поперечных и медианных хребтов. Ряд из них обнаруживает признаки того, что они сформировались на склонах морфоструктур, которые в сравнении со своим современным положением располагались гипсометрически выше, возможно, даже выступали над уровнем моря. Это хорошо окатанные гальки, поднятые с северного склона межразломного хребта, а также грубообломочные породы с горы Пейве, состоящие из десквамационных корочек габбро, продуктов их наземного выветривания, сцементированных карбонатным органогенным материалом, содержащим крупные (до 15 мм) ядра, по-видимому, бентосных двустворок. Другие обломочные породы являются сравнительно хорошо отсортированными разностями (песчаники, алевролиты, конгломераты и др.), свидетельствующими о том, что они образовались на склонах тектонически подвижных морфоструктур, испытывавших контрастные движения. В большинстве случаев возраст обломочных пород определен как ранний и средний плиоцен. Эти факты дают возможность предположить, что на рубеже раннего и среднего плиоцена была эпоха достаточно интенсивных тектонических процессов. В это время имели место интенсивные вертикальные контрастные тектонические движения ряда морфоструктур, по-видимому, произошло образование медианного хребта в разломе Долдрамс и внедрение диапировых структур на флангах этого разлома. Родственность медианных хребтов и диапировых структур устанавливается на основании того, что в ряде случаев имеются признаки их непосредственного перехода одних в другие, а также по одинаковому характеру их взаимоотношения с осадочными толщами. Поскольку в строении медианных хребтов широкое участие принимают серпентинизированные ультрабазиты, можно предположить преимущественно протрузивное происхождение этих морфоструктур, что, по-видимому, верно и для диапировых структур.

Учитывая, что базальты, отличающиеся от основной группы либо иной степенью частичного плавления, либо другим характером низкотемпературной дифференциации, присущи морфоструктурам, возраст которых, судя по возрасту обломочных пород, приуроченных к их склонам, также оценивается как ранний и средний плиоцен, мы приходим к выводу о влиянии тектонических движений этой эпохи и на магматические процессы. В свою очередь это дает основание для предположения о том, что в эту эпоху структурной эволюции САХ на данном его сегменте произошло заложение наблюдаемых ныне рифтовых долин. В пользу этого свидетельствует и морфология субмеридиональной депрессии, схожая с морфологией рифтовых долин.

**У л ь т р а б а з и т ы.** Среди изученных ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Долдрамс можно более или менее уверенно

выделить три группы. Первую, наиболее обширную из них, образуют ультраосновные породы района предполагаемого неспредингового блока (см. ниже): восточное сочленение рифта с разломом Долдрамс и гора Пейве (соответственно драги 58,59 и 63,64). Они отличаются наибольшей тугоплавкостью, что следует из большой магнезиальности и низкой железистости, глиноземистости и кальциевости их валового состава, а также наибольшей степенью деплетированности, что устанавливается по пониженной глиноземистости ортопироксена и повышенной хромистости хромшпинелидов. Они характеризуют относительно однородный блок верхней мантии с приблизительно одинаковым ходом тектономагматических процессов.

Возможно несколько вариантов объяснения механизма их образования. В соответствии с одним из них высокая степень частичного плавления может быть связана с повышенным тепловым потоком в связи с подъемом разогретого материала мантийного диапира. Другое объяснение — неоднородное строение мантии с существованием областей, обогащенных флюидонасыщенными фазами. Последние обуславливают более высокую степень частичного плавления перидотитов. Обсуждаемые ультрабазиты отвечают именно такой обогащенной мантии. В то же время аномальная мантия может включать и участки нормальной мантии, что видно по вариациям составов ультрабазитов в смежных районах или даже в пределах одной станции драгирования.

Вторую группу составляют ультрабазиты поперечных хребтов разломной зоны Долдрамс, опробованные на ст. 6-53-Д48 и 6-54-Д49 за пределами межрифтовой зоны разлома. Перидотиты, поднятые на этих станциях, существенно отличаются от описанных выше. Прежде всего они существенно менее тугоплавки и деплетированы. Во-вторых, они характеризуются очень высокими концентрациями  $\text{Na}_2\text{O}$ , а в ряде образцов и  $\text{TiO}_2$  в клинопироксенах, приближающимися к таковым в ультраосновных породах островов Святого Петра и Павла [18]. Возможно, что данные гипербазиты представляют собой остаток от сравнительно невысокой степени частичного плавления обогащенного мантийного вещества. В ходе его частичного плавления могли генерироваться расплавы обогащенных толеитов *P*-, *E*-типов MORB или даже щелочных базальтов.

Третью группу образуют ультраосновные породы ст. 6-49-Д44, характеризующие южный поперечный хребет в западной фланговой части разлома Долдрамс, пространственно сильно удаленные от двух вышеописанных групп. Они характеризуются наименьшей тугоплавкостью и деплетированностью и сравнительно пониженными концентрациями  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в клинопироксенах, что сближает их с типичными ультрабазитами большинства разломных зон Северной Атлантики: Кейн, Вима, Романш и др. [19]. По всей видимости, они являлись источником толеитовых расплавов *N*-типа MORB.

**В к л ю ч е н и я в б а з а л ь т а х.** Подавляющее большинство ксенолитов мантии в пределах океанических структур приурочено к океаническим островам и выносится на поверхность щелочными магмами. В толеитах такие ксенолиты до сих пор не были установлены. В этом свете уникальными представляются первые в мире находки широкого спектра мантийных и коровых включений в абиссальных толеитах разломных зон Архангельского и Долдрамс. Впоследствии такие включения были обнаружены и в базальтах разлома Марафон [6].

Среди кристаллических нодулей в базальтах межрифтовой части разлома Архангельского и в восточной части разлома Долдрамс встречены четыре основных петрографических типа: 1) хромдиопсидсодержащие лерцолитовые и верлитовые включения, 2) габбро (в том числе шпинельсодержащее), 3) пироксениты и 4) анортозиты. Включения размером 0,2—1 см обычно имеют округлую или овальную форму. Наиболее часто встречаются два первых типа; пироксениты и анортозиты более редки.

К мантийным включениям отнесены хромдиопсидсодержащие породы, характеризующиеся мозаичной неравновесной гранобластовой структурой, типичной для лерцолитовых ксенолитов верхней мантии. Вторичный плагиоклаз, окружа-

ющий нодули, содержит расплавленные и газовой-жидкие включения, приуроченные к периферии зерен. В ядрах плагиоклазов распространены в основном расплавленные включения. Кроме того, в контакте с плагиоклазом наблюдаются вторичные стекла, отличающиеся по составу от стекол вмещающих базальтов, что также говорит о переработке ксенолитов в условиях промежуточного магматического очага.

Диопсиды включений первого типа обнаруживают высокие содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , повышенную магнезиальность и пониженные концентрации  $\text{TiO}_2$ . Такие хромдиопсиды типичны для ультраосновных парагенезисов, не встречаются среди фенокристов океанических базальтов и не получены в экспериментах по петрогенезису толеитовых магм [15].

Соотношение  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и магниевого номера в этих клинопироксенах демонстрирует их принадлежность к ультраосновным породам [21]. Все анализы попадают в поле высокохромистых диопсидов из ультрамафитов комплекса Бей-оф-Айлендс, рассматриваемого в качестве обдуцированного фрагмента литосферы трансформного разлома [21]. В это же поле попадают хромдиопсиды из  $Ol - Cpx - Pl$ -нодулей и некоторые мегакристы из стекол района FAMOUS. Судя по ряду петрологических тестов [22], эти минералы неравновесны с вмещающим базальтовым стеклом и их ксеногенное происхождение (дезинтегрированные ультрамафиты) выглядит достаточно обоснованным. Близкими по составу к хромдиопсидам разлома Долдрамс оказываются пироксены мантийных ксенолитов из базанитоидов Экваториальной Атлантики, диопсиды из перидотитов разломов Романш, Чейн, Вима (Атлантический океан), Элтанин (Тихий океан), Оуэн (Индийский океан). Все эти моноклинные пироксены принадлежат мантийным образованиям, имеют глубинную природу и четко отличаются от высокобарических интрателлурических вкрапленников океанических базальтов и низкобарических пироксенов из мало-глубинных магматических камер. Те же закономерности прослеживаются на диаграмме  $\text{TiO}_2 - \text{Mg}_N$ . Составы хромдиопсидов разлома Долдрамс лежат в поле ультрамафитов комплекса Бей-оф-Айлендс и обнаруживают низкие коэффициенты распределения  $\text{Ti}$  между клинопироксеном и расплавом — 0,25—0,35.

Плагиоклазы в ассоциации с хромдиопсидом, оливином и ортопироксеном варьируют по составу от лабрадора до битовнита. Они неравновесны с сосуществующим клинопироксеном и не обнаруживают закономерных соотношений с параметрами состава последнего. Мы полагаем, что плагиоклазы выросли на дезинтегрированные ультрабазиты в промежуточной камере [4].

Для оценки состава мантии под разломом Долдрамс воспользуемся соотношением  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Mg}_N$  в клинопироксенах океанических магматических пород. Наиболее высоконатровыми и высокомагнезиальными оказываются диопсиды из лерцолитовых включений в базанитах, драгированных близ скал св. Петра и Павла в Экваториальной Атлантике. Такие же клинопироксены широко распространены в лерцолитовых нодулях из базальтов океанических островов (Таити, Коморы, Вознесения, Режюньон). Эта группа клинопироксенов характерна для неизменной примитивной мантии, являющейся источником для различных обогащенных литофильными элементами магматических расплавов. Несколько более деплетированными по  $\text{Na}_2\text{O}$  оказываются диопсиды из ультрамафитов главной серии массива Льюис Хиллс (офиолиты Бей-оф-Айлендс), отвечающие слабо обедненной мантии древнего трансформного разлома [20]. Еще более истощенными являются пироксены перидотитов разломов Оуэн и Вима в Индийском океане и разломов Чейн и Романш в Атлантике. Наконец, к числу наиболее деплетированных относятся низконатровые и низкотитанистые клинопироксены некоторых ультрабазитов (истощенные лерцолиты и гарцбургиты) разлома Оуэн, диопсиды низкохромистой серии массива Льюис Хиллс, пироксены перидотитов скв. 334 и диопсиды деплетированных лерцолитов разлома Кларин. Эти пироксены свойственны нормальной истощенной океанической мантии, являющейся исходной для первичных расплавов  $N$ -MORB. Как видно, существует практически непрерывный ряд последовательного истощения мантийных клинопироксенов в отно-



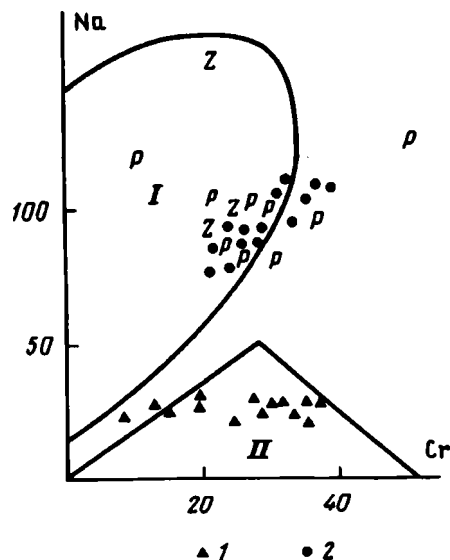


Рис. 2. Диаграмма Na — Cr для клинопироксенов из нодулей в базальтах разломной зоны Долдрамс. Поля континентальных (I) и океанических (II) перидотитов приведены по данным работы [17]

1, 2, Z, P — составы клинопироксенов: 1 — из деплетированных, 2 — из обогащенных нодулей в базальтах разломной зоны Долдрамс, Z — из массива Забаргад, P — из массива островов Петра и Павла

шении литофильных элементов. Этот ряд отличает эволюцию состава океанической мантии от примитивной до нормальной истощенной [4].

Клинопироксены мантийных включений разлома Долдрамс тяготеют к породам умеренно истощенной мантии, в частности лерцолитам разлома Оуэн и перидотитам разломов Экваториальной Атлантики. Существование такой мантии в пределах разломной зоны Долдрамс приводит к появлению в ней базальтов T- и E-типа MORB, а также субщелочных вулканитов, не характерных для районов распространения нормальной океанической мантии.

Диаграмма концентраций Na — Cr в клинопироксенах из мантийных включений в толеитовых базальтах разломных зон Долдрамс и Архангельского позволяет оценить мантию этого района Приэкваториальной Атлантики как истощенную и метасоматически обогащенную (рис. 2). Первая показана в нижней части диаграммы для мантийных Crx и отвечает океаническим перидотитам, вторая — в верхней и располагается в поле континентальных перидотитов о-ва Забаргад в Красном море и скал св. Петра и Павла в Атлантике.

В случае разлома Долдрамс мы впервые непосредственно можем наблюдать мантийный субстрат, ответственный за генерацию обогащенных океанических магм. Вовлечение такого субстрата в петрогенезис возможно именно в результате заложения и развития поперечных разломов как структур, наиболее глубоко проникающих в литосферу и дренирующих неистощенные (или слабоистощенные) в отношении литофилов мантийные горизонты. Таким образом, первоначально включения из базальтов разломной зоны Долдрамс соответствовали по составу слабодеплетированным лерцолитам. Последние отличаются от лерцолитов с низконатровым клинопироксеном, отвечающих нормальной мантии океана. Попав в промежуточную магматическую камеру, включения были частично дезинтегрированы, и к парагенезису оливин + шпинель + хромдиопсид присоединились кальциевый плагиоклаз и низкохромистый титанистый авгит, явившиеся субликвидными фазами вмещающего базальтового расплава.

**Интрузивные образования.** В пределах поднятия внутреннего

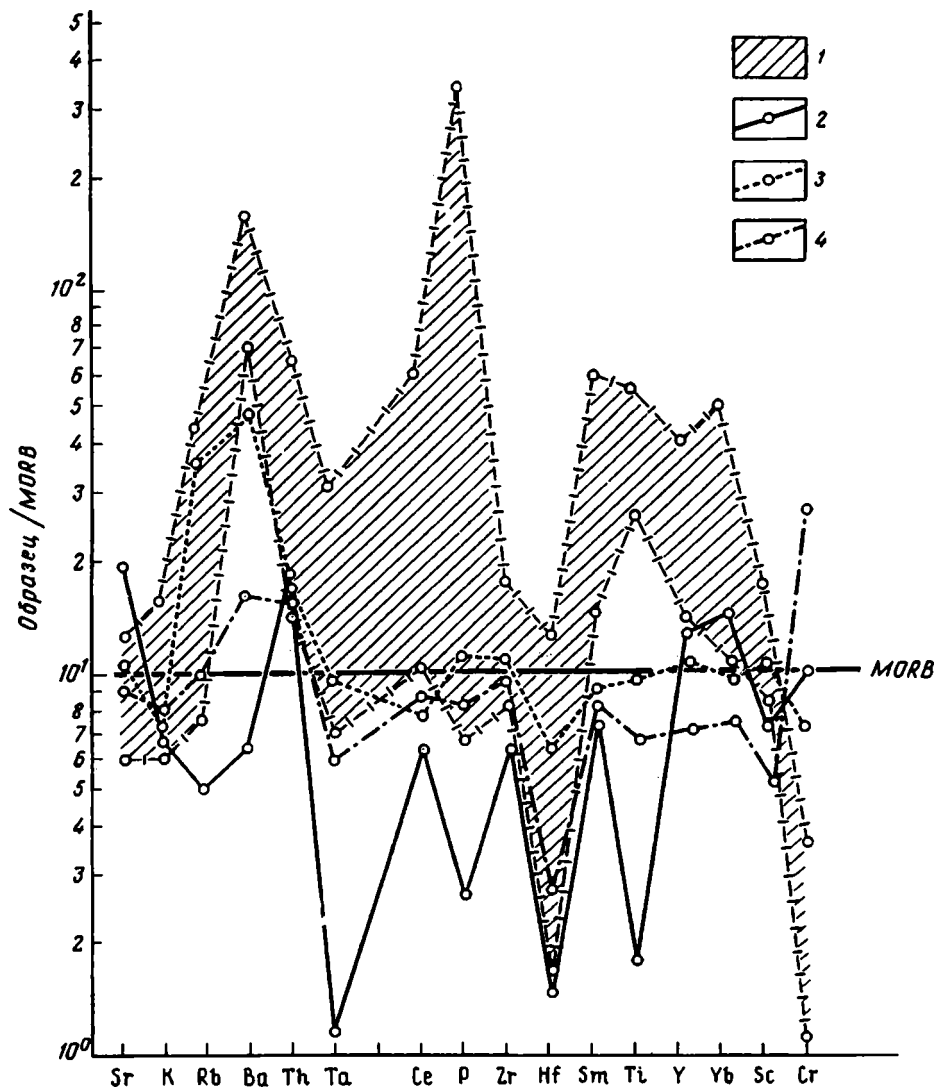


Рис. 3. Распределение редких элементов в интрузивных породах восточной части разломной зоны Долдрамс

1—3 — серии: 1 — ультратитанистая, 2 — низкотитанистая, 3 — умеренно-титанистая, 4 — магнезиальные долериты (1, 3, 4 — для горы Пейве). Нормирование произведено согласно [1]

угла, расположенного в районе пересечения северного сегмента рифтовой долины САХ с долиной разлома Вернадского, всего в 15 км восточнее рифта, нами было открыто и детально изучено крупное горное сооружение, названное «горой Пейве». Вершина горы располагается на глубинах около 1000 м, ее южный крутой склон спускается до дна долины разлома, т. е. до глубины 4900 м. Гора в плане имеет треугольную форму, размеры ее составляют  $16 \times 8$  миль<sup>2</sup>. Гора сложена магматическими породами, основной объем которых составляют различные интрузивные образования, объединенные в четыре серии [9]. Последние характеризуются четкими различиями минерального и химического составов, разными условиями генезиса и внутрикамерной эволюции и представляют собой фрагменты

<sup>2</sup> По размерам гора соответствует крупным вулканическим постройкам, например, Камчатки.

расслоенных магматических камер, эволюционировавших в разных геодинамических обстановках. Рассмотрим более подробно эти серии.

*Ультратитанистая серия.* Породы этой серии преобладают среди поднятого каменного материала и характеризуются наибольшим петролого-геохимическим разнообразием. Среди наиболее распространенных петрографических типов в этой серии присутствуют апатитсодержащие оливин-пироксеновые, магнетитовые и ильменит-магнетитовые габброиды, в несколько меньшем объеме представлены оливин-пироксен-ильменитовые габбро и рудные пироксениты (с апатитом и без), приближающиеся по петрографическим характеристикам к косъвитам. В целом минералогия габброидов ультратитанистой серии горы Пейве обнаруживает резкие различия с океаническими габброидами, заключающиеся в раннем выделении железистых фемических минералов, необычном тренде эволюции состава клинопироксенов (салит-геденбергитовый тренд в отличие от диопсид-авгитового в океанических габбро) и сосуществующих пижонитов (сильное обогащение железом), а также в ранней кристаллизации апатита, являющегося в рассматриваемых образованиях породообразующим минералом. Трековое датирование по апатитам дает возраст габброидов 150—170 млн. лет (поздняя юра); фиксируются также реликтовые апатиты с возрастом 300—320 млн. лет (карбон).

Основной петрохимической характеристикой данной серии является резкое обогащение пород титаном (содержания  $TiO_2$  варьируют от 2,84 до 7,16 мас. %). Среди геохимических характеристик ультратитанистой серии отметим высокие абсолютные концентрации РЗЭ при слабом истощении цериевыми землями и резкое обогащение высокочargedными литофилами при истощении крупноионными относительно пород — производных океанической мантии (рис. 3).

Вся совокупность минералогических и петрогеохимических данных указывает на близость ультратитанистой серии к толеитовым интрузивным ассоциациям крупных стратиформных интрузий, таких, как Скергаард, Дулут и Малл. Эти комплексы характеризуют начальные этапы континентального рифтинга и принципиально отличаются от океанических камер, отражая глобальные различия континентальных и океанических геодинамических режимов.

Породы ультратитанистой ассоциации находятся в интрузивных соотношениях с образованиями *диорит-гранодиоритовой серии*, представленной амфибол-биотитовыми гранодиоритами, двуполевошпатовыми биотит-амфиболовыми гранитами и диоритоидами. Эти образования характеризуются резким обогащением легкими РЗЭ и высокочargedными литофилами и обнаруживают закономерное изменение состава амфибола в ряду эденит — магнезиальная роговая обманка — актинолит (уменьшение глиноземистости и увеличение титанистости) и сосуществующего плагиоклаза (увеличение альбитовой составляющей), связанное с остыванием магматической камеры.

Аналогичные тренды эволюции состава амфибола и сосуществующего плагиоклаза (а следовательно, и этапы внутрикамерного метасоматоза) выявлены и в специфической ассоциации низкотитанистых пижонитсодержащих габброидов *низкотитанистой серии*, драгированных севернее горы Пейве, вблизи пересечения разломной долины Долдрамс с рифтом. Наблюдаемая аналогия в трендах состава минералов позволяет предположить, что диорит-гранодиоритовая и низкотитанистая серии относятся к одному этапу тектономагматической эволюции.

Химический состав габброидов этого типа характеризуется пониженными концентрациями титана и несколько повышенной кремнекислотностью. Распределение редких элементов, нормированное по среднему составу базальта срединно-океанических хребтов, обнаруживает слабые отрицательные аномалии по рубидию и скандию и резкие отрицательные аномалии по танталу, фосфору, гафнию и титану (см. рис. 3). Такие аномалии не присущи дериватам океанических источников. Этому же типу габбро свойственно обогащение торием, что сближает его с породами интрузивных серий горы Пейве, описанными выше. Более того, составы низкотитанистых габбро характеризуются очень высокими величинами отношений  $Th/Ta$  и  $La/Ta$ , типичными для пород континентальной коры.

Крайне интересной представляется находка в низкотитанистых габброидах минеральной ассоциации ильменит + сфен + рутил. Данный парагенезис является типоморфным для эклогитовой фации метаморфизма [12, 13, 18], а состав минералов из исследованных включений близок составу аксессуаров из эклогитов Альп и Норвегии. Альтернативным может быть отнесение их к фрагментам метапелитов, но так или иначе эти включения являются представителями доокеанического (субконтинентального?) субстрата.

Помимо рассмотренных интрузивных образований горы Пейве здесь также были подняты *магнезиальные долериты*, наиболее близкие к первичным расплавам, давшим магматические серии этой структуры. В целом картина распределения петрохимических и геохимических характеристик в долеритах полностью аналогична наблюдаемой в породах ультратитанистой серии, с которыми особенно хорошо сопоставляются титанистые составы долеритов.

Таким образом, «континентальные» характеристики относятся ко всем рассмотренным выше магматическим породам горы Пейве и сопредельных участков. Эти образования являются дериватами «континентальных» магмогенерирующих источников и относятся скорее всего к доокеаническим интрузивным комплексам.

*Умеренно-титанистая серия.* Габброиды умеренно-титанистой серии в пределах предполагаемого нами неспредингового блока (драги 63 и 64, в меньшей степени 58 и 59) количественно подчинены породам ультратитанистой ассоциации и несколько превосходят по частоте встречаемости низкотитанистые габбро и кислые интрузивные породы. Петрографически они представляют собой равномерно-зернистые габброиды, сложенные плагиоклазом, пироксеном, рудным минералом и сфеном. По комплексу петрографических, петрохимических и геохимических характеристик эту серию можно рассматривать как типичную океаническую габброидную ассоциацию, представляющую верхние горизонты расслоенной магматической камеры (аналог — изотропное габбро офиолитов).

Таким образом, «континентальные» характеристики пород ультратитанистой, диорит-гранодиоритовой и низкотитанистой интрузивных серий, а также связанных с ними магнезиальных долеритов, древние возрасты габброидов ультратитанистой серии, нахождение последних в непосредственной близости от рифтовой долины позволяют рассматривать весь массив углового поднятия, включая прежде всего гору Пейве, в качестве неспредингового блока.

Изложенные материалы позволяют наметить возможную последовательность интрузивных и тектонических событий в этом блоке.

Субконтинентальный этап датируется допозднеюрским временем образования ультратитанистых пород, отвечающих обстановке начальных стадий континентального рифтинга. Раннеокеанический этап датируется позднеюрско-раннемеловым временем. Он отвечает началу раскрытия Атлантического океана, причем в Экваториальной Атлантике с этим временем, вероятно, было связано формирование глубинных срывов и грабенообразование. В пределах рассматриваемого блока магматизм этого этапа представлен диорит-гранодиоритовой и низкотитанистой интрузивными сериями, наложенными на доокеанические интрузивные комплексы. В пользу этого говорят секущие взаимоотношения ультратитанистой и диорит-гранодиоритовой серий, совместный аутометасоматоз диорит-гранодиоритовой и низкотитанистой серий и нахождение пород первых двух ассоциаций в гальке осадочных брекчий, фиксирующее максимальную амплитуду поднятия неспредингового блока в процессе амагматического растяжения в рассматриваемом районе. Эти интрузивные серии по комплексу свойств не могут быть отнесены к типичным океаническим камерам и, возможно, отражают реактивизацию структуры в период, переходный между континентальной и океанической стадиями.

Собственно океанический этап (океаническая камера) представлен умеренно-титанистой серией, породы которой отсутствуют в конгломератобрекчиях горы Пейве и широко развиты в составе ассоциации коровых ксенолитов в толлитах разломной зоны Долдрамс. Выведение фрагментов океанической камеры на поверхность связано с относительным опусканием части неспредингового блока,

представляющим последнюю стадию тектонической активности в районе разлома Долдрамс.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН РАЗЛОМОВ АРХАНГЕЛЬСКОГО И ДОЛДРАМС

Глубинное строение зон разломов Архангельского и Долдрамс изучалось на трех профилях многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ.

Профиль 068702 проходит в меридиональном направлении по 39°55' з. д. от 9°03,6' до 8°07,4' с. ш. Длина профиля 56 миль. В северной части профиль пересекает межрифтовый отрезок разлома Архангельского, а в южной — часть разлома Долдрамс к западу от его сочленения с сегментом рифтовой долины. Основными элементами морфоструктуры района, где располагается профиль, являются два трога — северный и южный (соответственно долины разломов Архангельского и Долдрамс) и разделяющий их хребет, а также хребты, обрамляющие трог с севера и юга.

По результатам скоростного анализа на временном разрезе в составе консолидированной коры выделяются четыре толщи (сверху вниз), средние пластовые скорости в которых по данным перебора составляют соответственно 2,5; 3,5; 5,0; 6,8 км/с. Ниже подошвы четвертой толщи значение сейсмических скоростей соответствует 8,3 км/с.

Наиболее протяженные отражающие площадки (до 3—3,5 км) являются принадлежностью первой толщи. В нижележащих толщах длина их составляет 0,2—0,5 км. Конформность отражающих площадок с рельефом дна наиболее отчетливо выражена в первой толще. Существенным элементом волновой картины на временном разрезе являются протяженные наклонные и субгоризонтальные отражающие горизонты, располагающиеся, как правило, несогласно по отношению к границам выделенных толщ. Основная их масса концентрируется в верхней части разреза. Имеются также горизонты, расслаивающие почти весь разрез.

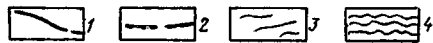
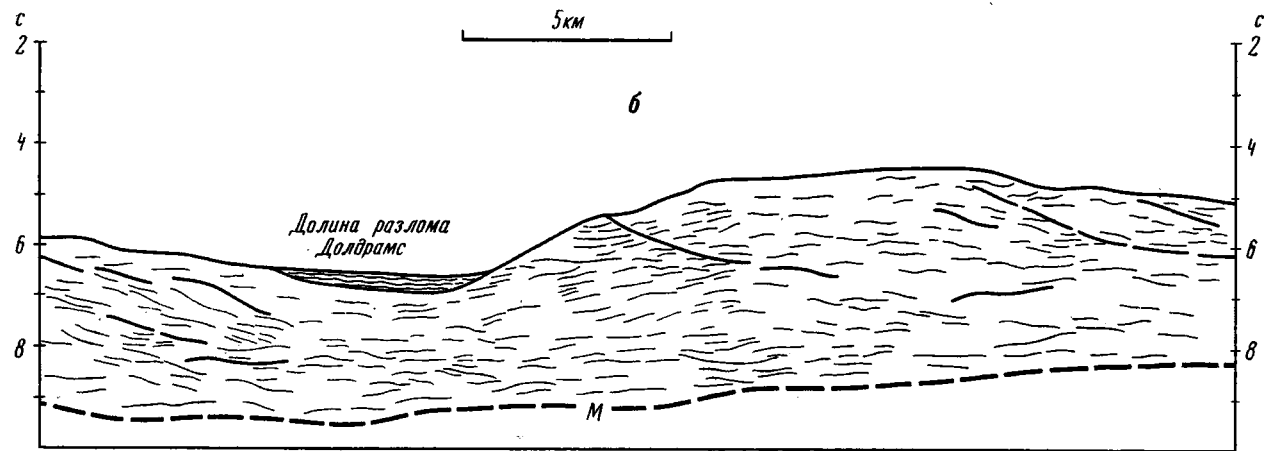
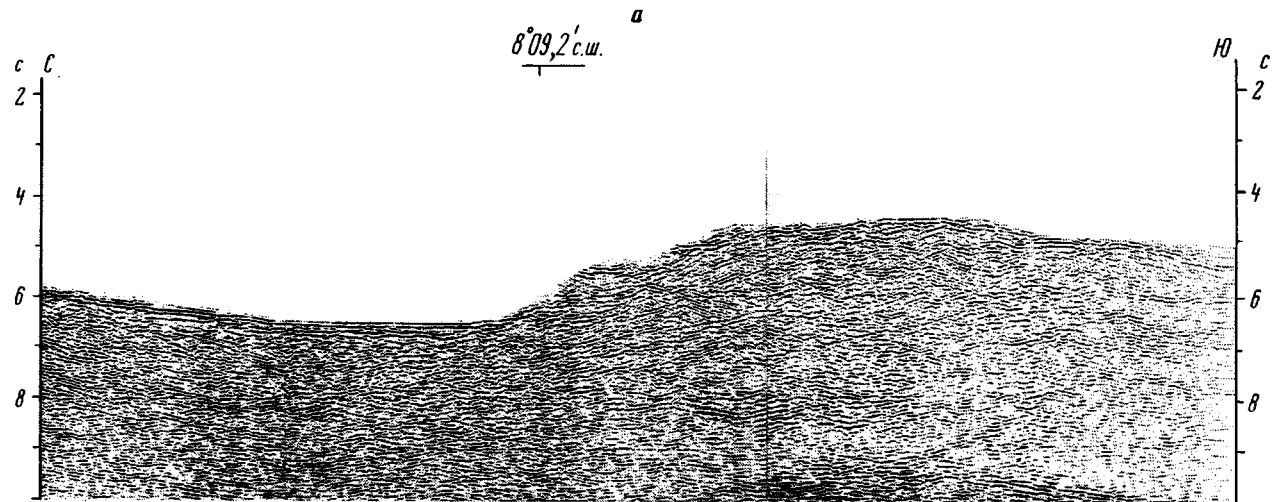
Геологическая интерпретация данного профиля представляется в следующем виде. Первая и вторая толщи интерпретируются в качестве 2-го геофизического слоя океанической коры. Как отмечалось выше, средние пластовые скорости в этих толщах оцениваются приблизительно в 2,5 и 3,5 км/с соответственно. Среднее значение скорости в обеих толщах составляет, таким образом, 3 км/с, что несколько ниже величины, принимаемой для верхней части 2-го слоя в районах с молодой корой [5]. Низкие скорости в верхней части разреза обусловлены скорее всего интенсивной тектонизацией пород и широким развитием склоновых отложений. Мощность этих толщ составляет от 1,7 км под долиной разлома Архангельского до 3,5 км под межразломными хребтами.

Интервалы сейсмических скоростей в третьей и четвертой толщах (5,0—6,8 км/с) соответствуют низам 2-го и 3-му слою океанической коры. Минимальная мощность этих толщ составляет около 3,5 км под долиной разлома Архангельского, а максимальная — 7,5 км — под южным поперечным хребтом зоны разлома Долдрамс.

Подошва четвертой толщи, ниже которой скорости сейсмических волн составляют 8,3 км/с, соответствует поверхности М, разделяющей коровые и верхнемантийные образования.

Таким образом, минимальные мощности коры приурочены к долинам разломов (до 5,5 км), а максимальные (до 11 км) — к межразломным хребтам.

Непосредственно по линии профиля была выполнена серия ступенчатых драгировок. В верхней части южного борта разлома Архангельского были подняты типичные океанические толенты, представляющие различные уровни базальтового разреза, известняки и обломочные породы. При опробовании средней части склона были драгированы базальты, долериты и габбро. Именно здесь впервые обнаружен редкий тип океанических базальтов с мантийными ксенолитами, о которых шла речь выше. Говоря в целом о районе работ, необходимо отметить, что здесь



присутствуют практически все разновидности пород океанической коры и верхов мантии, причем глубинные породы — ультрабазиты и габбро — нередко встречаются в верхних и средних частях бортов разломных долин, тогда как в низах вскрытых разрезов присутствуют только базальты.

Результаты геологических работ свидетельствуют о сложных тектонических взаимоотношениях всей гаммы пород, слагающих межразломный хребет и борта разломных долин. Наличие следов твердопластического течения в ультрабазитах, признаки деформационных изменений и катаклаза в плагиоклазах габброидов, широкая амфиболизация последних являются свидетельством того, что выведение глубинных пород на высокий гипсометрический уровень их современного положения реализовалось в обстановке сжатия, сопровождавшегося стрессовыми напряжениями. В то же время частичная перекристаллизация габброидов в твердом состоянии не достигала равновесных условий, что указывает на относительную кратковременность стрессовых напряжений. Примечательно, что интенсивному сжатию подвергались и базальты: матрикс этих пород, драгированных в районе профиля с южного борта долины разлома Долдрамс, смят в изоклинальные микроскладки двух генераций. Таким образом, различный стиль деформаций и метаморфизма ультрабазитов, габброидов и базальтов свидетельствует также и о неодноактности стрессовых напряжений.

Как уже отмечалось, на временном разрезе профиля 068702 проявлены протяженные (10—15 км) пологонаклонные (5—15°) отражающие горизонты. Особенно отчетливо они выражены под бортами долин разломов Архангельского и Долдрамс. В первом случае они расположены преимущественно веерообразно, с наклонами в сторону осевой части разломной долины. На фрагменте временного разреза южной части профиля, отображающего глубинное строение в районе разлома Долдрамс, устанавливаются подобные же горизонты, однако под обоими бортами они наклонены на юг (рис. 4). Надо полагать, что именно эти горизонты и представляют собой пологие тектонические нарушения — надвиги, по которым глубинные породы оказались выведенными в верхние части корового разреза с формированием чешуйчато-надвиговой структуры приразломных и межразломных хребтов. Кроме того, под южным бортом долины разлома Архангельского устанавливаются элементы поддвига структур северного борта под южный, а также имеются признаки расслоенности верхнемантийных образований.

Волновая картина на временном разрезе по профилю 068702, проходящему по «талъвегу» разломной долины Долдрамс, характеризуется исключительно субгоризонтальным положением отражающих площадок по всему разрезу. Наклонные горизонты, подобные тем, что выделяются на предыдущем профиле, здесь отсутствуют. Это указание на реальную вергентность последних в меридиональном направлении.

В составе консолидированной коры, так же как на профиле 068702, здесь выделяются 2-й геофизический слой со скоростями 3—5 км/с и 3-й, соответствующий скоростям 6,8 км/с. Мощность коры по простиранию изученного отрезка разломной долины меняется от 5 до 8 км.

## ВЫВОДЫ

Изучение морфологии, вещественного состава пород и глубинного строения поперечных разломных зон, расположенных в Приэкваториальной Атлантике в районе между 7°30' и 9°00' с. ш., позволяет констатировать следующее.

1. В данном районе прослеживается целая серия почти широтных, тесно сближенных между собой разломных зон, расстояние между которыми редко превышает 50 км. В то же время разломы Долдрамс и Архангельского простираются

Рис. 4. Фрагмент временного разреза МОВ ОГТ 06872 (а) и его интерпретация (б)

1 — отражающие горизонты, соответствующие надвигам; 2 — поверхность М; 3 — отдельные отражающие площадки, подчеркивающие общую структуру твердой коры; 4 — осадки

не менее чем на 1800 км. Не имеется данных, чтобы оба указанных разлома, а равно разлом Вернадского считать разновозрастными. Поэтому их густая сеть не может быть каким-либо образом связана с меняющимися геодинамическими условиями, в том числе вращением литосферной плиты. Наоборот, практически параллельное расположение разломных структур позволяет полагать, что все они причинно связаны с единой геодинамической обстановкой.

2. Интереснейший факт — обнаружение тектонических деформаций на флангах разломных зон, далеко отстоящих от сегментов рифтовых долин, вне межрифтовых участков. Наиболее вероятно, что здесь происходят диапироподобные внедрения мантийного материала, отражающие сложнейшую картину геодинамических полей в литосфере в зонах поперечных разломов.

3. Эта картина в еще большей мере осложняется фактором тектонического скупивания литосферных пластин в грядках, разделяющих днища желобообразных морфоструктур, трассирующих разломные зоны. Такое скупивание обосновывается увеличением мощности коры в грядках почти в 2 раза по сравнению с нормальной океанической корой, прямыми фактами тектонически нарушенного залегания пород, существованием пологонаклонных сейсмических горизонтов в твердой коре. Оно иллюстрирует тектоническую расслоенность литосферы в регионе. В данном случае убедительна модель растяжения под разломными долинами и сжатия в их обрамлении; в бортах долин и в межразломных хребтах имеет место выжимание пластичного серпентинизированного ультраосновного материала, захватывающего отдельные глыбы и пластины различных пород 2-го и 3-го слоев океанической коры.

4. Открытием является установление ксенолитов мантийного материала, а также коровых включений в абиссальных толетах разломных зон Долдрамс и Архангельского. Обнаружен весьма широкий спектр подобных включений, позволивший выявить два типа мантийных источников базальтов MORB: деплетированный и метасоматически обогащенный.

5. Вблизи срединного рифта (открытая экспедицией крупная подводная гора Пейве) обнаружены магматиты, относящиеся к доокеаническим интрузивным комплексам, что подтверждается как вещественным составом пород, так и возрастными датировками. Тем самым выявляется новое доказательство существования в осевой зоне САХ неспрединговых блоков.

Анализ расположения всей группы разломов Атлантики в плане выявляет их разное отношение к осевой зоне срединного хребта, что должно непременно учитываться при геодинамических построениях. Крупнейшие из разломов полностью пересекают САХ и прослеживаются в сопредельных глубоководных котловинах, где и затухают. Некоторые разломы развиты лишь по одну сторону САХ. Существуют разломы, приуроченные только к сводовой части хребта. Имеются и другие категории соответствующих субширотных разрывных деформаций. На это явление уже было обращено внимание [9], но его новизна заставляет вновь сделать на этом акцент. Совокупность разломов разных категорий позволяет предполагать разновозрастность разломов, т. е. намечается путь к расшифровке геологической истории разломной тектоники в целом.

Геологическое изучение поперечных океанских разломных структур находится пока на достаточно ранней стадии. Но то, что сделано, как представляется, закладывает хорошую базу для дальнейших работ в этой области. Следует продолжить исследования разломных структур именно на всем их протяжении, как это осуществлялось в период 1986—1990 гг. тремя экспедициями на НИС «Академик Николай Страхов». Такой метод позволяет полнее и глубже охватить проблему.

Уже сейчас ясно, что для расшифровки геологической истории и геодинамических условий образования поперечных океанских разломных структур необходимо изучать их естественные группировки. Это потребует времени, но именно такой подход даст наиболее существенные результаты.



1. Буго А., Жорон Ж. Л., Тройль М. Гетерогенность мантии (Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с. ш.)//МГК. 27-я сес. Геология Мирового океана. Докл. Т. 6. Ч. 1. М.: Наука, 1984. С. 114—136.
2. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме//Петрология: изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242—258.
3. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм//Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132—228.
4. Кепежинская П. К., Разницын Ю. Н., Мазарович А. О. и др. Состав мантии и магматические камеры в районе разлома Долдрамс//Тектоника и магматизм океанов. М.: Наука, 1990. С. 48—65.
5. Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Базовкина И. Г. Строение второго геофизического слоя земной коры в океане по геолого-геофизическим данным//Итоги науки и техники. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1981. Т. 12. 84 с.
6. Пушаровский Ю. М., Разницын Ю. Н., Мазарович А. О. и др. Геология разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика)//Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 2. С. 438—441.
7. Рябчиков И. Д. Генерация первичных магм в примитивной и измененной мантии//МГК. 27-я сес. Петрология. Докл. Т. 9. М.: Наука, 1984. С. 184—192.
8. Соболев А. В., Данишевский Л. В., Дмитриев Л. В. и др. Высокоглиноземистый магнезиальный толеит — один из первичных расплавов базальтов срединно-океанических хребтов//Геология. 1988. № 10. С. 1522—1528.
9. Строение зоны разлома Долдрамс (Центральная Атлантика). Ред. Пушаровский Ю. М. М.: Наука, 1991. 224 с.
10. Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. Ред. Пушаровский Ю. М. М.: Наука, 1989. 193 с.
11. Bryan W. B., Thompson G., Ludden J. N. Compositional variation in normal MORB from 22°—25° N: Mid-Atlantic Ridge and Kane fracture zone//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. N B12. P. 11815—11836.
12. Ernst W. G. Mineral chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri group, Western Liguria. Italy//Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1976. V. 56. N 3. P. 293—343.
13. Ernst W. G., Dal Piaz G. V. Mineral paragenesis of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piedmont ophiolite nappe; Breuil — St. Jacques area, Italian Western Alps//Amer. Mineralogist. 1978. V. 63. N 178. P. 621—640.
14. Gazetteer of geographical names of undersea features shown (or which might be added) on the GEBCO and on the IHO small-scale international chart series//Monaco: International Hydrographic Bureau, 1988. P. 23.
15. Grove T. L., Bryan W. B. Fractionation of pyroxenophyric MORB at low pressure: An experimental study//Contrib. Miner. and Petrol. 1983. V. 84. N 4. P. 293—309.
16. Jacobi R. D., Hayes D. E. Bathymetry, microphysiography of the west African margin between Sierra Leone and Mauritania //Geol. North-West African cont. margin. Springer Verlag, 1982. P. 182—221.
17. Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between «sub-continental» and «sub-oceanic» mantle //Earth. Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. N 2. P. 241—254.
18. Melson W. G., Hart S. R., Thompson G. St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages, and implications on sea-floor spreading//Geol. Soc. Amer. 1972. V. 132. P. 241—272.
19. Michael P. J., Bonatti E. Peridotite composition from the North Atlantic: regional tectonic variations and implications for partial melting//Earth and Planet Sci. Lett. 1985. V. 73. N 1. P. 91—104.
20. Smith D. C., Pinet M. Petrochemistry of opaque minerals in eclogites from the Western Gneiss region, Norway. 2. Chemistry of the ilmenite mineral group//Chem. Geol. 1985. V. 50. N 1—2. P. 251—266.
21. Smith S. E., Elthon D. Mineral compositions of plutonic rocks from the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite//J. Geophys. Res. 1988. V. 93. N 4. P. 3450—3468.
22. Stakes D. S., Shervais J. W., Hopson C. A. The volcanic-tectonic cycle of the FAMOUS and MAR Valleys, MAR (36°47'N): evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the Valley midsections, AMAR 3//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N B8. P. 6995—7028.
23. Sun S. S., Nesbitt R. W., Sharaskin A. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts//Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 44. N 1. P. 119—128.
24. Thompson R. N. Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalts//Earth-Sci. Rev. 1987. V. 24. N 1. P. 161—210.

Геологический институт РАН,  
Москва, 109017;  
Институт литосферы РАН  
Москва, 109180;  
Институт геохимии и аналитической  
химии им. В. И. Вернадского  
Москва, 117975

Поступила в редакцию  
30.III.1992

УДК 551.243.12

© 1992 г. КАЗЬМИН В. Г., БОРИСОВА И. А.

## О СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЯХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНСКИХ РИФТОВЫХ ЗОН АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА

В статье обсуждаются закономерности сегментации континентальных и океанских рифтов и структурные особенности сегментов разного порядка. В континентальных рифтах сегменты первого порядка различаются по времени образования, характеру проявления вулканизма и по полярности крупномасштабной асимметрии. В пределах сегментов первого порядка, ограниченных крупнейшими сдвигами, выделяются сегменты второго порядка, разделенные зонами сбросо-сдвигового происхождения.

Крупнейшие разломы, служившие границами сегментов первого порядка в палеорифтовой системе, стали родоначальниками крупнейших трансформных разломов и, таким образом, предопределили сегментацию первого порядка в океане. Проанализирован характер изменения коэффициентов погружения на флангах северной части Срединно-Атлантического хребта при переходе от сегмента к сегменту. Результаты анализа свидетельствуют об асимметричном строении хребта в большинстве сегментов и о смене полярности асимметрии на границах сегментов.

Сегментация второго и более высоких порядков также обнаружена в океане. Показано, что в строении сегментов второго порядка океанских рифтов наблюдается много общих черт со строением сегментов того же порядка в континентальных рифтах. Предполагается, что сегменты первого и второго порядков на хребтах атлантического типа закладываются на стадии континентального рифтогенеза и их границы предопределены сеткой древних разломов. При этом асимметричное строение сегментов первого порядка в континентальных рифтах связано с пологими сквозьлитосферными разломами, а сегментов второго порядка — с внутрикоровыми пологими разломами.

Kazmin V. G., Borisova I. A. Structural relations between continental and oceanic rift zones. *Geotectonics*. 1992. № 6. The article deals with peculiarities of the segments recognized in continental and oceanic rifts and discusses specific features of segments of different orders. The segments of the first order in continental rifts can be distinguished by the time of their formation, nature of volcanism occurrence and by polarity of large-scale asymmetry. Segments of the second order separated by transtensional zones are identified within the segments of the first order confined to large.

The large-scale faults serving as boundaries between segments of the first order in the paleorift system have given rise to large transform faults, and so predetermined the first order segmentation in the ocean. The subsidence rate change on the flanks of the northern mid-Atlantic ridge was analyzed from segment. The results of the analysis suggest changes on the boundary between segments.

In the ocean the segmentation of the second and higher orders is also recorded. It is shown that the structure of the second order segments in oceanic rifts have many common features with the second order segments in continental rifts. The segments of the first and second order at the ridges of the Atlantic type were presumably formed during the continental rifting stage and their boundaries are limited by a net of ancient faults. Cow-angle asymmetrical structure of the first order segments in continental rifts is connected with tal detachment lithosphere faults, and that of the second order segments — with intracrustal detachment inclined faults.

### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы накоплен большой новый материал по строению континентальных и океанских рифтовых зон. Ранее их строение представлялось достаточно простым: считалось, что рифтовые зоны состоят из крупных (сотни километров)

сегментов, смещенных один относительно другого по трансформным разломам (океан) или зонам крупных сдвигов (континент). Детальные исследования с помощью новой техники (многолучевые эхолоты, радары бокового обзора, буксируемые придонные аппараты, глубоководные обитаемые аппараты) обнаружили весьма сложное строение океанских рифтов, установили в них наличие сегментов второго и более высоких порядков, сочленения которых различны и до сих пор недостаточно изучены. В то же время детальные исследования континентальных рифтов, главным образом с помощью сейсмических методов, в свою очередь выявили очень сложную внутреннюю структуру рифтовых зон, также, как оказалось, состоящих из сегментов второго порядка.

Известно, что рифтовые зоны молодых океанов (Атлантика, Индийский океан) развились из континентальных рифтов. Возникает вопрос: в какой мере структура океанских рифтов наследует структуру континентальных рифтовых зон? Какова природа сегментации этих зон? Как связаны между собой сегменты первого и второго порядков?

Особый интерес эти вопросы приобретают в связи с появлением новых взглядов на механизм континентального рифтогенеза. Давно известные особенности континентальных рифтов, такие, как структурная асимметрия, асимметрия форм рельефа и асимметрия в размещении вулканитов, связывают теперь с развитием пологих сквозьлитосферных разломов и (или) субгоризонтальных поверхностей срыва. Интересно выяснить, сохраняются ли проявления асимметрии в океанских рифтах и как они связаны с асимметрией родоначальных континентальных рифтов. Обсуждению этих вопросов и посвящена настоящая статья.

#### СЕГМЕНТАЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Давно высказывалось соображение, что континентальные рифтовые системы развиты на крупные, в сотни километров протяженностью, сегменты. Такая сегментация предполагалась Дж. Уилсоном в его модели образования трансформных разломов [53]. Сегменты континентальных рифтов разделяются поперечными, как правило, древними разломами, которые на океанской стадии развития превращаются в океанские трансформные разломы. Наиболее ярко сегментация такого типа представлена в Африканско-Аравийской рифтовой системе (рис. 1). Уже в 1975 г. была предложена схема, согласно которой ее восточно-африканская часть состоит из четырех крупных (500—700 км) сегментов: Эфиопского, Кенийского, Танганьикского рифтов и рифта Малави, соединенных зонами поперечных разломов северо-западного простирания [4]. Эти разломы с преимущественно сдвиговой компонентой смещения были унаследованы от позднедокембрийского этапа развития. Они рассматривались как континентальные аналоги океанских трансформных разломов. Впоследствии данная схема детализировалась многими авторами [15, 23]. К рассмотренным сегментам может быть, вероятно, причислен и Красноморский рифт. Его осевая зона не испытывает заметных смещений на всем своем протяжении, т. е. на расстоянии около 2000 км. Отмечаются лишь изгибы простирания осевой зоны от северо-западного до субмеридионального направления. В целом, если говорить о сегментации рассматриваемого порядка, Красноморский рифт следует считать одним сегментом Африканско-Аравийской рифтовой системы.

Выделенные сегменты первого порядка обладают наиболее фундаментальными особенностями развития. Во-первых, они различаются по времени образования (например, олигоцен для Красноморского, средний миоцен для Эфиопского рифтов и т. д.). Во-вторых, в них по-разному проявился вулканизм. В отдельных сегментах (Эфиопский, Кенийский рифты) он исключительно мощный и включает проявления платобазальтов. В Танганьикском рифте известны лишь локальные небольшие по объему вулканические проявления, а в рифте Малави их почти нет. С «вулканическими» рифтами связаны воздымания больших плато, в «невулканических» поднятия ограничены и приурочены лишь к бортовым зонам рифта. Различия в объеме вулканитов обусловлены скорее всего различной

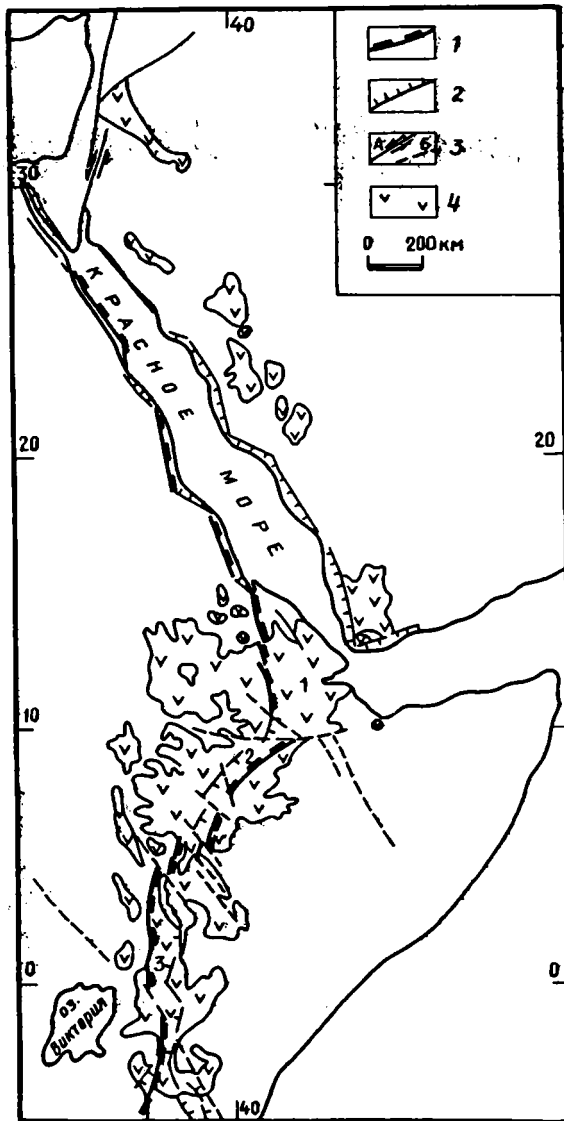


Рис. 1. Африкано-Аравийская рифтовая система

1 — главные сбросы (зоны отрыва), определяющие асимметрию первого порядка; 2 — прочие крупные сбросы; 3 — разломы: А — сдвиги, Б — поперечные разломы в континентальных рифтах; 4 — вулканы. Цифровые обозначения: 1 — Афар, 2 — Эфиопский рифт, 3 — Кенийский рифт

температурой астеносферного вещества, пассивно поднимающегося под рифтовой зоной вследствие растяжения литосферы [51, 52]. Там, где эта температура на  $100\text{--}200^\circ$  выше средней, а это бывает в зоне воздействия горячего мантийного плюма, при декомпрессионном плавлении образуются огромные массы платобазальтов. Там же, где температура астеносферы «нормальная», вулкаников мало или они отсутствуют.

Отмечено также, что сегментам первого порядка отвечает крупномасштабная асимметрия рифтовых структур. Она выражается в асимметричном по отношению к рифтовой зоне расположении высоких плато, полей вулканических пород и, наконец, в асимметричной структуре самой рифтовой долины [7, 24]. Так, в Красноморском рифте широкое поднятие и поля кайнозойских базальтов нахо-

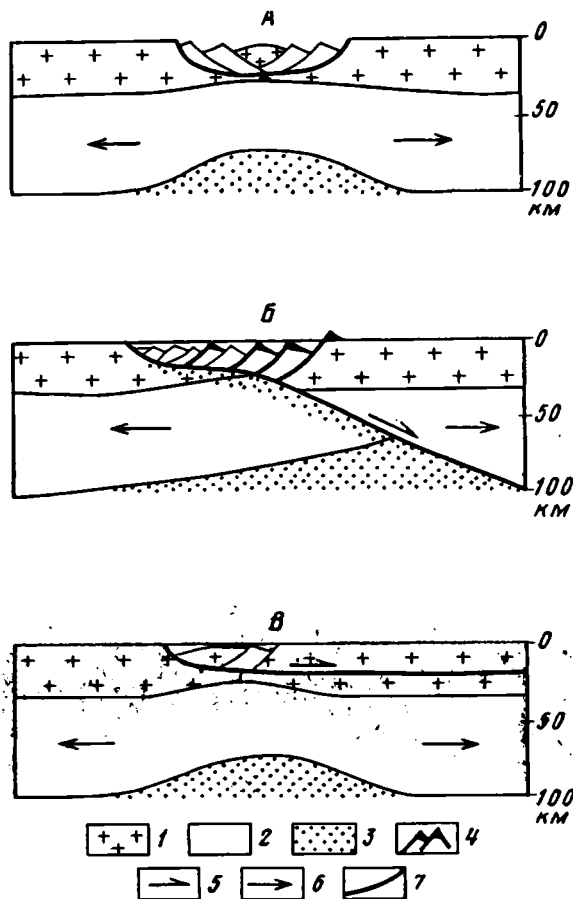


Рис. 2. Модели рифтогенеза. Растяжение: А — с образованием пережима («шейки») [30]; Б — со смещением по пологому разлому, рассекающему всю литосферу [50]; В — со смещением по субгоризонтальной поверхности срыва в коре [17]  
 1 — кора; 2 — мантия; 3 — астеносфера, область частичного плавления; 4 — вулканы и магмоподводящие каналы; 5, 6 — направление: 5 — смещения по разлому, 6 — перемещения блоков; 7 — пологий разлом

дятся на аравийской стороне, тогда как на африканской поднята лишь прибортовая полоса, а базальты практически отсутствуют. Высокое Эфиопское плато и поля платобазальтов примыкают к западному борту Эфиопского рифта, а наиболее крупные («главные») сбросы расположены на его восточном борту. Основная масса вулканических пород сосредоточена на восточном борту Кенийского рифта, в то время как главные высокоамплитудные сбросы находятся на его западном борту.

Помимо Восточно-Африканской рифтовой системы хороший пример крупномасштабной асимметрии представляет Байкальский рифт. Этот рифт, протяженностью около 600 км, является частью Байкальской рифтовой системы, включающей также рифты Северной Монголии и Забайкалья. От смежных сегментов Байкальский рифт отделен, по-видимому, субширотными зонами сдвигов [11]. В самом рифте главные сбросы со смещением до 6 км находятся на западном борту, а обширные поднятия примыкают к восточному борту. Это находится в полном соответствии с асимметричной конфигурацией астеносферного выступа под Байкальским рифтом [2, 8]. У этого выступа крутое западное и пологое восточное крыло, чем и обусловлена асимметрия рельефа.

Асимметричная структура рифтов не находит объяснения в широко распространенных моделях растяжения с образованием пережима, или «шейки», или, как их иначе называют, моделях «чистого сдвига» [30]. Такие модели предпо-

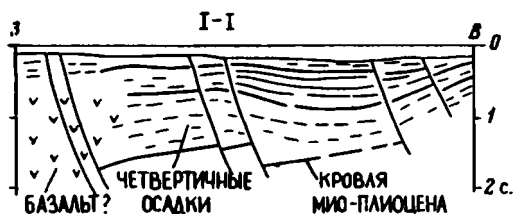
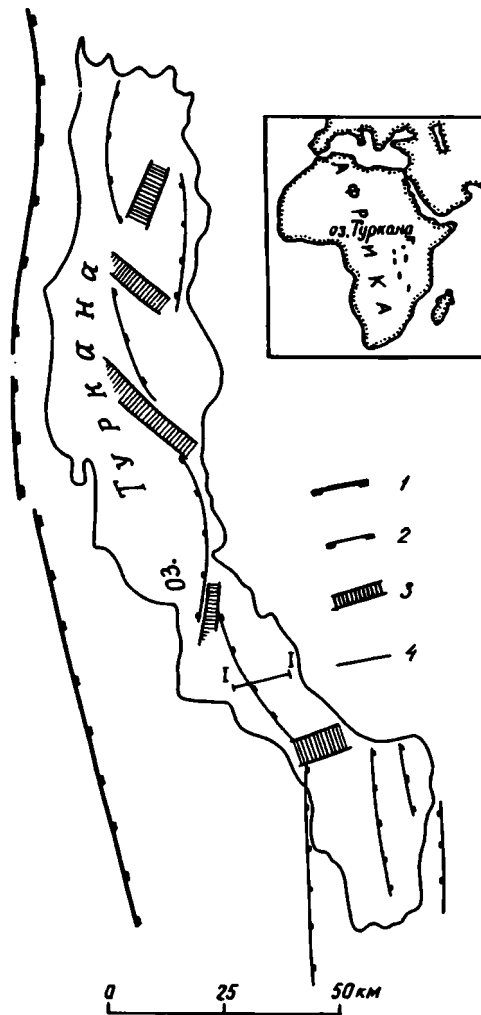


Рис. 3. Структурная схема рифта Туркана и сейсмический профиль по линии I—I (по [20] с небольшими изменениями)

1 — сбросы, определяющие асимметрию: 1 — первого (главные) и 2 — второго порядков; 3 — зоны аккомодации; 4 — сбросы на профиле

лагают симметричное развитие структуры. Для объяснения асимметрии удачно применяются модели «простого сдвига» [49, 50], связывающие образование рифтов со смещением литосферных плит по пологому сквозьлитосферному разлому (рис. 2). Эти модели хорошо объясняют структурную асимметрию (главный разлом и зона отрыва находятся на одном из бортов рифта) и асимметрию аномалий рельефа (максимум поднятия находится на одной из сторон рифта, поскольку выступ астеносферы смещен в сторону «верхней» плиты). Асимметричное положение

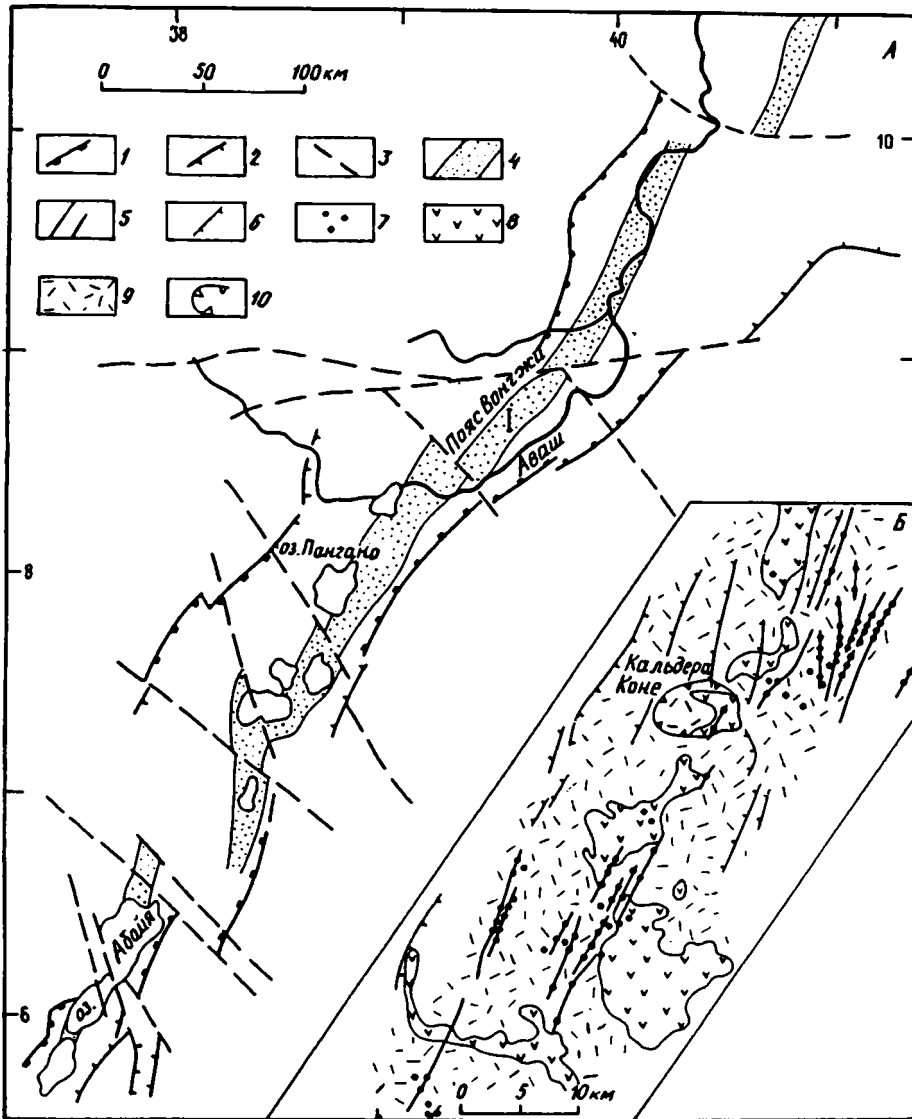


Рис. 4. Структурная схема Эфиопского рифта (А) и детальное строение сегмента I осевой зоны Эфиопского рифта (Б)  
 1 — главные сбросы (зоны отрыва); 2 — прочие сбросы; 3 — поперечные разломы; 4 — осевая зона (пояс Вончжи); 5 — открытые трещины; 6 — мелкие сбросы; 7 — базальтовые конусы; 8 — поля голоценовых базальтов; 9 — вулканиды позднего миоцена — плейстоцена: щелочные риолиты, трахиты (лавы, туфы, игнимбриты), базальты; 10 — кальдера

выступа астеносферы определяет и распределение вулканических пород — они тяготеют к верхней плите [24] и не распространяются за пределы зоны отрыва, т. е. на нижнюю плиту (см. рис. 2).

Поскольку каждому рифтовому сегменту первого порядка отвечает крупномасштабная асимметрия определенной полярности, можно предположить, что сегменты связаны с индивидуальными пологими разломами в литосфере. При переходе от сегмента к сегменту, т. е. при переходе через зону сдвигов, полярность асимметрии обычно меняется (см. рис. 1). Иными словами, азимут падения долотого разлома меняется на противоположный.

Крупные (500—700 км и более) сегменты рифтовой системы разделяются на более мелкие звенья, или сегменты второго порядка. Характер подобной сегментации до недавнего времени был неясен. В последние годы в рифтовых зонах Восточной Африки был выполнен большой объем работ по сейсмическому профилированию. Исследования проводились в рифтах со слабым развитием вулканизма в пределах акваторий крупных озер (Туркана, Танганьика, Малави — рис. 3). Было установлено, что седиментационный бассейн каждого из рифтов распадается на ряд суббассейнов, каждый из которых связан с крупным сбросом или несколькими сбросами [20, 36, 37, 44]. Каждый суббассейн представляет собой полуграбен, причем полярность структуры может меняться при переходе от одного полуграбена к другому. Длина полуграбенов варьирует от 35—40 до 80—100 км, возможно, есть и более протяженные структуры порядка 150 км. Соотношения сегментов, или полуграбенов, могут быть различными. Чаще всего, по-видимому, наблюдается чередование сегментов с противоположной полярностью. При этом сбросы с противоположным наклоном плоскости сместителя соединяются диагональными зонами аккомодации со сбросово-сдвиговым характером смещения. Зоны аккомодации могут быть выражены поднятием в дне рифта, т. е. представлять собой седиментационные барьеры. Иногда крупные сбросы со встречным падением могут располагаться один против другого. В этом случае связанные с ними полуграбены разделяются центральным поднятием. Возможен также случай, когда крупные сбросы падают в стороны от центрального поднятия. Центральное поднятие в этом случае является своеобразной зоной аккомодации (горстом), протягивающейся вдоль оси рифта. Аналогичная сегментация с шагом порядка 60 км выявлена в Суэцком рифте и в северной части Красного моря [17].

Сегментация второго порядка существует и в вулканических рифтах, но ее структурное выражение, возможно, несколько иное. Особый интерес представляют данные по Эфиопскому рифту [6, 31]. В его структуре выделяется несколько поперечных разломов (или зон трещин), имеющих северо-западное или близширотное простирание (рис. 4). Такую же ориентировку имеют разломы в докембрийском фундаменте рифта. С поперечными разломами часто связаны смещения бортовых уступов, в дне рифта они изредка прослеживаются как разрыв с небольшим вертикальным смещением, а чаще выражены линейным размещением вулканических центров или какими-либо геоморфологическими признаками. В одном случае с такими разломами связана, возможно, смена полярности структуры: при доминирующей западной полярности на одном из участков рифтовой долины (примерно 100 километровой протяженности) полярность главных сбросов приобретает восточную ориентировку. Но наиболее отчетливо сегментация проявлена в строении осевой вулканической зоны рифта — пояса Вонджи. Пояс Вонджи представляет собой зону интенсивного современного растяжения и вулканизма и, очевидно, является местом возможного будущего раскола континентальной литосферы. Он состоит из нескольких сегментов длиной 40—120 км, смещенных на 15—20 км один относительно другого. Сегменты не соединены явно выраженными активными поперечными сдвигами, но в ряде случаев отчетливо устанавливается связь смещений с упомянутыми выше поперечными разломами в фундаменте. Каждый из сегментов представляет собой зону сгущения открытых трещин и малоамплитудных сбросов, контролирующих положение рифтовых вулканов и трещинные излияния базальтов. Как увидим, сегментация пояса Вонджи во многом сходна с таковой океанских рифтов.

Вопрос о сегментации второго порядка в Кенийском рифте остается невыясненным. У. Босворт предположил, что этот рифт разделен на отдельные полуграбены с меняющейся полярностью, подобно тому, как это наблюдается в невулканических рифтах. Однако данная схема плохо подтверждена фактическим материалом. Более вероятно, что полярность структуры по всей длине Кенийского рифта остается постоянной (главные сбросы расположены на западном борту). В дне рифта не известны поперечные косоориентированные структуры,



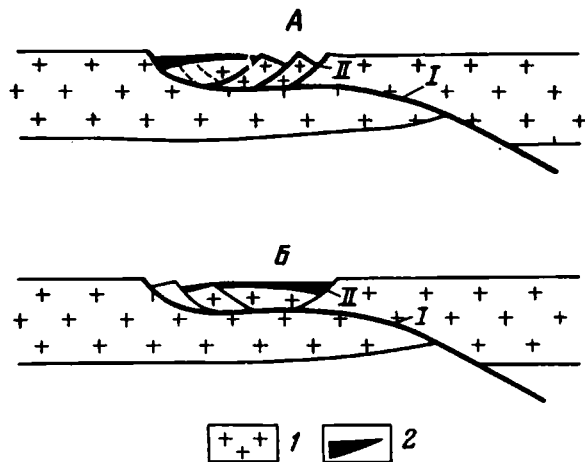


Рис. 5. Схема соотношения разломов первого (I) и второго (II) порядков в рифтовой зоне. А, Б — образование осадочных бассейнов с разным типом асимметрии  
1 — кора; 2 — осадки

которые можно было бы интерпретировать как зоны аккомодации, необходимые в модели с переменной полярностью [32]. В то же время вероятно, что структура, так же, как в случае Эфиопского рифта, испытывает влияние поперечных (северо-запад — юго-восток) разломов в фундаменте. Так, с крупнейшим из них — разломом Асва — связан изгиб Кенийской рифтовой зоны.

Таким образом, пока неясно, в какой мере сегментация второго порядка различается в двух основных типах рифтов: невулканических и вулканических. Возможно, что эти различия не так велики, во всяком случае размерность сегментов в рифтах обоих типов одинаковая. Если судить по Эфиопскому рифту, то главное отличие заключается в строении зон аккомодации: в Эфиопском рифте они, как правило, приурочены к поперечным разрывам в фундаменте, близким по ориентировке к направлению максимальных растягивающих напряжений.

В том же Эфиопском рифте наблюдается также сегментация более высокого (третьего) порядка. В пределах индивидуальных сегментов пояса Вончи выделяются отдельные сгущения трещин, протяженностью 12—15 и шириной 2—5 км, с насаженными на них вулканическими постройками (см. рис. 4). Эти сгущения располагаются кулисообразно с закономерным (в данном случае правым) смещением кулис и не соединены поперечными разломами. По отношению к простиранию сегмента в целом эти сгущения магмоподводящих трещин ориентированы косо, под углом примерно 20°. Высказывалось предположение, что сгущения представляют собой, по сути дела, риделевы трещины, ориентировка которых зависит от характера сдвиговой компоненты в данной рифтовой зоне [6]. В Эфиопском рифте кулисное расположение магмоподводящих трещин соответствует левому сдвигу вдоль рифтовой зоны. Такой сдвиг подтверждается здесь анализом кинематики литосферных плит вокруг Афарского тройного сочленения [6].

В сравнении с сегментацией первого порядка сегментация второго и тем более третьего порядков не связана, очевидно, с глубинной структурой типа сквозь-литосферных пологих разломов. Особенности развития рифта при переходе от сегмента к сегменту существенно не меняются. Хотя в сегментах второго порядка отчетливо выражена структурная асимметрия (односторонние грабены), крупномасштабная асимметрия (распределение поднятий, вулканических комплексов) при этом не наблюдается. Вслед за рядом авторов [17] можно полагать, что сбросы, ограничивающие полуграбены, выполаживаются и переходят в субгоризонтальные поверхности срыва на среднекоровом уровне. Расчеты, основанные на кривизне поверхности сбросов, показывают, что глубина выполаживания

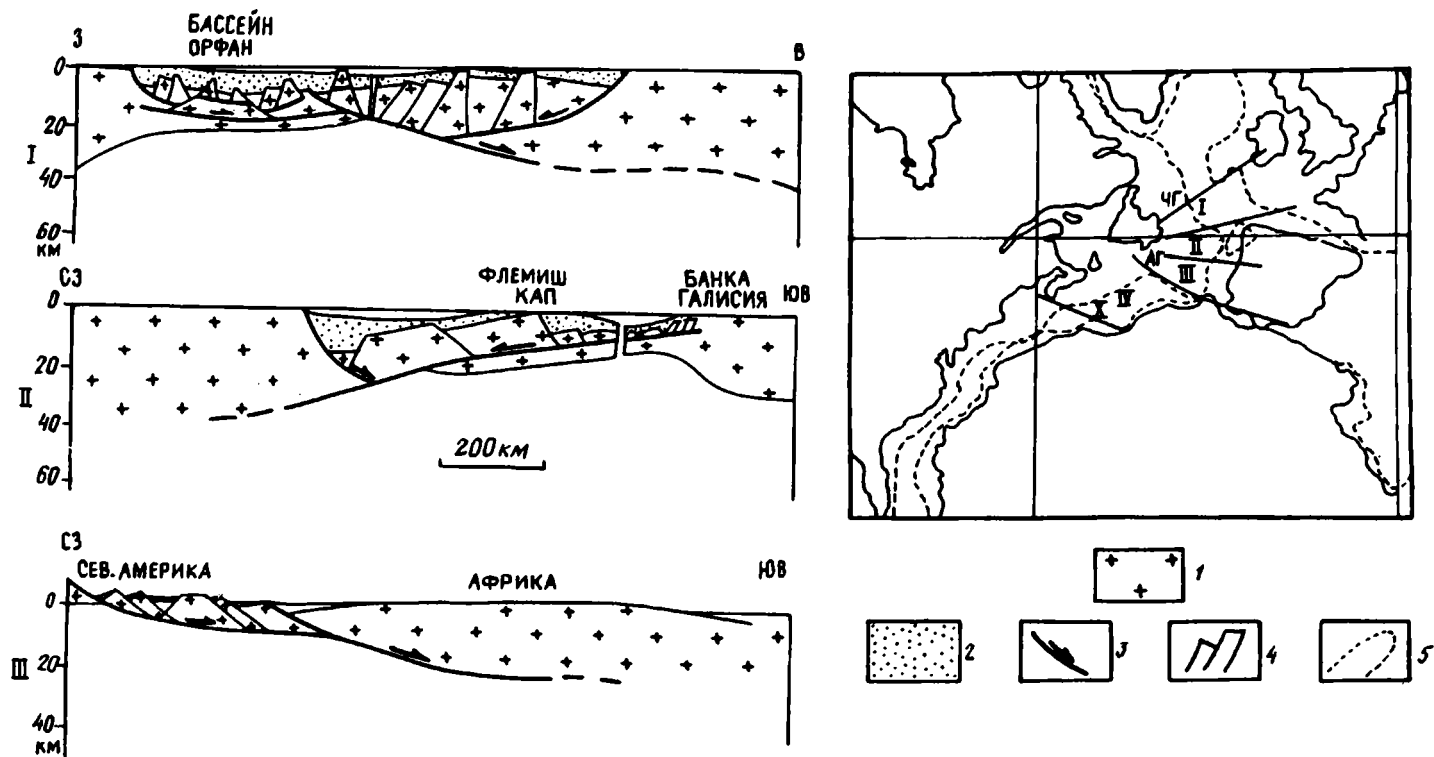


Рис. 6. Реконструкция строения континентальных рифтов в Северной Атлантике (I и II по [45], IV по [29]). Положение секторов показано на врезке 1 — кора; 2 — осадки; 3 — пологие разломы (поверхности срыва); 4 — сбросы; 5 — границы суши. ЧГ — разлом Чарли-Гиббс; АГ — Азоро-Гибралтарская зона разломов; Х — разлом Хейес

составляет 12—15 км [22]. Эти представления хорошо увязываются с данными по реологии континентальной коры — на указанной глубине располагается слой пониженной прочности [27].

Если приведенные рассуждения верны, то сегменты первого порядка и разделяющие их разломы можно рассматривать как границы литосферных плит, тогда как сегменты второго порядка отражают лишь внутрикоровую деформацию (рис. 5).

Реконструкция позднеэриасовой — раннеюрской палеорифтовой системы, являвшейся зародышем Атлантического океана, показывает, что она принципиально не отличалась от современных рифтовых систем [48]. Палеорифтовая система разделялась крупными зонами разломов. Эти разломы явились родоначальниками крупнейших трансформных разломов в океане, таких, как Азоро-Гибралтарская зона, Хейес, Чарли-Гиббс и ряд других. При переходе от сегмента к сегменту в некоторых случаях происходила, очевидно, смена полярности структуры: главные сбросы (зоны отрыва, выходы на поверхность пологого разлома) располагались то на одном, то на другом борту рифта.

Особый интерес представляют данные по части Атлантики, расположенной между Иберией и Большой Банкой (рис. 6). Между разломом Чарли-Гиббс и Азоро-Гибралтарской зоной разломов выделяются три сегмента протяженностью 300—400 км, для которых реконструирована континентальная рифтовая структура, сформировавшаяся в поздней юре — раннем мелу [46]. Сопоставление противоположных пассивных краев, отличающихся по структурному стилю и фациям келловей-аптских отложений, позволило предположить, что северный сегмент (бассейн Орфан—Гобан Спар) связан с пологим разломом, падающим на восток, а центральный — Флемиш Кеп — Банка Галисия — с таким же разломом, падающим на запад. Последнее подтверждается, в частности, и сейсмическими данными, согласно которым под Большой Банкой имеется пологонаклонная поверхность с западным падением. Этой поверхностью заканчиваются сбросы, ограничивающие отдельные наклонные блоки (односторонние грабены [45]).

Для южного сегмента подобная реконструкция отсутствует, зато мы располагаем детально проработанной реконструкцией для северной части Центральной Атлантики (к югу от Азоро-Гибралтарской зоны, по крайней мере до разлома Хейес). Согласно этой реконструкции, система позднеэриасовых — раннеюрских горстов и грабенов на побережье и шельфе Северной Америки расположена над поверхностью пологого срыва, наклоненного на восток [25, 29]. Существование этого срыва подтверждается сейсмическими данными. Марокканское побережье представляло собой в эту эпоху платформу, не нарушенную грабенами, и принадлежало к удаленной от зоны отрыва части верхней плиты (см. рис. 6). Получается, что пологий разлом имел здесь восточное падение. Поскольку однотипные структурные различия между североамериканской и африканской пассивной окраинами сохраняются на протяжении всей Центральной Атлантики (около 2000 км, до трансформного разлома 15—20°), то можно предполагать, что весь этот отрезок принадлежал к одному сегменту первого порядка. Таким образом, сходство в строении палеорифтовой и современной рифтовой систем в отношении сегментации первого порядка несомненно.

#### СЕГМЕНТАЦИЯ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В этом разделе мы ограничимся рассмотрением срединно-океанических хребтов, непосредственно образовавшихся из континентальных рифтовых систем, т. е. хребтов атлантического типа.

Сегментация срединно-океанических хребтов является характерной особенностью дивергентных границ плит. До середины 70-х годов считалось, что срединные хребты делятся на сегменты только трансформными разломами, протягивающимися ортогонально простиранию хребта. Как было показано выше, крупнейшие трансформные разломы Северной Атлантики представляют собой устойчивые структуры, многие из них заложились еще на стадии раскола континентов.

Параметры уравнений корневой зависимости глубины от возраста ложа, рассчитанные по методу наименьших квадратов для сегментов первого порядка в Северной Атлантике без учета влияния горячих точек

Трансформные разломы, служащие границами сегмента	К западу от САХ		К востоку от САХ	
	$\kappa$	$H_0$	$\kappa$	$H_0$
Чарли-Гиббс — 50° с. ш.	226	2875	304	2258
50° с. ш. — 43,5° с. ш.	364	2006	336	2210
43,5° с. ш. — Азоро-Гибралтарская зона	418	1536	565	165
Азоро-Гибралтарская зона — Хейес	428	1269	369	1443
Хейес — Кейн	170	3721	222	3340
Кейн — Зеленого мыса (15—20°)	169	4058	137	4060

Примечание.  $\kappa$  — коэффициенты погружения;  $H_0$  — глубина гребня срединного хребта;  $H$  — глубина фундамента;  $t$  — возраст фундамента;  $H = H_0 + \kappa \cdot t^{1/2}$ .

Среднее расстояние между крупными трансформными разломами составляет несколько сот километров.

В первом приближении участки дна, заключенные между крупными трансформными разломами, характеризуются единообразным строением: определенной глубиной гребня срединного хребта, близкими коэффициентами погружения на флангах, симметричным или асимметричным строением на протяжении всего сегмента [16, 21], а при переходе через трансформный разлом характер поперечного профиля хребта, как правило, существенно изменяется.

Нами было проведено исследование характера распределения глубин акустического фундамента (с учетом изостатической поправки на осадки) в Северной Атлантике, для которой довольно подробно восстановлены структурные особенности и эволюция существовавшей до раскола системы континентальных рифтов [29, 46, 48]. Исходя из этих данных, в качестве границ сегментов были приняты разломы Чарли-Гиббс, разломы 50° с. ш. и 43,5° с. ш., Азоро-Гибралтарская система разломов, Хейес, Атлантик, Кейн и разлом Зеленого Мыса (пятнадцать—двадцать). Для каждого сегмента были обработаны массивы данных по средней глубине фундамента и среднему возрасту и получены уравнения регрессии в форме корневой зависимости отдельно для Северо-Американской и Африканской или Евразийской плит, т. е. для западного и восточного флангов САХ и прилегающих частей глубоководных котловин.

Осреднение исходных данных проводилось по регулярной сетке 2°×2°. Коэффициенты полученных уравнений приведены в табл. 1. Из них отчетливо видно, что погружение на флангах САХ при осреднении за весь период существования океанического бассейна было в большинстве сегментов асимметричным, причем при переходе от одного сегмента к другому часто происходит смена полярности асимметрии. Так, в самом северном сегменте (к югу от разлома Чарли-Гиббс) больший коэффициент погружения характеризует Евразийскую плиту; в следующем к югу сегменте темпы погружения на Евразийской плите снижаются и становятся значительно меньшими, чем на Северо-Американской плите. Еще далее к югу, между разломом 43,5° с. ш. и Азоро-Гибралтарской зоной разломов, асимметрия становится такой же, как и в первом сегменте. Менее отчетливо проявляется смена полярности в более южных сегментах. Наиболее отчетливо асимметричное строение имеет САХ на участке между разломами Атлантик и Кейн, где восточный фланг хребта значительно круче западного. К северу от Атлантики и к югу от Кейна различия в коэффициентах погружения невелики и вряд ли здесь можно достоверно говорить о какой-либо асимметрии.

Известно, что на распределение глубин в океане большое влияние оказывают горячие точки. Значительное число их находится в Северной Атлантике. Основываясь на результатах расчетов величины сводов, созданных горячими точками в Северной Атлантике, приведенных в статье Моннеро [33], мы рассчитали новые

Параметры уравнений корневой зависимости глубины от возраста ложа, рассчитанные с учетом влияния горячих точек

Трансформные разломы, служащие границами сегмента	К западу от САХ		К востоку от САХ	
	$\kappa$	$H_0$	$\kappa$	$H_0$
Чарли-Гиббс — 50° с. ш.	226	2875	304	2258
50° с. ш. — 43,5° с. ш.	349	2119	322	2356
43,5° с. ш. — Азоро-Гибралтарская зона	336	2259	435	1600
Азоро-Гибралтарская зона — Хейес	428	1269	400	1804
Хейес — Кейн	228	3391	304	2969
Кейн — Зеленого мыса (15—20°)	195	3879	233	3482

Примечание. Значения  $\kappa$ ,  $H$ ,  $H_0$ ,  $t$  и уравнение приведены в примечании к табл. 1.

коэффициенты для уравнений регрессии, вычитая из исходных данных среднее значение, соответствующее высоте свода, поддерживаемого горячей точкой. Удивительно то, что хотя абсолютные значения коэффициентов изменились, принципиально картина осталась той же (табл. 2). Полярность наблюдаемой асимметрии и относительные различия между коэффициентами такие же, как в варианте без учета влияния горячих точек (см. табл. 1).

Проведенные расчеты показывают, что распределение глубин закономерно изменяется от сегмента к сегменту. Большая часть сегментов характеризуется асимметричным погружением на противоположных склонах срединного хребта, причем полярность асимметрии, как правило, изменяется на границах сегментов.

Если перейти к более детальному рассмотрению структуры и сегментации срединно-океанических хребтов, то выяснится, что сегменты первого порядка, заключенные между крупными трансформными разломами, характеризуются сложным строением и могут быть подразделены на ряд сегментов второго порядка, разделенных нетрансформными сочленениями (см. рис. 5). На САХ сочленения между сегментами представлены либо косоориентированными (не ортогональными направлению спрединга) участками рифтовой долины, либо смещениями оси хребта без выраженного трансформного разлома (рис. 7). Когда выяснилось, что косоориентированные участки широко распространены на САХ, то было высказано предположение о том, что на медленноспрединговых хребтах может идти косоый спрединг [13]. Почти одновременно было выдвинуто и другое предположение (подтвержденное результатами более поздних исследований), что косоориентированные участки обусловлены существованием разломов, простирающиеся которых не зависит от направления спрединга. Было показано, что эти разломы образуются тогда, когда величина смещения составляет менее 20 км [28]. Предполагается, что в этом случае не происходит полного разрыва магматического очага, в результате чего и возникает зона сдвига с ограниченным развитием спрединга, больше напоминающая рифтовую долину, чем трансформный разлом. Подобные нетрансформные сочленения обнаружены в Северной Атлантике — разлом Курчатов [42], между разломами Кейн и Атлантис [34, 35, 43], к северу и югу от разлома Зеленого мыса [18], к северу от разлома Океанограф [41], в Южной Атлантике в районе 33,5° [26] и в других районах.

Сегменты второго порядка могут также разделяться небольшими, в несколько километров, смещениями оси хребта, выраженными в рельефе системой косо расположенных сбросовых уступов или просто депрессиями — так называемыми трансформами с нулевым смещением [40]. Было показано, что на фоне относительной стабильности сегментов нетрансформные сочленения довольно быстро могут превращаться из трансформ с нулевым смещением в косые участки сочленения сегментов, а из них, в свою очередь, в систему трансформных разломов с небольшим смещением. Эта эволюция, по-видимому, может происходить как

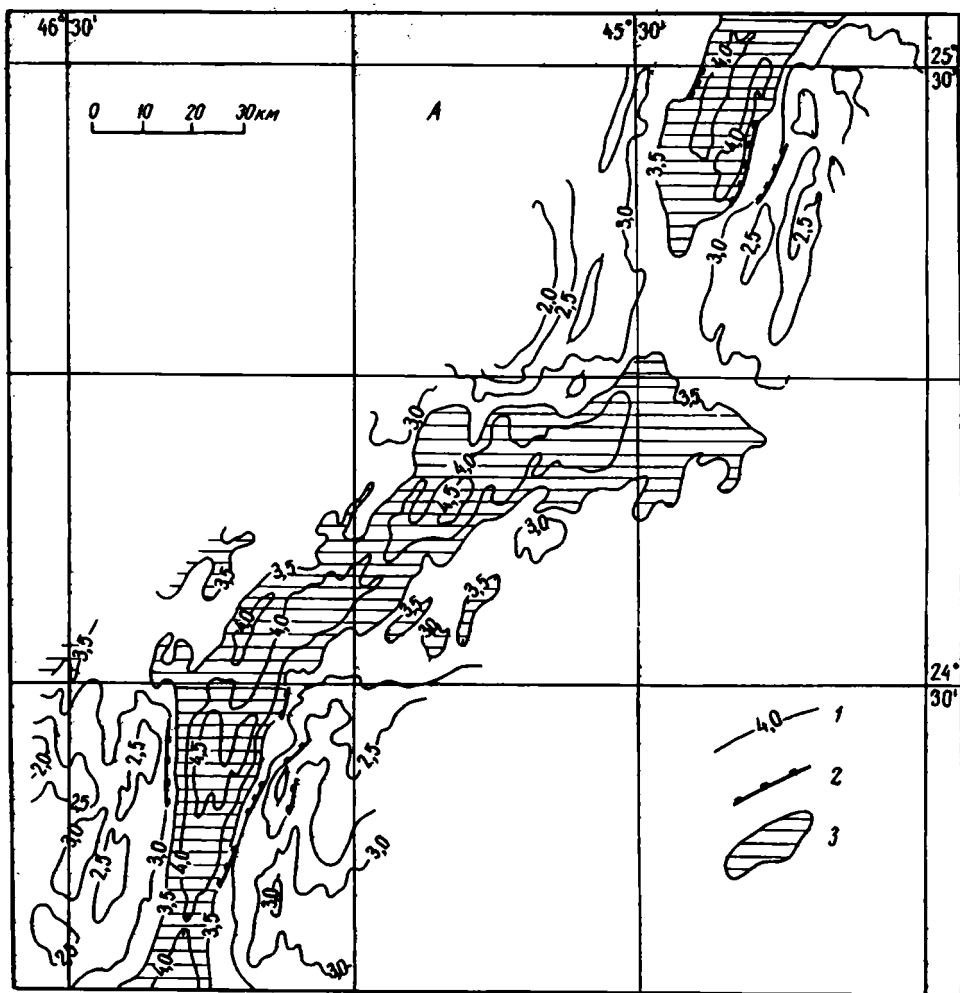


Рис. 7 (а)

в прямой, так и в обратной последовательности (рис. 8), что было показано на основе детального анализа данных по магнитным аномалиям [40, 47].

Изучение особенностей строения самих сегментов и поиск причин их формирования остается до сих пор одной из наиболее интересных проблем, связанных с медленноспрединговыми хребтами. В работах последних лет [28, 39, 43] сегменты интерпретируются как отдельные спрединговые ячей, разделенные переходными зонами. Размер таких ячеек может колебаться от 30 до 85 км для северной ветви САХ, в среднем составляя 55 км [43]. Геофизические исследования показали, что в пределах сегментов развита нормальная океаническая кора, а в зонах нетрансформных сочленений — редуцированная [19]. С мощностью коры связывают различия в морфологии хребта между центральными частями сегментов и их периферийными частями. Для центральных частей сегментов характерен высокий спрединговый хребет с глубокой V-образной рифтовой долиной, а к периферийным частям сегментов высота срединного хребта уменьшается, рифтовая долина становится широкой, более глубокой и приобретает U-образную форму, хуже выражена в рельефе невулканическая зона.

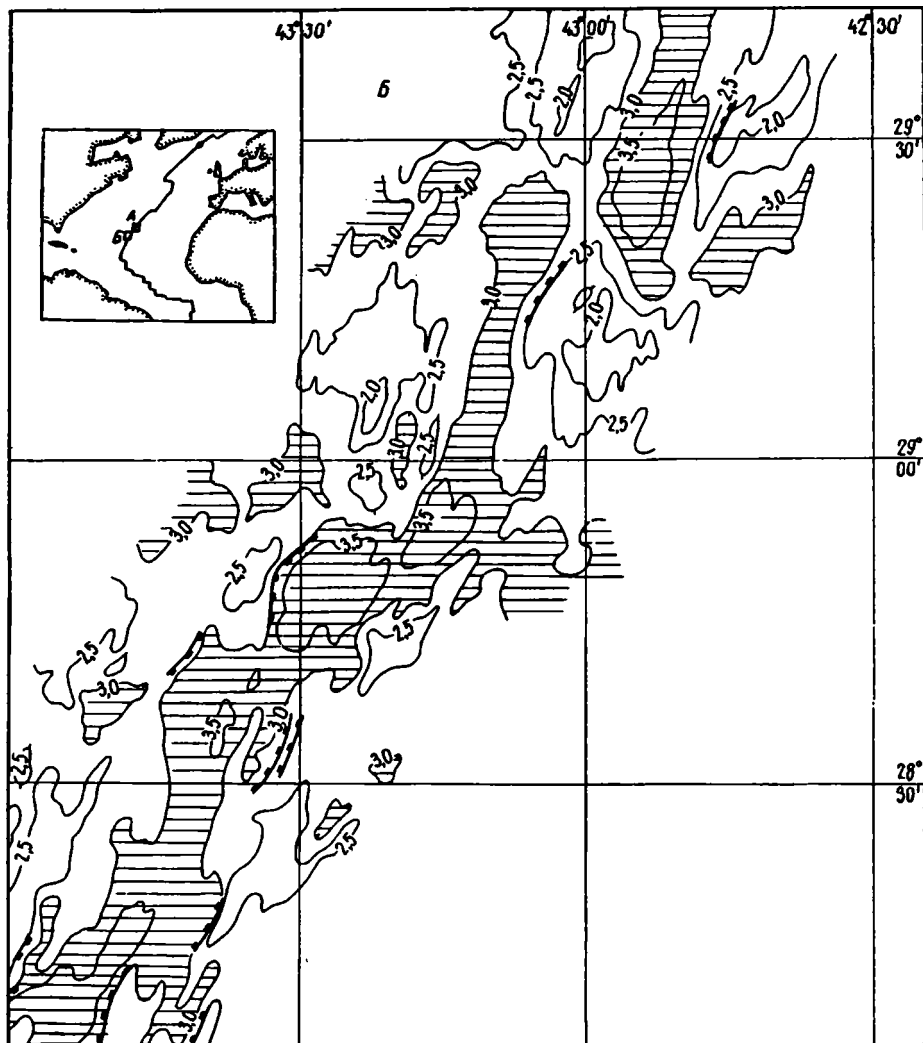


Рис. 7. Участки рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта между разломами Кейн и Атлантик по [34]: А — косоориентированный участок рифтовой долины (зона сбросо-сдвига), соединяющий два сегмента; Б — сегменты рифтовой долины, разделенные нетрансформным сочленением  
 1 — изобаты в тысячах метров; 2 — крупные уступы; 3 — наиболее глубокие участки рифтовой долины

Вопрос о том, как идет эволюция переходных зон, соединяющих отдельные сегменты срединного хребта, остается одним из наименее изученных. В ряде случаев было описано, что на флангах срединного хребта на продолжении нетрансформного сочленения обнаруживаются косо ориентированные структуры. Косые структуры прослеживаются в рельефе флангов на значительное расстояние, в отдельных случаях до участков ложа с возрастом 35—40 млн. лет [47]. Очень интересная особенность таких «следов» нетрансформных сочленений была подмечена для участка САХ, расположенного между разломами Кейн и Атлантик: здесь все следы слегка отклоняются к югу и, таким образом, не параллельны простиранию трансформных разломов. Причины смещения «следов» нетрансформных смещений на САХ пока неясны. Было высказано предположение, что одинаковая форма «следов» в районе Кейн —

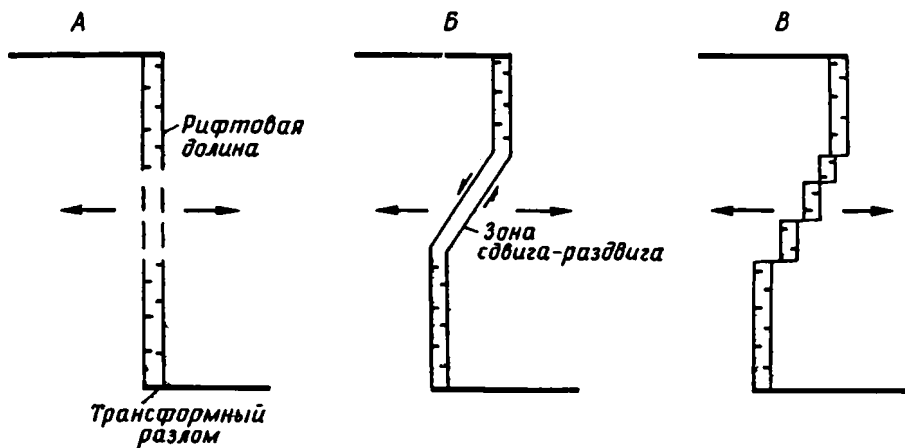


Рис. 8. Схема развития рифтовой долины: А — прямолинейная долина, Б — образование косо го сочленения, В — образование серии малых сегментов с небольшим смещением (по [47])

Атлантик может быть связана со смещением всей литосферы по отношению к астеносфере [39]. По мнению Х. Шоутена [38, 47], простирания косо ориентированных структур и депрессий, зарождающихся в местах нетрансформных сочленений, отражают особенности абсолютного движения плит.

#### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В рамках данной статьи наиболее важны для обсуждения следующие проблемы: 1) сравнение сегментации континентальных и океанических рифтов; 2) попытка выяснить причину сегментации срединно-океанических хребтов Атлантического типа.

Выше было показано, что сегменты первого порядка, образовавшиеся на стадии континентального рифтогенеза, сохраняются и в океанском рифте. Доказательством этого служит прежде всего тот факт, что крупные трансформные разломы океана находят продолжение в древних швах на континентальном обрамлении. Так обстоит дело с крупнейшими трансформными разломами Атлантики (Гиббс, Азоро-Гибралтарский, Хейес, экваториальные разломы, ряд разломов Южной Атлантики). Эти разломы разделяют сегменты с разным по времени началом рифтогенеза и спрединга, при переходе через них меняется полярность главных (сквозьлитосферных) поверхностей срыва (см. рис. 6).

Особое значение имеет тот факт, что сегменты первого порядка характеризуются определенным типом асимметрии хребта, полярность которой меняется при переходе от сегмента к сегменту. В тех случаях, когда по геолого-геофизическим данным реконструировано положение пологого разлома в континентальном рифте, видно, что более пологий склон хребта расположен на стороне верхней плиты. Пока неясно, как объяснить асимметрию хребта. Поднятие срединного хребта связано с существованием под ним обширного поднятия низкоплотного материала («аномальной мантии», астеносферы). Очевидно, асимметричная форма хребта возможна лишь в том случае, если и это поднятие имеет асимметричную форму. Модель развития континентальных рифтов [49] допускает образование асимметричных выступов астеносферы под рифтом. Пологий склон этого выступа может находиться как под верхней (Байкальский рифт [3]), так, возможно, и под нижней плитой (рис. 2, Б), поскольку крутизна склонов зависит, с одной стороны, от крутизны наклона пологого разлома, с другой — от крутизны компенсирующего изгиба нижней плиты. Можно предположить, что асимметричный выступ астеносферы, сформировавшийся на континентальной стадии развития, сохраняет свою форму и под срединным хребтом, создавая асимметричный рельеф.

Более сложен вопрос о сегментации второго порядка. В настоящее время широко распространено мнение о том, что сегментом второго порядка на сре-



динно-океанических хребтах отвечают индивидуальные магматические ячеи [14, 26]. Справедливость этого мнения подтверждается различиями в интенсивности и времени проявления магматической активности в смежных сегментах, а также петрологическими и геохимическими особенностями базальтов. Образование ячей, а следовательно, и сегментов океанской рифтовой зоны связывают с конфигурацией мантийных диапиров, поднимающихся под ней. Согласно этой модели, под хребтами, на глубине примерно 25 км, находится область частичного плавления. Гравитационная нестабильность приводит к образованию здесь магматических диапиров, расположенных примерно на равном расстоянии один от другого. Каждый такой диапир и порождает отдельную магматическую ячею и соответственно сегмент рифтовой зоны.

Данная модель, в частности, была применена к объяснению формирования рифтовой зоны Красного моря. По мнению Э. Бонатти [1, 14], каждая из изолированных впадин северной части Красного моря, в которых уже началось образование океанской коры, связана с таким индивидуальным диапиром. При этом делается вывод об активной роли мантийного диапиризма, он рассматривается как причина и движущая сила рифтогенеза. Однако в последние годы все большее распространение получает точка зрения о «пассивном» характере рифтогенеза. его связи с региональными силами растяжения, действующими на литосферную плиту в целом [5, 6, 51]. Подъем диапира в этих моделях — это пассивный процесс, реакция на растяжение плиты. Пассивный характер подъема диапира хорошо подтверждается и физическим моделированием [9]. Если диапиризм — пассивный процесс, тогда сегментацию второго порядка, возникающую с момента зарождения континентального рифта, следует рассматривать как специфическую реакцию континентальной коры на растяжение. Размеры возникающих сегментов (35—100 км, в среднем 50—60 км) определяются скорее всего дискретным строением континентальной коры, рассеченной древними системами разрывов, в том числе и близкими по простиранию к направлению раздвига. Именно такая природа сегментации второго порядка была выявлена в Эфиопском, Красноморском и Аденском рифтах [6]. Интересно отметить, что среднее расстояние между «генеральными разломами» (разломы протяженностью более 90 км) в Байкальской рифтовой зоне варьирует от 35 до 90 км [12]. По данным С. И. Шермана [10, 12], как продольные, так и поперечные по отношению к рифтовой зоне генеральные разломы имеют древнее заложение и активизированы на кайнозойском этапе развития.

На примере северной части Красного моря видно, как сегментация, возникшая на континентальной стадии, сохраняется и при переходе к спредингу [1, 17]. Можно, таким образом, говорить о том, что сегментация второго порядка наследуется в океанском рифте от континентальной стадии развития. Размеры сегментов 2-го порядка в континентальных рифтах и на срединных хребтах практически одинаковые. Сочленения сегментов на хребтах атлантического типа такие же, как и в континентальных рифтах: они выражены либо смещением рифтовой зоны без видимого трансформного разлома, либо «косыми» отрезками рифтовой долины. Продолжая сравнение с континентальными рифтами, напомним, что сочленения первого типа хорошо выражены, например, в осевой зоне Эфиопского или Красноморского рифтов (см. рис. 4), а второй тип может быть сопоставлен с диагональными сбросо-сдвиговыми зонами аккомодации, известными во многих континентальных рифтах (см. рис. 3).

Конечно, унаследованность сегментов второго порядка не следует понимать слишком буквально. В процессе развития океанского рифта происходят его неоднократные перестройки, при которых характер сегментов (их длина, число) может меняться. Изменяются и сочленения между сегментами: так, косо ориентированные сочленения могут перестраиваться в «ступенчатые» и наоборот (см. рис. 8). Величина смещения между сегментами также может меняться, т. е. может происходить перестройка сочленения с малым нетрансформным смещением в сочленение с трансформным разломом и наоборот. Подобные пе-



динно-океанических хребтах отвечают индивидуальные магматические ячеи [14, 26]. Справедливость этого мнения подтверждается различиями в интенсивности и времени проявления магматической активности в смежных сегментах, а также петрологическими и геохимическими особенностями базальтов. Образование ячей, а следовательно, и сегментов океанской рифтовой зоны связывают с конфигурацией мантийных диапиров, поднимающихся под ней. Согласно этой модели, под хребтами, на глубине примерно 25 км, находится область частичного плавления. Гравитационная нестабильность приводит к образованию здесь магматических диапиров, расположенных примерно на равном расстоянии один от другого. Каждый такой диапир и порождает отдельную магматическую ячею и соответственно сегмент рифтовой зоны.

Данная модель, в частности, была применена к объяснению формирования рифтовой зоны Красного моря. По мнению Э. Бонатти [1, 14], каждая из изолированных впадин северной части Красного моря, в которых уже началось образование океанской коры, связана с таким индивидуальным диапиром. При этом делается вывод об активной роли мантийного диапиризма, он рассматривается как причина и движущая сила рифтогенеза. Однако в последние годы все большее распространение получает точка зрения о «пассивном» характере рифтогенеза. его связи с региональными силами растяжения, действующими на литосферную плиту в целом [5, 6, 51]. Подъем диапира в этих моделях — это пассивный процесс, реакция на растяжение плиты. Пассивный характер подъема диапира хорошо подтверждается и физическим моделированием [9]. Если диапиризм — пассивный процесс, тогда сегментацию второго порядка, возникающую с момента зарождения континентального рифта, следует рассматривать как специфическую реакцию континентальной коры на растяжение. Размеры возникающих сегментов (35—100 км, в среднем 50—60 км) определяются скорее всего дискретным строением континентальной коры, рассеченной древними системами разрывов, в том числе и близкими по простиранию к направлению раздвига. Именно такая природа сегментации второго порядка была выявлена в Эфиопском, Красноморском и Аденском рифтах [6]. Интересно отметить, что среднее расстояние между «генеральными разломами» (разломы протяженностью более 90 км) в Байкальской рифтовой зоне варьирует от 35 до 90 км [12]. По данным С. И. Шермана [10, 12], как продольные, так и поперечные по отношению к рифтовой зоне генеральные разломы имеют древнее заложение и активизированы на кайнозойском этапе развития.

На примере северной части Красного моря видно, как сегментация, возникшая на континентальной стадии, сохраняется и при переходе к спредингу [1, 17]. Можно, таким образом, говорить о том, что сегментация второго порядка наблюдается в океанском рифте от континентальной стадии развития. Размеры сегментов 2-го порядка в континентальных рифтах и на срединных хребтах практически одинаковые. Сочленения сегментов на хребтах атлантического типа такие же, как и в континентальных рифтах: они выражены либо смещением рифтовой зоны без видимого трансформного разлома, либо «косыми» отрезками рифтовой долины. Продолжая сравнение с континентальными рифтами, напомним, что сочленения первого типа хорошо выражены, например, в осевой зоне Эфиопского или Красноморского рифтов (см. рис. 4), а второй тип может быть сопоставлен с диагональными сбросо-сдвиговыми зонами аккомодации, известными во многих континентальных рифтах (см. рис. 3).

Конечно, унаследованность сегментов второго порядка не следует понимать слишком буквально. В процессе развития океанского рифта происходят его неоднократные перестройки, при которых характер сегментов (их длина, число) может меняться. Изменяются и сочленения между сегментами: так, косо ориентированные сочленения могут перестраиваться в «ступенчатые» и наоборот (см. рис. 8). Величина смещения между сегментами также может меняться, т. е. может происходить перестройка сочленения с малым нетрансформным смещением в сочленение с трансформным разломом и наоборот. Подобные пе-

рестройки следует учитывать, но это не умаляет значения вывода об унаследованности сегментации хребтов атлантического типа от континентальной стадии развития.

Выше не раз подчеркивалось, что в данной статье обсуждается сходство в строении континентальных и океанских рифтов, причем круг последних ограничивается хребтами атлантического типа, т. е. хребтами, возникшими после раскола континента. Известны в то же время хребты, заложенные прямо на более древнем океанском ложе, т. е. не связанные непосредственно с континентальным рифтогенезом. К их числу относятся Восточно-Тихоокеанское поднятие, западная часть Центрально-Индийского хребта, отдельные сегменты хребта в Северной Атлантике. Интересно отметить, что размеры сегментов как первого, так и второго порядка на них такие же, как и на хребтах атлантического типа. Сохраняется и тип сочленения сегментов. Исключения составляют лишь нестабильные перекрытия, характерные для хребтов с высокими скоростями спрединга. Чем же можно объяснить структурное сходство двух типов хребтов, возникших в результате раскола континентальной и океанской литосферы?

Можно высказать следующее предположение. Древняя океанская литосфера, на которой закладывается новый хребет, содержит структурные неоднородности: зоны трещин, следы нетрансформных сочленений, сбросы, параллельные древнему рифту. В процессе рифтогенеза новый рифт неизбежно приспосабливается к этим неоднородностям, так что размерность основных структурных элементов хребта (сегменты первого и второго порядка) сохраняется. Этот процесс в сущности похож на разрушение континентальной литосферы, когда конфигурация новообразованной рифтовой зоны определяется в основном существующими структурными неоднородностями.

#### ПОДВЕДЕМ ИТОГИ ИЗЛОЖЕННОМУ:

1. Основные структурные элементы срединно-океанских хребтов атлантического типа — сегменты первого и второго порядка закладываются на стадии континентального рифтогенеза.

2. Разрушение континентальной литосферы при рифтогенезе и прежде всего образование сегментов первого и второго порядков контролируется структурными неоднородностями, в основном сеткой древних разломов.

3. Сегменты первого порядка, протяженностью в сотни километров, разделенные в океанских хребтах крупнейшими трансформными разломами, в континентальных рифтах связаны с пологими сквозьлитосферными разломами. Образующийся при рифтогенезе асимметричный выступ астеносферы наследуется и на океанской стадии развития, создавая асимметрию срединного хребта. Полярность этой асимметрии меняется при переходе от одного сегмента срединного хребта к другому.

4. Сегментация второго порядка (35—120 км) связана с внутрикоровыми разрывами (субгоризонтальные поверхности срыва на уровне нижней коры). Сегменты второго порядка как в континентальных, так и в океанских рифтах разделяются небольшими смещениями оси рифта без видимого трансформного разлома или косо ориентированными «зонами аккомодации» со сбросо-сдвиговым характером смещения. В континентальных рифтах сегментация второго порядка выражена в образовании изолированных осадочных бассейнов или отдельных сегментов вулканической осевой зоны. В океанских рифтах сегменты второго порядка контролируют образование индивидуальных магматических ячеек.

#### Список литературы

1. Бонатти Э. Континентальный рифтогенез // В мире науки. 1987. № 5. С. 52—60.
2. Зоненштайн Л. П., Гольмшток А. Я., Хатчисон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992 (в печати).
3. Зорин Ю. А., Мордвинова В. В., Новоселова Н. Р., Турпанов Е. Х. Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 5. С. 43—52.

4. Казьмин В. Г. Особенности геодинамического развития Африкано-Аравийской рифтовой системы//Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 81—84.
5. Казьмин В. Г. Два типа раскола континента//Геотектоника. 1984. № 2. С. 23—36.
6. Казьмин В. Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
7. Казьмин В. Г. Покровные базальты и рифты//Геология и разведка. 1990. № 6. С. 3—14.
8. Рогожина В. А., Кожееников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
9. Шеменда А. И. Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении (по результатам физического моделирования)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 2. С. 346—349.
10. Шерман С. И. Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и ее структурный анализ//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 89—99.
11. Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов//Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7—18.
12. Шерман С. И., Леви К. Г., Ружич В. В., Саньков В. А., Днепровский Ю. И., Рассказов С. В. Геология и сейсмические зоны БАМ//Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.
13. Atwater T. M., Macdonald K. C. Slowly spreading ridge crests: are they perpendicular to their transform faults?//Nature. 1977. V. 270. P. 715—719.
14. Bonatti E. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift//Nature. 1985. V. 316. P. 33—37.
15. Chorowicz J., Mukonki N. B. Lineaments anciens, zones transformantes recents et geotectonique des fosse de l'est African. D'après la teledetection et la microtectonique. Museum Royal Afr. central: Tervuren. Rapp. Ann., 1980. P. 143—167.
16. Cochran J. R. Variation in subsidence rates along intermediate and fast spreading mid-oceanic ridges//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1986. V. 87. No. 2. P. 421—454.
17. Cochran J. R., Martinez F. Evidence from the northern Red Sea on the transition from continental to oceanic rifting//Tectonophysics. 1988. V. 153. P. 25—53.
18. Colette B. J., Clootweg P., Searle R. C. Oblique spreading and fracture zones//Nature. 1978. V. 274. P. 187.
19. Detrick R. S., Purdy G. M. The crustal structure of Kane FZ from seismic refraction studies//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 3759—3777.
20. Dunkelman T. J., Rosendahl B. R., Karson J. A. Structure and stratigraphy of the Turkana rift from seismic reflection data//J. African Earth Sci. 1989. V. 8. P. 489—510.
21. Hayes D. E. Age — depth relationship and depth anomalies in the Southeast Indian Ocean and South Atlantic Ocean//J. Geophys. Res. 1988. V. 93. No. B—4. P. 2937—2954.
22. Jones W. B. Listric growth faults in the Kenia rift valley//J. Struct. Geol. 1988. V. 10. P. 661—672.
23. Kazmin V. Transform Faults in the East African rift system//Geodynamic evolution of the Afro-Arabic rift system. Roma: Atti. dei Convegni Lincei, 1980. V. 43. P. 65—73.
24. Kazmin V. The position of continental flood basalts in the rift zones and its bearing on the model of rifting//Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 375—387.
25. Klitgord K. D., Hutchinson D. R., Schouten H. US Atlantic continental margin, structural and tectonic framework//The geology of North America. V. 1—2. The Atlantic continental margin. 1988. P. 19—56.
26. Kuo B. Y., Forsyth D. W. Gravity anomalies of ridge — transform system in the South Atlantic between 31° and 34.5° S: upwelling centers and variations in crustal thickness//Marine Geophys. Res. 1988/89. V. 10. P. 205—233.
27. Kuszniir N. J., Park K. G. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient and crustal composition and thickness//Continental extensional tectonics/Eds Coward M. P. et al. Geol. Soc. Amer. Spec. Publ., 1987. No. 28. P. 35—49.
28. Macdonald K. D. The crest of the Mid-Atlantic Ridge — models for crustal generation processes and tectonics//The geology of North Atlantic region. Geol. Soc. Amer. 1986. P. 51—68.
29. Manspeizer W. Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic: An overview//Triassic-Jurassic rifting. V. B. Elsevier, Amsterdam: 1988. P. 41—73.
30. McKenzie D. P. Some remarks on the development of sedimentary basins//Earth. and Planet. Sci. Lett. 1978. V. P. 25—32.
31. Mohr P. A. The Ethiopian Rift System//Bull. Geophys. Obs. Addis-Ababa. 1967. No. 11. P. 1—65.
32. Mohr P. A. Structural style of continental rifting in Ethiopia — reverse decollements//EOS. Transactions. AGU. 1987. V. 68. P. 721, 729—730.
33. Monnereau M., Gazenave A. Depth and geoid anomalies over oceanic hotspot swells: a global survey//J. Geophys. Res. 1990. V. 95. B 10. P. 15429—25438.
34. Purdy G. M., Sempère J. C., Schouten H., Dubois D. L., Goldsmith R. Bathymetry of the Mid-Atlantic ridge, 24°—31° N: a map series//Marine Geophys. Res. 1990. V. 12. No. 4. P. 247—252.
35. Rona P. A., Gray D. F. Structural behavior of fracture zones symmetrical and asymmetrical about the spreading axis: Mid-Atlantic ridge (lat 23° N to 27° N)//Geol. Soc. Amer. Bull. 1980. V. 91. P. 485—494.
36. Rosendahl B. R. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa//Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1987. V. 15. 198 p.
37. Sander S., Rosendahl B. R. The geometry of rifting in lake Tanganyika, East Africa//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. No. 2—4. P. 323—354.
38. Schouten H., Dick H. J., Klitgord K. D. Migration of midocean ridge volcanic segments//Nature. 1987. V. 326. P. 835—839.

39. Schouten H., Klitgord K. D., Whitehead J. A. Segmentation of mid-ocean ridges//Nature. 1985. V. 317. P. 225—229.
40. Schouten H., White R. S. Zero-offset fracture zones//Geology. 1980. V. 8. P. 175—179.
41. Searle R. C. Side-scan sonar studies of North Atlantic fracture zones// J. Geol. Soc. 1979. V. 336. Mo. 3. P. 283—292.
42. Searle R. C., Laughton A. S. Sonar studies of the Mid-Atlantic Ridge and Kurchatov fracture zone// J. Geophys. Res. 1977. V. 82—B. P. 5313—5328.
43. Semperè J. Ch., Purdy G. M., Schouten H. Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24° N and 30°40' N//Nature. 1990. V. 344. P. 427—431.
44. Specht T. D., Rosendahl B. R. Architecture of the Lake Malawi rift, East Africa//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. No. 2—4, P. 355—382.
45. Tankard A. J., Welsink H. J. Extensional tectonics and stratigraphy of Hibernia oil field, Grand Banks, Newfoundland//Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1987. V. 71. No. 10. P. 1210—1232.
46. Tankard A. J., Welsink H. J. Extensional tectonics, structural styles and stratigraphy of the Mesozoic Grand Banks of Newfoundland//Triassic-Jurassic rifting. V. B. Elsevier, Amsterdam 1988. P. 129—141.
47. Tucholke B. E., Schouten H. Kane fracture zone//Marine Geophys. Res. 1989. V. 10. P. 1—40.
48. Uchupi E. The tectonic style of the Atlantic Mesozoic rift system.//J. African Earth Sci. 1989. V. 8. P. 143—164.
49. Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere//Canad. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 108—125.
50. Wernicke B., Burchfiel B. C. Modes of extensional tectonics//Structural Geol. 1982. V. 4. P. 105—115.
51. White R. S., McKensie D. P. Volcanism at rifts//Sci. Amer. 1989. V. 5. P. 74—83.
52. White R. S., Spence G. P., Fowler S. R., McKensie D. P. Magmatism at rifts continental margins//Nature. 1987. V. 330. P. 439—444.
53. Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift//Nature. 1965. V. 207. P. 343—347.

Институт океанологии РАН  
Москва, 117218

Поступила в редакцию  
24.VI.1991

УДК 551.24

©, 1992 г. ГРИГОРЬЯНЦ Б. В.

## РОЛЬ ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩ В ТЕКТОГЕНЕЗЕ

Переслаивание толщ малоплотных или низкоскоростных высокопластичных (волноводы, астенослои) и более плотных (литопластины) пород определяет высокий энергетический потенциал и земной коры в целом, и ее осадочного чехла. Сконцентрирован этот энергетический потенциал в астенослоях, представленных чаще всего мощными глинистыми толщами, выступающими в разрезе как конвективно неустойчивые интервалы, как неравновесные системы. Активное течение автономных процессов складкообразования в астенослоях обеспечивает создание сложной картины дисгармонии в складчатой структуре земной коры на разных возрастных и гипсометрических уровнях. Наиболее четко эти процессы прослеживаются в осадочном чехле, где с ними связаны инверсия геотектонического режима, проявления грязевого вулканизма и сейсмичности, динамометаморфизм глинистых толщ, трансформируемых постепенно в консолидированные комплексы отложений, благодаря чему однослойная консолидированная кора со временем может и должна превратиться в двухслойную.

Grigoriants B. V. The role of clay beds in tectonogenesis. *Geotectonics*. 1992. № 6. The intercalation of slightly consolidated or low-velocity high plastic (wave guides, asthenolayers) rock sequences with more consolidated ones (lithoplates) accounts for a high energy potential of the entire earth crust and its sedimentary cover. The energy potential is concentrated in asthenolayers, represented for the most part by thick clay beds, identified in the section as convectively unstable intervals, as non-balanced systems. Active autonomous folding processes in asthenolayers generates a complicated picture of disharmony in the fold structure of the earth crust at various age and hypsometric levels. These processes are best traced in the sedimentary cover, in which they are interrelated with the geotectonic regime inversion, with mud volcanism and seismicity events, with clay sequences dynamometamorphism, the latter passing gradually into consolidated sedimentation complexes. That leads to the transformation of the one-layered consolidated crust into the two-layered crust.

## ВВЕДЕНИЕ

В понимании динамики процессов, происходящих в земной коре, важное место должны занимать представления об изменении ее структуры вниз по разрезу, в направлении от дневной поверхности к подошве земной коры. Несмотря на свидетельства усложнения поверхностной структуры с глубиной, эти представления применительно к регионам, осваиваемым глубоким бурением, и по которым имеются материалы разведочной геофизики и особенно сейсморазведки МОГТ, по результатам обработки и интерпретации последних не содержат указаний на принципиальный характер изменений геологического строения верхней части земной коры, по крайней мере до глубин 8—10 км. В этом нетрудно убедиться, если обратиться к практике поисково-разведочного и параметрического бурения в пределах таких межгорных и предгорных впадин, как Южно-Каспийская, Куринско-Рионская, Черноморская и Предкавказская. Скважины, особенно параметрические, фактически не выполнили своего целевого назначения. При достигнутой проектной глубине они в большинстве случаев так и не вышли из разреза кайнозойского поверхностного выполнения впадин.

Все это — очевидное следствие ошибочной геологической интерпретации гео-

физических материалов, что нашло отражение и на соответствующих результатах бурения Саатлинской сверхглубокой скважины. Заложённая в пределах Куринской впадины, в зоне Талыш-Вандамского максимума силы тяжести, геологической природе которого посвящена обширная литература [1, 4, 14, 15, 18, 21, 22, 24, 25], связывающая его обособление с высоким, точнее, неглубоким (относительной дневной поверхности) залеганием кровли доальпийского или доюрского фундамента, скважина эта вошла на глубине около 3 км в меловые, а на глубине 6 км — в юрские отложения, из разреза которых не вышла при забое 8200 м с небольшим. И это при том, что по геофизическим данным поверхность кристаллического фундамента должна залегать на глубине не более 6 км<sup>1</sup>, а поверхность базальтового слоя — на максимальной глубине 7,5 км.

Ошибочность геологического истолкования геофизических полей отрицательно сказывается, к сожалению, не только на результатах поисково-разведочных работ и параметрического бурения. Ее следствием являются и соответствующие представления об условиях и механизмах формирования структуры земной коры, в которых явно недооцениваются ее энергетические возможности и роль происходящих в земной коре автономных процессов складкообразования в создании структурной дисгармонии в ее вертикальном разрезе. Все это наиболее убедительно можно показать на фактических материалах по Южному Каспию, юго-восточному погружению Большого Кавказа и прилегающим регионам. Но не в силу своеобразия строения земной коры этой территории, а потому прежде всего, что здесь для таких обобщений имеется наиболее надежная геологическая и геофизическая информация.

#### СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВЫПОЛНЕНИЯ АЛЬПИЙСКИХ ОРОГЕННЫХ ВПАДИН

Однотипный характер результатов бурения, проведенного в перечисленных выше впадинах альпийского складчатого пояса, позволяет уверенно говорить, что проектные построения не учитывали такой принципиальной особенности их строения, как бескорневой характер складчатой структуры их поверхностного выполнения. Морфологически эта особенность четко проявляется в обратных соотношениях между рельефом поверхности осадочного чехла и его подошвы. Еще более выразительны эти соотношения, если иметь в виду структурный рельеф поверхности неогеновых отложений. Южный Каспий в этом смысле настолько нагляден, что привести соответствующие уже публиковавшиеся разрезы (рис. 1, 2) в данном случае кажется весьма уместным.

Приуроченность подошвы осадочного чехла в рассматриваемом регионе к подошве кайнозойских отложений, точнее, соотвествие осадочного чехла исключительно кайнозойской толще пород, уже получила необходимое обоснование по крайней мере и для Южно-Каспийской, и для Черноморской впадин [20, 26]. Но следует, пожалуй, специально остановиться на таком явлении, как грязевой вулканизм, которое позволяет рассматривать глинистые толщи пород поверхностного выполнения впадин в качестве интервалов разреза земной коры, обладающих порой огромным энергетическим потенциалом.

Коль скоро возрастной объем пород из брекчии грязевых вулканов в Черноморско-Каспийском регионе, где это явление получило широкое распространение, ограничивается исключительно кайнозойским комплексом отложений [10, 16, 30], складкообразование, сопровождающееся время от времени извержениями грязевых вулканов, следует, очевидно, связывать также только с кайнозойским комплексом пород, только с поверхностным выполнением впадин. Стало быть,

<sup>1</sup> Такие оценки глубины залегания поверхности кристаллического фундамента появились уже после проведения глубокого бурения в зоне Талыш-Вандамского максимума силы тяжести. В южной его части в соответствии со скоростным разрезом вдоль профиля ГСЗ-3 (Каспийское море — Черное море) глубина залегания поверхности консолидированной коры не превышает 2,5—3 км [17], где развиты отложения не древнее мелового (позднемелового) возраста.



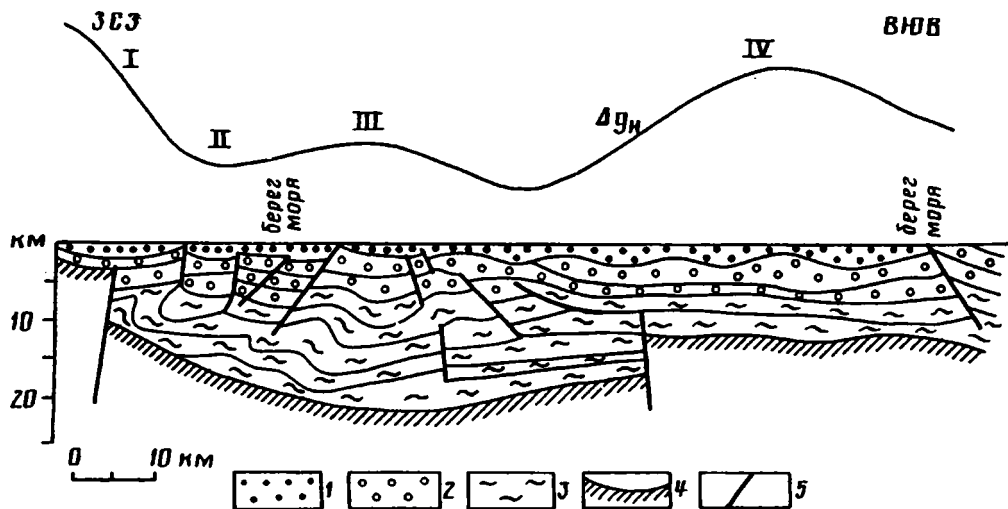


Рис. 1. Разрез верхней части земной коры Южно-Каспийской впадины по линии А—Б (расположение разрезов показано на рис. 5)

1 — четвертичный комплекс; 2 — плиоцен; 3 — миоцен и палеоген; 4 — поверхность консолидированной коры; 5 — разломы;  $\Delta g_n$  — кривая наблюдаемого поля силы тяжести в редукции Буге.

Римские цифры: I — Талыш-Вандамский максимум, II — Нижнеуруинский минимум, III — максимум Бакинского архипелага, IV — Южно-Каспийской максимум

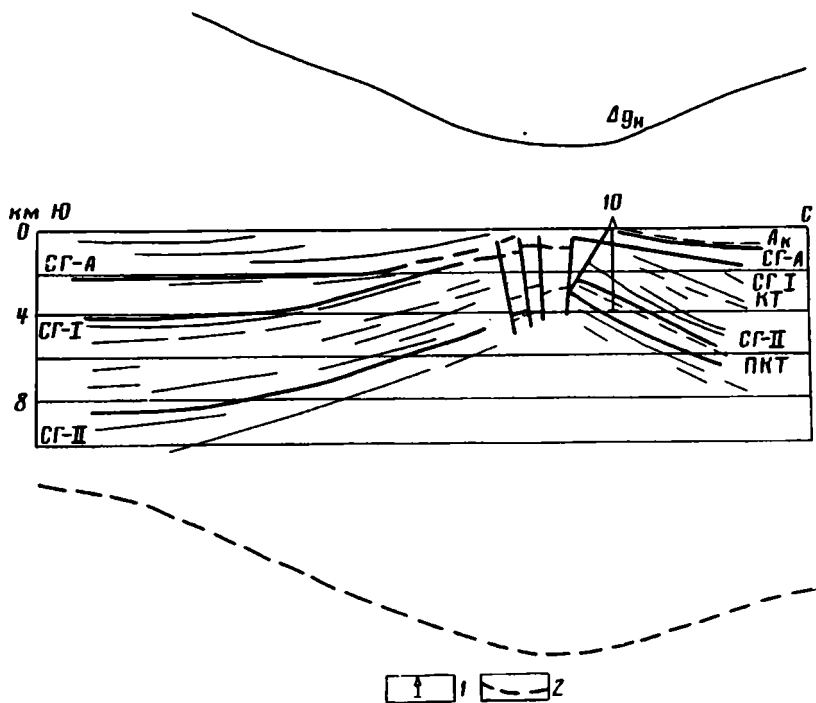


Рис. 2. Поперечный разрез антиклинальной зоны Апшеронского порога по линии В—Г (поднятие Банки Губкина). Положение разреза см. на рис. 5. Материалы треста Каспморнефтегеофизразведка 1 — скважина; 2 — подошва кайнозойских отложений. СГ — сейсмический горизонт; Ак — акчагельский ярус верхнего плиоцена; КТ — красноцветная толща среднего плиоцена; ПКТ — подкрасноцветная толща. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

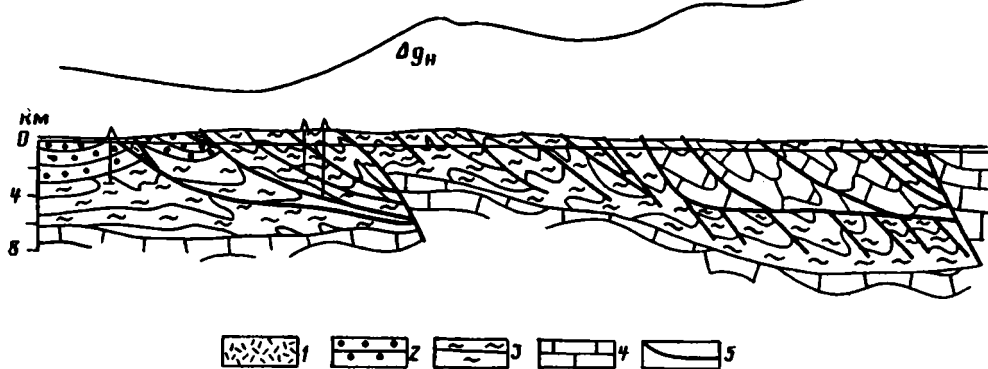


Рис. 3. Северо-западная часть Южно-Каспийской впадины. Принципиальная схема складчатой структуры ее поверхностного выполнения (разрез по линии Д—Е, см. рис. 5)

1 — грязевулканическая и тектоническая брекчия; 2 — плиоцен; 3 — миоцен и палеоген; 4 — мел; 5 — тектонические нарушения. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2

обратные соотношения, возникающие при этом в рельефе поверхности и подошвы толщ поверхностного выполнения впадин,—следствие протекающих в них автономных процессов складкообразования. А это в свою очередь означает, что обратные соотношения в структуре (их, очевидно, следует называть инверсионными, ибо при этом прогибы превращаются в поднятия) могут, как это происходит и в настоящее время в Южном Каспии и в Черноморской впадине, возникнуть без сколько-нибудь существенного участия сил, приложенных извне. И это весьма существенно, ибо обратные, инверсионные, соотношения в структуре характерны и для платформенных впадин (Западно-Сибирская, Южно-Мангышлакская и др.), где эти соотношения и бескорневая же складчатая структура их поверхностного выполнения морфологически далеко не столь резко выражены. Скорее всего это обусловлено тем, что в платформенных впадинах мощности толщ поверхностного выполнения и доля глинистых пород в их разрезе существенно уступают соответствующим показателям орогенных впадин складчатых областей.

Весьма существенным следует считать, очевидно, и тот факт, что размах вертикальных движений в зонах наглядного проявления инверсионных соотношений между кровлей и подошвой осадочного чехла в орогенных впадинах измеряется достаточно большими величинами. В том же Южном Каспии в полосе Апшеронского порога и в зоне Бакинского архипелага этот параметр составляет соответственно не менее 15 км и даже более 20 км. При этом процесс воздымания и в том, и в другом случаях продолжается, хотя он, несомненно, сопровождается размывом, интенсивность которого во времени будет нарастать.

Морфологически складчатая структура поверхностного выполнения орогенных впадин представляется весьма сложной. Ее изоклиналино-чешуйчатый характер определяет горизонтальную расслоенность толщ поверхностного выполнения таких впадин, их соответствие системам чешуй, разделенных пологими надвигами с амплитудами горизонтальных перемещений до одного—двух десятков километров (рис. 3). Только поэтому видимая мощность отдельных горизонтов палеогена или миоцена в скважинах глубокого бурения в зонах активного новейшего прогибания измеряется порой двумя, тремя и даже четырьмя тысячами метров. Такие факты известны для майкопской серии пород олигоцена — нижнего миоцена, для эоцена Юго-Восточного Кавказа, Среднекуринской впадины, Керченско-Таманского межпериклиналиного прогиба. Приведем лишь один пример: на площади Старотитаровской на Таманском полуострове не полностью пройденная скважиной

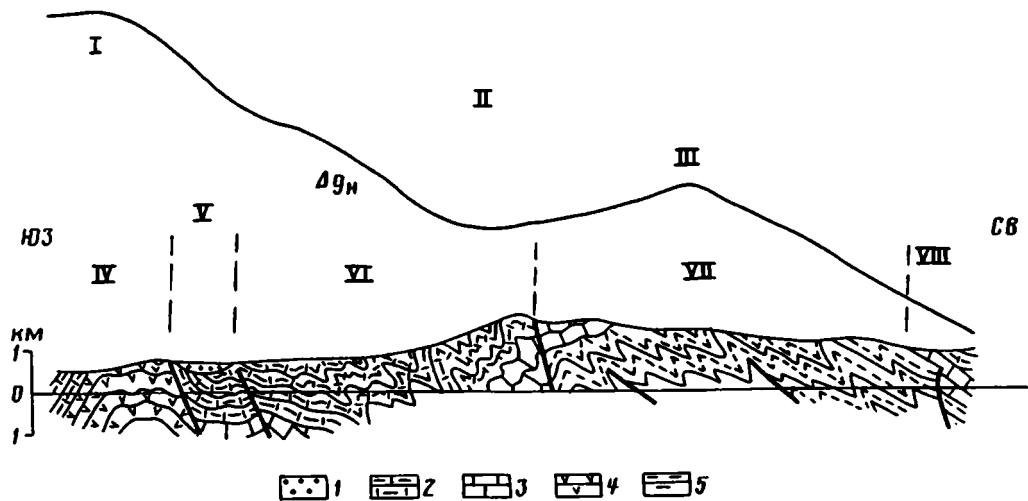


Рис. 4. Геологический разрез юго-восточного погружения Большого Кавказа по линии Ж—З (см. рис. 5)

1 — нижний миоцен и палеоген; 2 — мел; 3 — верхняя юра; 4 — вулканогенная толща средней юры; 5 — сланцевая толща средней и нижней юры  
 Римские цифры: I — Исмаиллинский максимум, II — Бабадагский минимум, III — Дибрарский максимум, IV — Вандамский антиклинорий, V — Лагичский прогиб, VI — Закатало-Ковдагская зона, VII — Таранский антиклинорий, VIII — Шахдагский прогиб. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

мощность майкопской серии пород составила 4200 м. Надо ли поэтому удивляться тому, что видимая мощность кайнозойского поверхностного выполнения орогенных впадин может достигать и даже превышать 20 км.

Приведенные особенности строения поверхностного выполнения орогенных впадин весьма интересны с точки зрения их сходства с соответствующими особенностями строения основных складчатых комплексов горноскладчатых сооружений. Вполне поэтому закономерен вопрос о возможном возникновении последних также в результате автономных процессов складкообразования, происходивших в геосинклинальных прогибах, в толщах их поверхностного выполнения.

Ответить на этот вопрос однозначно трудно, ибо отсутствуют конкретные данные о морфологии рельефа поверхности доальпийского фундамента. Выступает ли он действительно в виде крупного сводового поднятия, как это обычно изображается, к примеру, на поперечных разрезах Юго-Восточного и Северо-Западного Кавказа, в осевых зонах бывших геосинклинальных прогибов, или сохранил свой первоначальный морфологический облик? Сделать это тем более трудно, что для горноскладчатых сооружений нет конкретных данных бурения, с одной стороны, а, с другой — геологическая интерпретация геофизических материалов осложняется из-за однообразия физических свойств пород геосинклинального (юра, мел) комплекса отложений и пород более древнего (доюрского) фундамента. Но определенные соображения по части корректности использования геофизических материалов для расшифровки глубинного строения земной коры могут быть здесь приведены.

В представлениях о глубинном строении земной коры на востоке Большого Кавказа важное место занимают результаты интерпретации гравитационного поля. В соответствии с ними аномальные изменения поля силы тяжести контролируются структурой или рельефом поверхности доальпийского фундамента [4, 24, 25], хотя еще в 60-е годы [6, 7], а еще более уверенно позднее [8, 9] был сделан вывод, позволяющий рассматривать юрские и меловые отложения в качестве комплекса пород, имеющего непосредственное отношение к консолиди-

рованной коре как понятию геофизическому. Но вот лишь один пример по Юго-Восточному Кавказу, который позволяет усомниться в обоснованности такого геологического прочтения аномальных изменений гравитационного поля. Ибо изменения эти здесь (рис. 4) находятся в строгом соответствии с поверхностной геологией. Едва ли поэтому можно говорить сколько-нибудь определенно о структуре или рельефе поверхности доальпийского фундамента на востоке Большого Кавказа, тем более, что в других сечениях Восточного Кавказа, в частности на профиле ГСЗ Волгоград—Нахичевань, консолидированная кора оказалась выведенной на дневную поверхность как раз в полосе обнажения сланцевой юры [28].

А между тем именно представления о соответствии структур осадочного чехла и консолидированной коры легли в основу тезиса, рассматривающего инверсию геотектонического режима в качестве явления, обеспечиваемого внешним воздействием и предшествующего складкообразованию в толщах, слагающих верхнюю часть земной коры. Вот почему даже в работах, утверждающих значительность вклада в процесс складкообразования собственных энергетических возможностей толщ, вовлеченных в этот процесс, складкообразованию либо предшествуют изменения в геологической обстановке, связанные с инверсией геотектонического режима [5], либо в этом процессе определенная роль отводится внешним усилиям, обеспечивающим сокращение размеров (ширины) первоначального прогиба и совместное общее сжатие пород поверхностного выполнения прогиба и подстилающего его фундамента [29].

Таким образом, вопрос о глубинной структуре горноскладчатых сооружений остается открытым. Нет по крайней мере никаких оснований утверждать, что наблюдаемая в их пределах на поверхности складчатая структура развивается или развивалась унаследованно относительно структуры более древних формационных комплексов отложений или что она (складчатая структура) развивалась на этих разных уровнях одновременно как наложенная, обусловленная инверсией геотектонического режима. В то же время в орогенных впадинах и особенно в их частных прогибах с активными проявлениями грязевого вулканизма формирование складчатой структуры и возникновение инверсионных структурных соотношений или дисгармонии в складчатой структуре на разных формационных уровнях надежно связываются с автономным процессом складкообразования, протекающим в толщах поверхностного выполнения прогибов главным образом за счет их собственных энергетических возможностей. Важным геотектоническим выводом при этом может быть следующий: толщи поверхностного выполнения впадин или прогибов обладают энергетическим потенциалом, вполне достаточным не только для того, чтобы обеспечить развитие процесса их смятия в складки, но и для того, чтобы этот процесс привел к инверсии геотектонического режима. От размеров прогибов, мощностей толщ их поверхностного выполнения и степени глинистости или, очевидно, пластичности разреза будет зависеть, как глубоко или как далеко пойдет процесс складкообразования и трансформации геотектонического режима.

#### УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ АВТОНОМНЫХ ПРОЦЕССОВ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ И ВОЗНИКНОВЕНИЯ ИНВЕРСИОННЫХ СТРУКТУРНЫХ СООТНОШЕНИЙ НА РАЗНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ УРОВНЯХ

Автономные процессы складкообразования в поверхностном выполнении орогенных впадин связаны в первую очередь с наличием в их разрезе глинистых толщ, которые выступают в качестве астенослоев, находящихся в постоянном напряженном состоянии. Ибо они представляют собой неравновесные системы или конвективно неустойчивые интервалы разреза, в которых поровые или пластовые давления не могут быть равномерно распределены в пространстве из-за плохой проницаемости среды. В то же время нарушение равновесия в таких системах постоянно поддерживается процессами газо- или флюидообразования [11], минералогическими преобразованиями глинистых пород с выделением

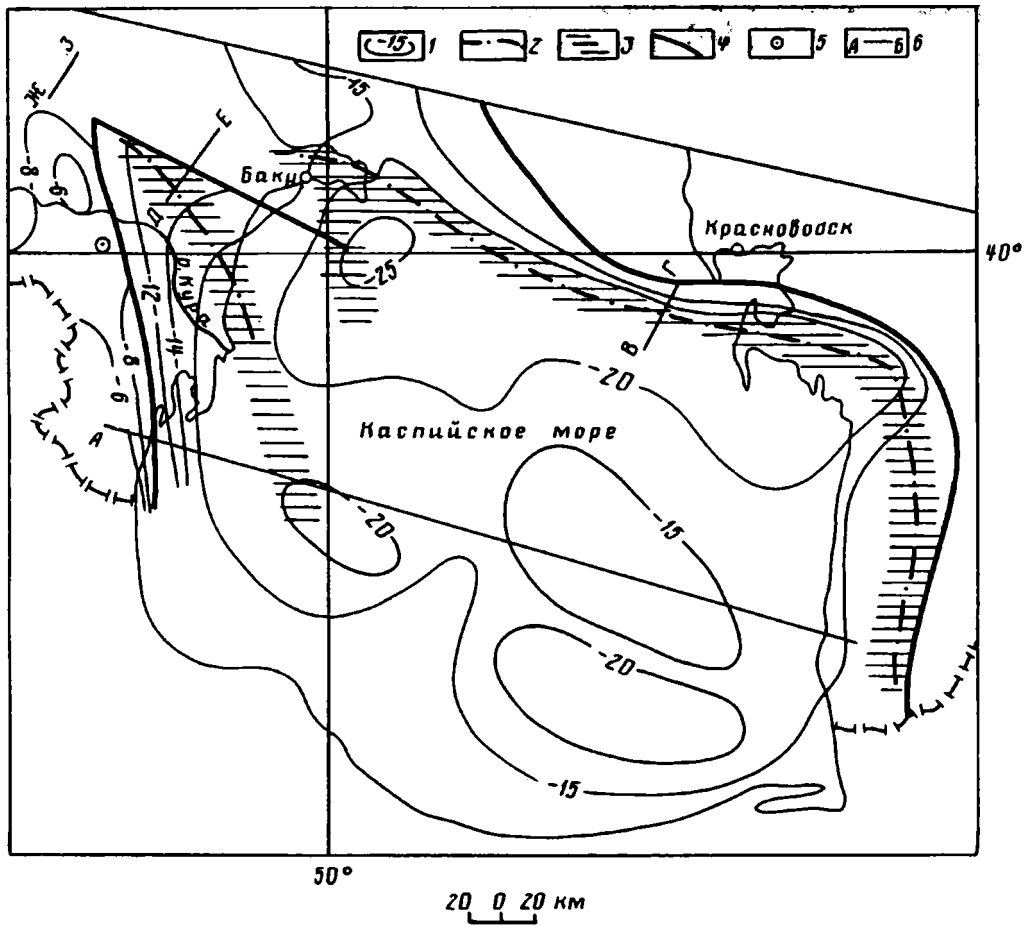


Рис. 5. Локализация осевых полос зон активного воздымания в кайнозойском поверхностном выполнении Южно-Каспийской впадины

1 — изогипсы поверхности консолидированной коры; 2 — оси наиболее четко выраженных региональных минимумов силы тяжести; 3 — осевые полосы зон воздымания в кайнозойском поверхностном выполнении, по которым имеется надежная геологическая и геофизическая информация; 4 — основные разрывные нарушения, фиксируемые в консолидированной коре; 5 — Саатлинская СГ; 6 — положение разрезов, изображенных на рис. 1—4

значительных объемов воды [23], поступлением флюидов из глубинных горизонтов земной коры и из мантии по системам разломов, особенно по периферии впадин [12, 13].

Очевидным геологическим выражением разрядки напряженности в астенослоях следует считать формирование в толще пород самого астенослоя сложной изоклиально-чешуйчатой складчатости, что получает соответствующее отражение в разрыво- и складкообразовании в породах перекрывающей литопластины. При этом неизбежен процесс внедрения глинистых (пластичных) пород астенослоя в толщу более плотных образований литопластины и даже прорыв через них в виде грязевулканических извержений или излияний.

Вся совокупность такого перемещения глинистых, или пластичных, пород приводит к общему подъему части этих пород и вышележащей литопластины или, иначе говоря, к инверсии геотектонического режима. Естественно, что последняя должна рассматриваться как результат трансформации горизонтальных движений в вертикальные, как результат тесного взаимодействия между этими

двумя видами движений, происходящих, однако, в границах конкретных зон погружения, какими, в частности, являются орогенные впадины. В этом смысле под астенослоями и литопластинами надо понимать элементы разреза земной коры скорее регионального, нежели глобального, распространения.

Как интенсивно и как далеко (или как глубоко) может пойти процесс автономного складкообразования в направлении создания новой геотектонической обстановки, будет зависеть от конкретных условий аккумуляции отложений в тех или иных впадинах. Ведь в течение кайнозоя, т. е. в течение последних 65—70 млн. лет, в Южном Каспии не только накопилась мощная многокилометровая, толща осадков, большую часть которой составляют почти исключительно глинистые образования палеогена и миоцена, но и уже активно протекает процесс превращения этой впадины в область воздымания и размыва, охвативший пока ее периферийное обрамление с максимальными глубинами залегания поверхности докайнозойских отложений (рис. 5).

Об активности этих процессов можно судить по тому, что они не ограничиваются лишь смятием в складки и диапировыми внедрениями пластичных пород, но и сопровождаются частыми извержениями грязевых вулканов. Достаточно активно аналогичные процессы протекают и в кайнозойском поверхностном выполнении Черноморской впадины. Но максимальной степени активности в последнем случае, судя по имеющимся на сегодняшний день данным, они достигли в Керченско-Таманском межпериклиальном прогибе с глубинами залегания подошвы кайнозойских отложений не менее, а то и более 10 км, где также широко проявил и проявляет себя грязевой вулканизм. Думается, что последнее явление вполне поэтому может рассматриваться как показатель высокой степени активности процессов складкообразования и изменения геотектонического режима.

Оценки возможностей проявления процессов складкообразования и изменения геотектонического режима всегда связывались с высокими *PT*-условиями, обеспечивающими течение процессов метаморфизма, уплотнения одних и разуплотнения других толщ или разновидностей пород. Но не менее важным и весьма существенным следует считать сам характер распределения флюидов в пространстве. В случае неравномерного их распределения пространственное перераспределение флюидов должно происходить обязательно и вне зависимости от интервала глубин.

На этот счет в литературе есть исключительно интересный и весьма значимый пример [19]. Извлеченный из скважины керн баженовской свиты — важного нефтегазоносного объекта Западной Сибири — в течение нескольких дней стал вылезать из кернового ящика, синусоидально изгибаться и превращаться в гармошку. Почему и как это произошло, едва ли нужно объяснять. Гораздо важнее следствия, вытекающие из этого природного эксперимента.

Становится очевидным прежде всего, что процесс складкообразования неизбежен, если в разрезе выделяются неравновесные системы, какой, в частности, может явиться глинистая толща пород. Подчеркнем, что процесс этот не требует особых *PT*-условий.

Во-вторых, баженовская свита в данном случае и, очевидно, глинистые толщи вообще могут сохранять свои потенциальные возможности достаточно долго, поскольку аккумуляция названной свиты происходила на рубеже юры и мела, т. е. 130—135 млн. лет назад. Расход этой потенциальной энергии должен происходить скорее всего весьма и весьма постепенно, за исключением аномального изменения обстановки, как это произошло с вынесенным на поверхность керном баженовской свиты.

В-третьих, интенсивное смятие в складки, а стало быть, и дисгармоничный характер складчатой структуры того или иного комплекса отложений, и прежде всего глинистых толщ, не обязательно рассматривать как свидетельство или следствие процессов общего сжатия. Поскольку складкообразование, в соответствии с тем, что произошло с керном баженовской свиты, может быть связано с процессом, обратным общему сжатию, — удлинением и, очевидно, утонением слоев, как это допускает В. Н. Шолпо [27].

Суммарный объем смятых в складки слоев во времени по мере развития процесса складкообразования, естественно, должен увеличиваться, в связи с чем неизбежно перемещение пластичного материала снизу вверх, в направлении наименьшего сопротивления этому движению. Ясно, что автономное складкообразование и его следствие — инверсия геотектонического режима будут протекать тем активнее, чем ближе к дневной поверхности располагается астенослой. Ибо величина нагрузки на астенослой должна в какой-то мере определять возможности раскалывания и расчленения перекрывающей его литопластины и внедрения в эти расколы пластичного материала. Стало быть, от мощности литопластины и всей толщи пород, залегающей над астенослоем, также будет зависеть степень развития процесса складкообразования — ограничится ли он слабыми изгибами слоев астенослоя, как это происходит в платформенных прогибах, или будет развиваться в направлении интенсивного их смятия в складки с разрывообразованием не только в астенослое, но и в литопластине, расчленения последней на отдельные блоки, внедрения пластичных пород в литопластину или сквозного ее прорыва, как это характерно для складчатых поясов.

Это означает, что с процессом автономного складкообразования можно и, очевидно, должно связывать не только инверсию геотектонического режима, но и высокую сейсмичность соответствующих регионов, а также проявления грязевого вулканизма. И не случайно поэтому, что разрушительные землетрясения характерны для регионов с малыми (до 12—15 км) глубинами залегания их очагов, а вместе с тем и астенослоя, в котором эти очаги локализованы.

#### РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В СИСТЕМЕ ПРОГИБ—ПОДЪЯТИЕ

Наиболее важной особенностью геологических процессов, протекающих во впадинах, трансформируемых постепенно в области воздымания и размыва, является, пожалуй, наряду с аккумуляцией мощной толщи осадков складкообразование, которое начинается чуть ли не синхронно с осадконакоплением. Пластовые брекчии грязевых вулканов фиксируются в разрезе осадочного чехла, как это установлено бурением на Юго-Восточном Кавказе, начиная с майкопской серии олигоцена — нижнего миоцена, точнее, с ее миоценовой части [2]. Но проявления грязевого вулканизма — свидетельство достаточно высокой активности процесса складкообразования. Это уже далеко не начальная стадия этого процесса. Следовательно, складкообразование необходимо рассматривать в качестве процесса, сопровождающего заполнение прогиба осадками и, очевидно, вызываемого осадконакоплением.

Возможности такой схемы развития событий в прогибах, вероятнее всего, определяются нелитифицированным характером осадков в начальной стадии их аккумуляции, когда перераспределение флюидов в пространстве в глинистых интервалах разреза может обеспечить плавные изгибы слоев в складки. По мере перекрытия глинистых толщ более плотными комплексами пород возможности перераспределения флюидов становятся все более и более затрудненными, а контрасты в характере насыщения порового пространства — более резкими. В этих условиях неизбежно и более активное перераспределение в пространстве уже самих пород, вмещающих флюиды. Стало быть, процессы складкообразования и инверсии геотектонического режима во времени должны нарастать, пока пористость в глинистых толщах пород остается высокой и литификация их или консолидация далека от завершения.

Надо ли говорить, что глинистые толщи, расходуя при этом свои энергетические возможности, будут сами преобразовываться сначала в аргиллитовые, затем в сланцевые, а на более поздней стадии — в метаморфические комплексы пород. Думается поэтому, что такой ряд преобразования глинистых пород может рассматриваться как показатель последовательности тектонических трансформаций, происходящих в земной коре. Только поэтому глинистые толщи составляют в

основном осадочное выполнение молодых прогибов или впадин, сланцевые, еще не потерявшие окончательно свои потенциальные возможности комплексы пород слагают центральные поднятия или осевые зоны горноскладчатых сооружений, главным образом альпийского цикла тектогенеза, а гнейсовые и другие разновидности метаморфических и кристаллических пород выступают либо в осевых зонах уже разрушающихся горных сооружений, либо образуют совершенно сглаженные в рельефе выступы древних платформ.

Вместе с тем указанная последовательность эволюции глинистых толщ во времени представляет исключительный интерес с геофизической точки зрения. Она свидетельствует о том, что глинистые толщи как литофациальная разновидность пород осадочного чехла могут в результате динамометаморфизма, обусловленного, в частности, автономным складкообразованием, достичь степени консолидации, характерной для консолидированной коры или кристаллического фундамента, и прежде всего его гранитного слоя. Совсем не обязательно поэтому связывать образование гранитного слоя с гранитоидным магматизмом орогенной стадии развития того или иного региона, обеспечивающим превращение океанической коры в континентальную. И правильнее, наверное, говорить о превращении однослойной кристаллической коры в двухслойную: далеко не всегда отсутствие гранитного слоя должно означать океаническую обстановку образования земной коры. Применительно к Южному Каспию и, очевидно, к внутриконтинентальным и окраинным морям отсутствие гранитного слоя должно скорее всего свидетельствовать о довольно ранней стадии развития структуры земной коры. Для этих структурных зон образование гранитного слоя представляется процессом неизбежным. Более того, он фактически происходит вместе с автономным складкообразованием, активизация которого во времени ускорит и процесс образования гранитного слоя.

В соответствии с такой схемой развития событий в системе прогиб — поднятие можно достаточно уверенно представить, что произойдет, к примеру, с Южным Каспием в течение предстоящих 80—100 млн. лет. Как и на востоке Большого Кавказа, здесь, в пределах Апшеронского порога, Бакинского архипелага, Западно-Туркменского и Предэльбрусского прогибов по мере воздымания будет происходить размыв сначала плиоценовых, а затем и миоценовых отложений и палеогеновая серия пород, уже превращенная в консолидированный сланцевый комплекс отложений (гранитный слой) обнажится в осевых зонах поднятий, ширину которых определяют размеры первоначальных прогибов. В пределах Бакинского архипелага такой процесс развития будет протекать особенно активно. Только поэтому здесь и в настоящее время грязевой вулканизм характеризуется наиболее высокой степенью интенсивности. Ибо это — крупнейший из частных прогибов Южного Каспия, охватывающий на западе и значительную часть суши, соответствующую на тектонических картах Нижнекуринскому прогибу. Интересно, что само выделение Нижнекуринского прогиба и складчатой области Бакинского архипелага характеризует лишь поверхностную геологическую ситуацию. Фактически и та, и другая структурные зоны составляют частные структурные элементы более крупного прогиба, приуроченного к западному борту Южно-Каспийской впадины. На профильном разрезе близширотного простираения (см. рис. 1) такая структурная дифференциация в кайнозойском поверхностном выполнении западного наиболее обширного прогиба Южно-Каспийской впадины наглядно выражена. И вместе с тем она четко определяет суть инверсии геотектонического режима.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал о развитии тектонических процессов в земной коре не следует рассматривать как стремление изобразить общий ход эволюции ее структуры во времени. Это лишь попытка показать, как могут и как фактически протекают эти процессы в определенных условиях. Весьма существенно обоснование неизбежности проявления в глинистых и, очевидно, пластичных толщах



пород процессов автономного складкообразования — существенного фактора структурообразования в земной коре, свидетельствующего о больших энергетических возможностях и земной коры, и ее осадочного чехла.

Автономные горизонтальные перемещения в земной коре могут происходить и происходят на разных возрастных уровнях. Морфологическое их выражение — сложная складчатая структура с наглядным проявлением покровной тектоники, обратные, инверсионные, соотношения между разновозрастными формационными комплексами пород. Такие сложности в строении разных комплексов отложений могут возникать и скорее всего возникают еще на ранней стадии их аккумуляции. В связи с этим покровное строение древних толщ пород не всегда или не обязательно должно свидетельствовать о горизонтальных срывах, происходящих на больших глубинах как следствие более поздних наложенных процессов.

Помимо создания дисгармонии в структуре земной коры существенный вклад автономные процессы вносят и в преобразование самих пород, вовлеченных в эти процессы, в постепенное превращение осадочного чехла в консолидированный комплекс отложений с физическими параметрами, в частности гранитного слоя. Отсутствие последнего в разрезе земной коры не обязательно поэтому должно указывать на ее формирование в океанических условиях, а тем более свидетельствовать об особом характере взаимодействия между земной корой и мантией или астеносферой [3].

И наконец, последнее. Для обоснования роли общего сжатия в процессах тектогенеза необходимы более надежные свидетельства, чем морфологический облик складчатой структуры.

#### Список литературы

1. Али-заде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана//Геотектоника. 1966. № 3. С. 51—60.
2. Али-заде А. А., Шнюков Е. Ф., Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А., Рахманов Р. Р. Геотектонические условия проявления грязевых вулканов мира и их значение для прогнозирования нефтегазоносности недр. Месторождения нефти и газа//27-й Международный геологический конгресс. Доклады. Т. 13. М.: Наука, 1984. С. 166—172.
3. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии//Геотектоника. 1986. № 6. С. 8—20.
4. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азгосиздат, 1965. 200 с.
5. Гончаров М. А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 263 с.
6. Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. 192 с.
7. Григорьянц Б. В. Роль поверхностной структуры в распределении аномалий силы тяжести в складчатых областях//Сов. геология. 1964. № 7. С. 63—75.
8. Григорьянц Б. В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе//Геотектоника. 1982. № 4. С. 42—53.
9. Григорьянц Б. В. Возрастные соотношения осадочного чехла и консолидированной коры в Южно-Каспийской впадине и прилегающих территориях и их структурная значимость//Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 130—138.
10. Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А. Структурная позиция и геохимическая характеристика грязевого вулканизма//Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Азернешр, 1984. С. 149—166.
11. Григорьянц Б. В., Гулиев И. С., Огаджанов В. А. Условия формирования плотностных неоднородностей и автономной складчатости//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 121—125.
12. Дмитриевский А. Н., Валяев Б. М. Обусловленность нефтегазоаккумуляции процессами трансформации и утилизации энергии Земли в связи с глубинной дегазацией//Дегазация и геотектоника. М.: Наука, 1991. С. 180—181.
13. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Геодинамика грязевулканической деятельности (в связи с нефтегазоносностью)//Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1980. С. 148—178.
14. Маловицкий Я. П. История геотектонического развития впадины Каспийского моря//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 10. С. 103—120.
15. Мамедов А. В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Баку: Элм, 1973. 194 с.
16. Объяснительная записка к карте грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР. Л.: Аэрогеология Мингео СССР, 1978. 40 с.
17. Раджабов М. М. Граничные скорости в консолидированной коре Куринской впадины//Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975. С. 103—108.

основном осадочное выполнение молодых прогибов или впадин, сланцевые, еще не потерявшие окончательно свои потенциальные возможности комплексы пород слагают центральные поднятия или осевые зоны горноскладчатых сооружений, главным образом альпийского цикла тектогенеза, а гнейсовые и другие разновидности метаморфических и кристаллических пород выступают либо в осевых зонах уже разрушающихся горных сооружений, либо образуют совершенно сглаженные в рельефе выступы древних платформ.

Вместе с тем указанная последовательность эволюции глинистых толщ во времени представляет исключительный интерес с геофизической точки зрения. Она свидетельствует о том, что глинистые толщи как литофациальная разновидность пород осадочного чехла могут в результате динамометаморфизма, обусловленного, в частности, автономным складкообразованием, достичь степени консолидации, характерной для консолидированной коры или кристаллического фундамента, и прежде всего его гранитного слоя. Совсем не обязательно поэтому связывать образование гранитного слоя с гранитоидным магматизмом орогенной стадии развития того или иного региона, обеспечивающим превращение океанической коры в континентальную. И правильнее, наверно, говорить о превращении однослойной кристаллической коры в двухслойную: далеко не всегда отсутствие гранитного слоя должно означать океаническую обстановку образования земной коры. Применительно к Южному Каспию и, очевидно, к внутриконтинентальным и окраинным морям отсутствие гранитного слоя должно скорее всего свидетельствовать о довольно ранней стадии развития структуры земной коры. Для этих структурных зон образование гранитного слоя представляется процессом неизбежным. Более того, он фактически происходит вместе с автономным складкообразованием, активизация которого во времени ускорит и процесс образования гранитного слоя.

В соответствии с такой схемой развития событий в системе прогиб — поднятие можно достаточно уверенно представить, что произойдет, к примеру, с Южным Каспием в течение предстоящих 80—100 млн. лет. Как и на востоке Большого Кавказа, здесь, в пределах Апшеронского порога, Бакинского архипелага, Западно-Туркменского и Предэльбрусского прогибов по мере воздымания будет происходить размыв сначала плиоценовых, а затем и миоценовых отложений и палеогеновая серия пород, уже превращенная в консолидированный сланцевый комплекс отложений (гранитный слой) обнажится в осевых зонах поднятий, ширину которых определяют размеры первоначальных прогибов. В пределах Бакинского архипелага такой процесс развития будет протекать особенно активно. Только поэтому здесь и в настоящее время грязевой вулканизм характеризуется наиболее высокой степенью интенсивности. Ибо это — крупнейший из частных прогибов Южного Каспия, охватывающий на западе и значительную часть суши, соответствующую на тектонических картах Нижнекуринскому прогибу. Интересно, что само выделение Нижнекуринского прогиба и складчатой области Бакинского архипелага характеризует лишь поверхностную геологическую ситуацию. Фактически и та, и другая структурные зоны составляют частные структурные элементы более крупного прогиба, приуроченного к западному борту Южно-Каспийской впадины. На профильном разрезе близширотного простирания (см. рис. 1) такая структурная дифференциация в кайнозойском поверхностном выполнении западного наиболее обширного прогиба Южно-Каспийской впадины наглядно выражена. И вместе с тем она четко определяет суть инверсии геотектонического режима.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал о развитии тектонических процессов в земной коре не следует рассматривать как стремление изобразить общий ход эволюции ее структуры во времени. Это лишь попытка показать, как могут и как фактически протекают эти процессы в определенных условиях. Весьма существенно обоснование неизбежности проявления в глинистых и, очевидно, пластичных толщах

пород процессов автономного складкообразования — существенного фактора структурообразования в земной коре, свидетельствующего о больших энергетических возможностях и земной коры, и ее осадочного чехла.

Автономные горизонтальные перемещения в земной коре могут происходить и происходят на разных возрастных уровнях. Морфологическое их выражение — сложная складчатая структура с наглядным проявлением покровной тектоники, обратные, инверсионные, соотношения между разновозрастными формационными комплексами пород. Такие сложности в строении разных комплексов отложений могут возникать и скорее всего возникают еще на ранней стадии их аккумуляции. В связи с этим покровное строение древних толщ пород не всегда или не обязательно должно свидетельствовать о горизонтальных срывах, происходящих на больших глубинах как следствие более поздних наложенных процессов.

Помимо создания дисгармонии в структуре земной коры существенный вклад автономные процессы вносят и в преобразование самих пород, вовлеченных в эти процессы, в постепенное превращение осадочного чехла в консолидированный комплекс отложений с физическими параметрами, в частности гранитного слоя. Отсутствие последнего в разрезе земной коры не обязательно поэтому должно указывать на ее формирование в океанических условиях, а тем более свидетельствовать об особом характере взаимодействия между земной корой и мантией или астеносферой [3].

И наконец, последнее. Для обоснования роли общего сжатия в процессах тектогенеза необходимы более надежные свидетельства, чем морфологический облик складчатой структуры.

#### Список литературы

1. Али-заде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана // Геотектоника. 1966. № 3. С. 51—60.
2. Али-заде А. А., Шнюков Е. Ф., Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А., Рахманов Р. Р. Геотектонические условия проявления грязевых вулканов мира и их значение для прогнозирования нефтегазоносности недр. Месторождения нефти и газа // 27-й Международный геологический конгресс. Доклады. Т. 13. М.: Наука, 1984. С. 166—172.
3. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии // Геотектоника. 1986. № 6. С. 8—20.
4. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азгосиздат, 1965. 200 с.
5. Гончаров М. А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 263 с.
6. Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. 192 с.
7. Григорьянц Б. В. Роль поверхностной структуры в распределении аномалий силы тяжести в складчатых областях // Сов. геология. 1964. № 7. С. 63—75.
8. Григорьянц Б. В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С. 42—53.
9. Григорьянц Б. В. Возрастные соотношения осадочного чехла и консолидированной коры в Южно-Каспийской впадине и прилегающих территориях и их структурная значимость // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 130—138.
10. Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А. Структурная позиция и геохимическая характеристика грязевого вулканизма // Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Азернешр, 1984. С. 149—166.
11. Григорьянц Б. В., Гулиев И. С., Огаджанов В. А. Условия формирования плотностных неоднородностей и автономной складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 121—125.
12. Дмитриевский А. Н., Валяев Б. М. Обусловленность нефтегазонакопления процессами трансформации и утилизации энергии Земли в связи с глубинной дегазацией // Дегазация и геотектоника. М.: Наука, 1991. С. 180—181.
13. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Геодинамика грязевулканической деятельности (в связи с нефтегазоносностью) // Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1980. С. 148—178.
14. Маловицкий Я. П. История геотектонического развития впадины Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 10. С. 103—120.
15. Мамедов А. В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Баку: Элм, 1973. 194 с.
16. Объяснительная записка к карте грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР. Л.: Аэрогеология Мингео СССР, 1978. 40 с.
17. Раджабов М. М. Граничные скорости в консолидированной коре Куринской впадины // Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975. С. 103—108.

18. *Резанов И. А., Шевченко В. И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 183 с.
19. *Трофимук А. А., Карагодин Ю. Н.* Баженовская свита — уникальный природный резервуар нефти//Геол. нефти и газа. 1981. № 4. С. 29—33.
20. *Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др.* Тектоника Черноморской впадины//Геотектоника. 1985. № 6. С. 3—20.
21. *Федьинский В. В.* Гравиметрическая характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях//Памяти академика А. Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 391—408.
22. *Хашн В. Е., Шарданов А. Н.* Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во АН АзССР, 1952. 348 с.
23. *Холодов В. Н.* К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 1. Южно-Каспийский элизионный бассейн//Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 3—25.
24. *Цимельзон И. О.* К проблеме геологической интерпретации Талыш-Вандамского гравитационного максимума//Геология нефти и газа. 1959. № 3. С. 56—65.
25. *Цимельзон И. О.* Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований//Сов. геология. 1965. № 4. С. 103—111.
26. *Шихалибейли Э. Ш., Григорьянц Б. В.* Основные черты структуры и возрастные соотношения фундамента и осадочной толщи в Южно-Каспийской впадине//Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983. С. 22—29.
27. *Шолло В. Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
28. *Юров Ю. Г.* Строение земной коры на Кавказе и изостазия//Сов. геология. 1963. № 9. С. 113—118.
29. *Яковлев Ф. Л.* Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)//Геотектоника. 1987. № 4. С. 31—48.
30. *Якубов А. А., Григорьянц Б. В., Алиев Ад. А. и др.* Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 164 с.

Государственная академия нефти  
и газа им. И. М. Губкина,  
Москва, 117917

Поступила в редакцию  
22.IX.1991

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ  
ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1992 г.

Абасов М.Т., Кулиев Г. Г., Джеваншир Р. Д., Буряковский Л. А., Алиев Э. А. Теоретические основы и математическая модель механизмов формирования складчатости путем потери устойчивости . . . . .	3
Артемьев М. Е., Белов А. П., Кабан М. К., Караев А. И. Изостазия литосферы Туркмении . . . . .	1
Батанова В. Г., Астраханцев О. В. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых плутонов севера Олюторской зоны (Корякское нагорье) . . . . .	2
Белов С. В. Тектонофизическая модель рудоносной системы интрузив — надинтрузивная зона . . . . .	6
Бибикова Е. В., Кириозова Т. И., Козаков И. К., Котов А. Б., Неймарк Л. А., Гороховский Б. М., Шулешко И. К. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты уран-свинцового датирования . . . . .	2
Борисевич Д. В. Неотектоника Урала . . . . .	1
Брусиловский Ю. В., Городницкий А. М., Соколов Б. А. Вулканотектоническая эволюция Магеллановых подводных гор в свете их геомагнитного изучения . . . . .	5
Гасанов Т. Аб. Послеэоценовые тектонические покровы Талышской зоны Малого Кавказа . . . . .	4
Григорьянц Б. В. Роль глинистых толщ в тектогенезе . . . . .	6
Гусев Г. С., Песков А. И. Протерозойские трахиандезиты и базиты Ачитканского хребта Северного Прибайкалья: геохимия и тектоническая природа . . . . .	4
Гусев Г. С., Песков А. И., Соколов С. К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса . . . . .	2
Дельво Д. Рифтообразование в западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (обзор) . . . . .	3
Добржинская Л. Ф., Молчанова Т. В., Сонюшкин В. Е., Лихачев А. Б., Федоровский В. С. Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) . . . . .	2
Засеев В. Г., Абрамович И. И. Петрохимическая зональность Сомхето-Кафанской островодужной системы (Малый Кавказ) . . . . .	6
Зинкевич В. П., Федорчук А. В., Цуканов Н. В. Аккреционная тектоника юга Валагинского хребта (Восточная Камчатка) . . . . .	3
Зинкевич В. П., Цуканов Н. В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое — раннем кайнозое . . . . .	4
Зоненшайн Л. П., Гольмшток А. Я., Хатчинсон Д. Структура Байкальского рифта . . . . .	5
Казьмин В. Г., Борисова И. А. О механизмах образования рифтовых долин медленноспрединговых хребтов . . . . .	4
Казьмин В. Г., Борисова И. А. О структурных связях континентальных и океанских рифтовых зон атлантического типа . . . . .	6
Коваленко Д. В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский (Камчатка) . . . . .	5
Крапивнер Р. Б. Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов . . . . .	3
Крапивнер Р. Б. Новая концептуальная модель складчатости нагнетания . . . . .	4
Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н. Изменения радиуса Земли в геологическом прошлом . . . . .	4
Лукин А. Е., Владимиров А. С., Ермаков И. М., Турчаненко Н. Т. Проблема додевонского рифтогенеза в Днепровско-Донецком авлакогене . . . . .	2
Лутц Б. Г., Фельдман М. С. Палеозойский магматизм хребта Султануиздаг (Узбекистан): геодинамическая интерпретация . . . . .	4
Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С., Кузнецов Л. В., Хрестенков П. А. Мономиктовый терригенный меланж Алайского хребта . . . . .	3
Макарычев Г. И. Первичноокеаническая природа коры Урало-Монгольского складчатого пояса . . . . .	1
Мирлин Е. Г., Зорина Ю. Г. Раскрытие океанских и окраинных спрединговых бассейнов: сравнительный анализ . . . . .	1
Мирлин Е. Г., Суцеская Н. М. Тектономагматическая сегментация срединно-океанских хребтов, мантийный апвеллинг, асимметрия Земли . . . . .	2
Моисеенко В. Г., Нужнов С. В., Сорокин А. П. Структурная эволюция Верхнего Приамурья . . . . .	6
Обыскалов А. К., Марков А. Н., Грабкин О. В. Надвиги в фундаменте Скифской плиты . . . . .	4

Тесков Е. Г. Пояса взрывных структур («астрооблем») . . . . .	5
Печерский Д. М., Сафонов В. А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре — раннем мелу на основе палеомагнитных данных . . . . .	6
Пиллипенко А. И., Корсаков О. Д. Тектонические деформации литосферы Индийского океана . . . . .	5
Постельников Е. С., Мусеинов Н. М. Строение фундамента байкалид юго-западной окраины Сибирской платформы . . . . .	6
Пушаровский Ю. М. Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов . . . . .	3
Пушаровский Ю. М., Пейве А. А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия . . . . .	4
Пушаровский Ю. М., Разницын Ю. Н., Мазарович А. О., Сколотнев С. Г., Кебезинский П. К., Турко Н. Н., Пейве А. А., Дмитриев Д. А. Разломы Архангельского, Доддрам и Вернадского в Центральной Атлантике: структура и вещественный состав пород . . . . .	6
Рослый И. С. Инверсии геодинамических напряжений и уплотнения пород в зонах нефтегазоносных складок Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	1
Руженцев С. В., Поспелов И. И. Южно-Монгольская варисская складчатая система . . . . .	5
Руженцев С. В., Поспелов И. И., Бадарч Г. Тектоника Барунхурайской котловины Монголии . . . . .	1
Савчук Ю. С. Кольцевые структуры Средней Азии — поверхностное отражение глубинной флюиодинамики . . . . .	2
Самойлов В. С., Ярмолюк В. В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика . . . . .	1
Сборщиков И. М., Шебунин С. Ю. Структура Кингс-Трога как внутриплитного образования . . . . .	2
Соборнов К. О., Бушуев А. С. Кинематика зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины . . . . .	4
Соколов В. Б. Строение земной коры Урала . . . . .	5
Соколова Ю. Ф., Миронова Н. А. Реологическая модель континентальной земной коры по данным сравнительного исследования метаморфических комплексов и коровых ксенолитов . . . . .	3
Травин В. В. Структурный парагенез синскладчатого высокотемпературного регионального метаморфизма . . . . .	2
Ферштатер Г. Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм . . . . .	6
Хаин В. Е., Зверев А. Т. Сейсмическая томография и геодинамика . . . . .	1
Хераскова Т. Н., Самыгин С. Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна . . . . .	6
Худoley А. К., Семилеткин С. А. Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань) . . . . .	1
Шпунт Б. Р. Тектонические обстановки проявлений магматизма на Востоке Сибирской платформы в неогее . . . . .	3

#### Краткие сообщения

Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я., Тимушева В. Н., Уколова Е. Ю. Строение Лемвинской аллохтонной пластины (Полярный Урал) . . . . .	4
Лукинов В. В., Шкуро Л. Л. Влияние тектонического давления на уплотнение горных пород . . . . .	2
Мигунов Л. В. Вопросы тектонического развития Соликамской впадины с учетом гидрогеохимических данных . . . . .	2
Чи Цзиньин, Шен Юаньчао. Магматизм и эволюция Джунгарского среднепалеозойского бассейна (КНР) . . . . .	5

#### Дискуссии

Соколов С. Д. О критике палинспастических реконструкций и аккреционных моделей Северо-Востока России . . . . .	3
--	---

#### Рецензии

Перфильев А. С. Отзыв о статье Ю. М. Пушаровского и А. А. Пейве «Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия» . . . . .	5
---	---

#### Хроника

Антипов М. П. Соповещение «Тектоника и магматизм современных и древних океанов» . . . . .	3
Цейслер В. М. Геологические формации для палеотектонически и палеогеодинамических реконструкций . . . . .	1
Шерман С. И., Семинский К. Ж. Разломообразование в литосфере: тектонофизические аспекты . . . . .	2

2 р. 10 к.

Индекс 70228

ISSN 0016-833X, Геолектоника, 1992, № 6