

Номер 5

ISSN 0016-853X

Сентябрь - Октябрь 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 5 1996 Сентябрь–Октябрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

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

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

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

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

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

Editorial board

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

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

Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

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

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

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1996 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 1996

Сравнительная тектоника Атлантического и Индийского океанов <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Метаморфизм и метасоматоз в зонах глубинных разломов континентальной литосферы <i>Ф. А. Летников, В. Б. Савельева, Д. Е. Гореванов, В. А. Халилов</i>	15
Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии <i>В. А. Глебовицкий</i>	27
Сравнительный анализ геологического строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов <i>А. Б. Вревский, С. И. Рыбаков, М. М. Ефимов, Р. Сринивасан, Б. Рао, К. Наха</i>	43
О деформациях платформенного чехла Волго-Уральской области <i>Ю. В. Архипов, К. А. Высоцкий, А. Т. Калинин</i>	55
Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов <i>В. Н. Пучков</i>	66
Структурная сегментация Восточно-Кавказского пояса надвигов <i>К. О. Соборнов</i>	76

ХРОНИКА

Юбилей В.И. Коваленко (60 лет)	89
Чермену Бейбулатовичу Борукаеву 60 лет	92
Кирилл Борисович Сеславинский (1941–1996)	94

Contents

Vol. 30, No. 5, 1996

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

Tectonic Features of the Atlantic and Indian Oceans: A Comparative Study <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
Metamorphism and Metasomatism in Deep-seated Faults of the Continental Crust <i>F. A. Letnikov, V. B. Savel'eva, D. E. Gorevanov, V. A. Khalilov</i>	15
Physicochemical Relationships between Early Precambrian Metamorphism and Tectonics <i>V. A. Glebovitsky</i>	27
Greenstone Belts of the Baltic and South Indian Shields: Comparative Study of the Geological Structure and Evolution <i>A. B. Vrevskii, S. I. Rybakov, M. M. Efimov, P. Srinivasan, B. Rao, K. Naha</i>	43
Deformations of the Platform Cover in the Volga-Urals Region <i>Yu. V. Arkhipov, K. A. Vysotskii, A. T. Kalinin</i>	55
Formation of the Urals-Novaya Zemlya Foldbelt: a Result of Irregular Oblique Collision of the Continents <i>V. N. Puchkov</i>	66
Structural Segments of the East Caucasus Thrust Belt <i>K. O. Sobornov</i>	76

CHRONICLE

0th Birthday of Vyacheslav Kovalenko	89
Chermen Borukaev's 60th Birthday	92
Kirill Seslavinskii (1941-1996)	94

Сдано в набор 05.06.96 г.

Подписано к печати 02.08.96 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отг. 6.5 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 513

Зак. 171

УДК 551.24(261)264+267

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА АТЛАНТИЧЕСКОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ

© 1996 г. Ю. М. Пушаровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.03.96 г.

Атлантический и Индийский мегаокеаны характеризуются крайне различным тектоническим строением. Генеральный структурный план южной и центральной областей Атлантики определяется продольным Срединно-Атлантическим хребтом, приуроченным к средней части океана. В Индийском океане тектонической упорядоченности нет, для него характерна структурная рассогласованность. Общей чертой обоих мегаокеанов является нелинейный ход процесса океанообразования, отражающий сложное распределение и перераспределение в глубинных геосферах геодинамических полей. Большую информацию о нелинейных эффектах в океанском структурообразовании включает разломная тектоника (ортогональные и косоориентированные разломы).

Структурными разграничениями океанов, наряду с островными дугами, являются демаркационные разломные зоны (Австрало-Антарктическая, Принс Эдвард и Шпицбергенская).

“Цикл Вилсона” как логическое линейное построение не приложим к сложно образованному Индийскому океану, если рассматривать его в целом. В принципе он может реализоваться лишь в океанах атлантического типа, но при условии отсутствия в ходе их геологического развития перестройки моноспрединговой системы.

В одной из предыдущих публикаций автором был выполнен сравнительно-тектонический анализ Атлантического и Тихого океанов [11]. Не менее интересно и важно сравнение Атлантики с Индийским океаном. До сих пор тема эта специально не рассматривалась. При этом замечу, что сделать такую работу нелегко, так как тектонические и историко-геологические черты Индийского океана выяснены существенно хуже, чем Атлантического. Основным подспорьем будут служить выполненные ранее собственные разработки автора по каждому из океанов [13, 14], в которых рассматриваются многие как тектонические, так и геодинамические вопросы. Особенностью этих публикаций является включение в анализ нелинейной геодинамики.

ГЛАВНЫЕ МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ЧЕРТЫ

Атлантический и Индийский океаны классифицируются как мегаокеаны [10]. Данные об их размерах и глубинах приводятся в таблице.

Как следует из таблицы, площадь Индийского океана составляет 83.1% площади Атлантики. Некоторые другие существенные параметры еще более близки. Но контуры их совершенно разные. Атлантический океан в плане вытянут в субмеридиональном направлении, где отношение длины и ширины может превышать 3 : 1. Контур Индийского океана неправильный, при этом расстояние от Индии до Антарктиды лишь немного превышает расстояние между Африкой и Авст-

ралией. Поскольку очертания континентов также абсолютно несхожие, представляется, что все эти “неправильности” отражают прихотливый характер формирования структуры земного лика, не подчиненного единой линейной закономерности.

Сопоставим данные об особенностях распространения подводных гор в обоих океанах.

В Атлантическом океане гор высотой 1 км и более насчитывается 1250 [7]. Однако это относится не ко всему океану, а лишь к пространству,

Таблица 1. Сопоставление некоторых параметров океанов по [1]

Параметры	Океаны		
	Атлантический	Индийский	Мировой
Площадь, млн. км ²	91.66	76.17	361.26
Процент от площади Мирового океана	25.4	21.1	100
Средняя глубина, м*	3900	3967	4112
Глубина >4 км, млн. км ²	45.4	39.5	192.2
Процент от площади океана	49.6	51.9	53.2

* Не включая морей, заливов, проливов.

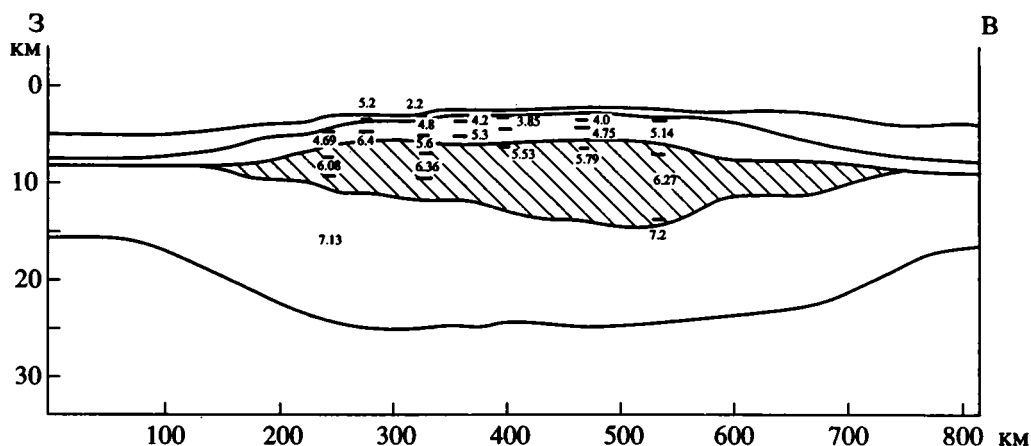


Рис. 1. Модель строения земной коры поднятия Агульяс, основанная на гравиметрических и сейсмических (преломленные волны) данных [17]

Заштрихован предположительно "гранитный" слой. Цифры – сейсмические скорости в км/с.

лежащему между Исландией и районом о-ва Буве. Из карты, приведенной в цитированной работе, видно хаотическое расположение гор, что и отмечается автором. Местами горы образуют скопления, распространение которых по площади неравномерно.

В Индийском океане [2] установлено 745 подводных гор. Однако минимальный предел их высоты, принятый при отборе, составляет 500 м. Таким образом, подводных гор в Индийском океане намного меньше, чем в Атлантическом. Почти половина всех гор связана с Аравийско-Индийским и Западно-Индийским срединговыми хребтами. Ареалами распространения их скоплений являются также Мадагаскарский, Мальдивский и Восточно-Индийский (южная половина) хребты. В некоторых местах цепочки гор связаны с разломами. В целом распространение подводных гор в Индийском океане, как и в Атлантике, крайне неравномерное. Огромные площади в нем почти или совсем лишены гор. Особенно это относится к южной половине океана. Сконцентрированы скопления гор в наибольшей степени в крайней западной части океана, площадь которой сравнительно с общей площадью океана невелика.

Как в Атлантике, так и в Индийском океане подавляющая масса гор принадлежит типам вулканических или тектоно-вулканических. Соответственно распространение гор отражает изменчивость геодинамических режимов в океанской мантии, степень которой крайне различна. Все это, на мой взгляд, отражает не только сложность, но и нелинейность глубинных геодинамических процессов.

В то же время отдельные скопления гор вызывают на локальную самоорганизацию океан-

ского горообразования. В большей мере это характерно для Индийского океана.

Обратимся далее к основным чертам тектонического плана океанов.

В обоих океанах по их периферии распространены фрагменты континентальных структур, во многих случаях превратившиеся в микроконтиненты. Эта общая черта отличает их от Тихого океана. Микроконтиненты в основном тяготеют к окраинам материков, но в Северной Атлантике, где океаногенез находится на относительно ранней стадии, они встречаются на всей площади океана. В Индийском океане наиболее удаленные блоки (Сейшельский, Сайя-де-Малья) находятся на расстоянии 1600–2000 км от Африки, причем местами они сравнительно близко подходят к срединговому хребту. Осколки континентальных структур – характерная особенность мегаокеанов, иллюстрирующая процесс тектонической деструкции материков в ходе океаногенеза и автономное перемещение их фрагментов иногда на большие расстояния. Существуют три разные группы таких фрагментов. Во-первых, это погруженные в океан континентальные блоки, которые сохранили непосредственную связь с материком. Таковы блоки Эксмут, Цейлонский, вероятно, Лакадивский в Индийском океане и Фолклендский, Сан-Паулу (Сантос), Блейк, Воринг в Атлантике. Во-вторых, континентальные блоки, отделенные от материков полоской утоненной континентальной либо уже субокеанической коры. Примеры в Индийском океане – остров Мадагаскар, блоки Мозамбикский, Кьюве (Валлаби), Натуралистов и ряд других. В Атлантическом океане – блоки Галисийский, Орфен, Рокколл. Наконец, в-третьих, это осколки материков, находящиеся далеко от берегов океанов, такие, как блоки

Сейшельский, Сайя-де-Малья в Индийском океане, а в Атлантике – Агульяс (рис. 1), Флемиш, Сеара, Риу-Гранди. Все они отделены от материков значительными пространствами океанической коры.

Данные о мощности коры в континентальных фрагментах не свидетельствуют об ее зависимости от расстояния перемещения блоков. Если не считать Цейлонского блока, где мощность коры, как принимается во многих публикациях, такая же, что и в пределах Индостана, и составляет 40 км, то наибольшая ее толщина отмечается в Сейшельском блоке, как раз наиболее удаленном от материкового массива.

Приведенные цифры более или менее сопоставимы. Однако разница существует, и она свидетельствует о разной степени преобразования коры, а иногда, вероятно, и о разных поверхностях срыва.

Тектонический план океанов разительно отличается. В отношении Атлантического океана для его центральной и южной областей, занимающих главное пространство акватории, благодаря осевому положению Срединно-Атлантического хребта просматриваются черты некоторой структурной симметрии. Этому способствует и геологическое подобие континентальных окраин.

Характернейшую черту тектонического плана Индийского океана, наоборот, составляет его структурная рассогласованность. Она выражается в особенностях строения как спрединговой системы, так и разделяемых хребтами талассогенов. Крупнейшую роль в этом играет Западно-Индийский хребет, врезающийся в Главный хребет, который простирается от Аденоского залива до Австрало-Антарктического межжекеанского тектонического раздела. Западно-Индийский хребет создал неповторимое сочетание спрединговых хребтов, сходящихся во внутренней области океана, образуя “точку” тройного сочленения. Элемент асимметрии состоит и в структурном различии самого Главного хребта, юго-восточная часть которого (Австрало-Антарктическая) по морфологическим и геодинамическим признакам совершенно непохожа на северную. В последней ранее автор находил сходство со Срединно-Атлантическим хребтом. Но фактически аналогии здесь нет. Это следует из сравнения тектонических планов хребтов, разницы в морфометрии, специфике рельефа, характера разломной тектоники и т.д. Сопоставление строения хребтов в пределах Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского геотраверзов [5] показало, что “несмотря на близкие средние значения скоростей спрединга (2.2 и 1.8 см/год соответственно – Ю.П.) морфоструктура дна гребней и флангов Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов в пределах геотраверзов существенно

Таблица 2. Мощность коры в блоках

Океаны			
Индийский		Атлантический	
блок	мощность, км	блок	мощность, км
Эксмут	23.5	Агульяс	25
(западная часть)		Фолклендский	15
Мозамбикский	25	Блейк:	30
(срединная часть)		на севере	
Мадагаскар	25–27	на юге	20
(восточная окраина)		Воринг	25
Сейшельский	33	Орфен	22
		Роколл	25
		Риу-Гранди	20–25

различается. Эти различия проявляются в глубине и ширине рифтовой долины, гипсометрическом уровне флангов, расчлененности блоково-грядового рельефа, густоте трансформных разломов и параметрах сегментации...” [5, с. 2]. Тем более нет ни структурного, ни геодинамического сходства между Западно-Индийским хребтом и Срединно-Атлантическим.

Структурная рассогласованность дна Индийского океана подчеркивается целым рядом других моментов. Один из них – совершенно не похожий ни структурно, ни геодинамически на спрединговые хребты западной половины океана Австрало-Антарктический хребет, который скорее можно сопоставить с Южно-Тихоокеанским поднятием. Но и тут полной аналогии нет. В частности, скорость спрединга в нем 3–3.7 см/год, тогда как в Южно-Тихоокеанском поднятии она в 2–3 раза больше.

Крупные структуры океанского ложа контролируются глубинными процессами, и, соответственно, разнообразие таких структур отражает неоднородность глубинных геодинамических обстановок, в формировании которых большая роль принадлежит нелинейным факторам.

По простираанию Срединно-Атлантического хребта также обособляются глубинные неоднородности, однако при этом сохраняется его тектоническое единство. Самоорганизация мантийных процессов в данном случае продвинулась значительно дальше.

Не менее контрастно тектоническое различие океанов проступает в структуре талассогенов. В Атлантическом океане она довольно простая. Главную ее черту составляют крупные абиссальные впадины, расположенные по обе стороны срединного хребта. В Индийском океане впадины комбинируются с разнообразными по типу позитивными формами. В нем выделяется не два, как в Атлантике, а три талассогена: Западный, Северо-Восточный и Южный. Все они обладают сложной рассогласованной структурой. Особенно выразителен в этом смысле Северо-Восточный талассоген. Разделяющий его на две тектонические области прямолинейный и узкий Восточно-Индийский хребет (хребет 90°), длина которого свыше 5000 км, – совершенно уникальный тектонический элемент, не имеющий аналогов ни в Индийском, ни в других океанах. О его происхождении высказываются самые различные точки зрения (приуроченность к трансформному разлому, след движения плиты над горячей точкой, горст в океанической литосфере и др.), но ни одна из них пока не дает удовлетворительного решения проблемы его генезиса. Этот структурный элемент наряду с простирающимися западнее в том же меридиональном направлении Мальдивско-Лаккадивским хребтом (3000 км) и находящимся между ними глубоко погруженным хребтом 79° вносит в структуру океанского дна значительный элемент дисгармонии.

Западная часть Индийского океана отличается от восточной особенной концентрацией фрагментов континентальных структур.

Для южного талассогена характерной чертой является распространение крупных вулканотектонических поднятий, таких, как Кергелен, Делькано, Конрада.

Из всего сказанного с очевидностью следует, что история структурного развития Индийского океана намного сложнее, чем Атлантического. Ниже мы к этому вопросу вернемся.

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА

Сравнительное рассмотрение разломных структур обоих океанов имеет тот смысл, что оно также позволяет судить о сходстве и различии в них тектонических и геодинамических обстановок. Сопоставление будет проведено в отношении трех категорий разломов: а) демаркационных, б) типичных, ортогональных по отношению к простираанию срединговых хребтов, и в) разрывов, ориентированных по отношению к последним косо.

Присутствие демаркационных разломов, т.е. таких, которые являются разграничителями на океанском ложе крупных разнородных морфоструктурных, геодинамических, магматических и исто-

рико-геологических областей, характерно для всех трех главных океанов Земли [12]. В Индийском океане (рис. 2) этой категории принадлежит разлом Амстердам, отсекающий морфоструктурно особую юго-восточную часть Главного срединного хребта. Очень вероятно, что параллельный и близко от него расположенный разлом Сен-Поль входит в единую с ним систему. В публикации [4] было показано, что западной и юго-восточной областям Индийского океана отвечают особые магматические (базальтовые) суперпровинции, становление которых восходит к раннемеловой эпохе. Разделом этих провинций, вероятнее всего, служит именно разломная зона Амстердам, с которой, кстати, связаны современные вулканические центры.

Индийский океан от Тихого отделяется Австрало-Антарктической демаркационной разломной зоной. Она контролирует разный состав мантии под океанами [19]. Категории демаркационных принадлежит также разломная зона Оуэн. Она простирается в Аравийском заливе и отделяет океанический блок коры от континентального, в пределах которого лишь в миоцене начал проявляться океаногенез (Аденский залив, Красное море). Чрезвычайно существенно для тектонических реконструкций, что северо-восточное окончание разломной зоны Оуэн лежит в пределах континента (район Сулеймановых гор), где существует тектонический шов, разделяющий геологически разнородные регионы.

Тектоническим разграничением Индийского и Атлантического океанов является разлом Принс Эдвард. Он служит структурным разделом Западно-Индийского и Африкано-Антарктического хребтов. Это очень крупный длительно развивавшийся разлом [20]. На поверхности дна разлом выражен глубоким желобом (6000 м). Он также может быть отнесен к категории демаркационных разломных структур.

В Атлантическом океане обособляется три демаркационные разломные зоны: Романш, Чарли Гиббс и Шпицбергенская. Романш среди них – наиболее изученный разлом. Данные спутниковой гравиметрии показывают, что, отходя от Южной Америки, разлом простирается в пределы Гвинейского залива. Это крупный длительно развивающийся тектонический раздел, разграничивающий разные по геологической истории Южную и Центральную Атлантику. Поскольку о строении разломной зоны приходилось уже неоднократно писать [16 и др.], здесь подчеркнем лишь два обстоятельства. Во-первых, как установил Э. Бонатти, магматиты в зоне Романш соответствуют низкой степени плавления верхней мантии, т.е. она здесь находится в относительно холодном состоянии, что подчеркивает ее специфику [18].

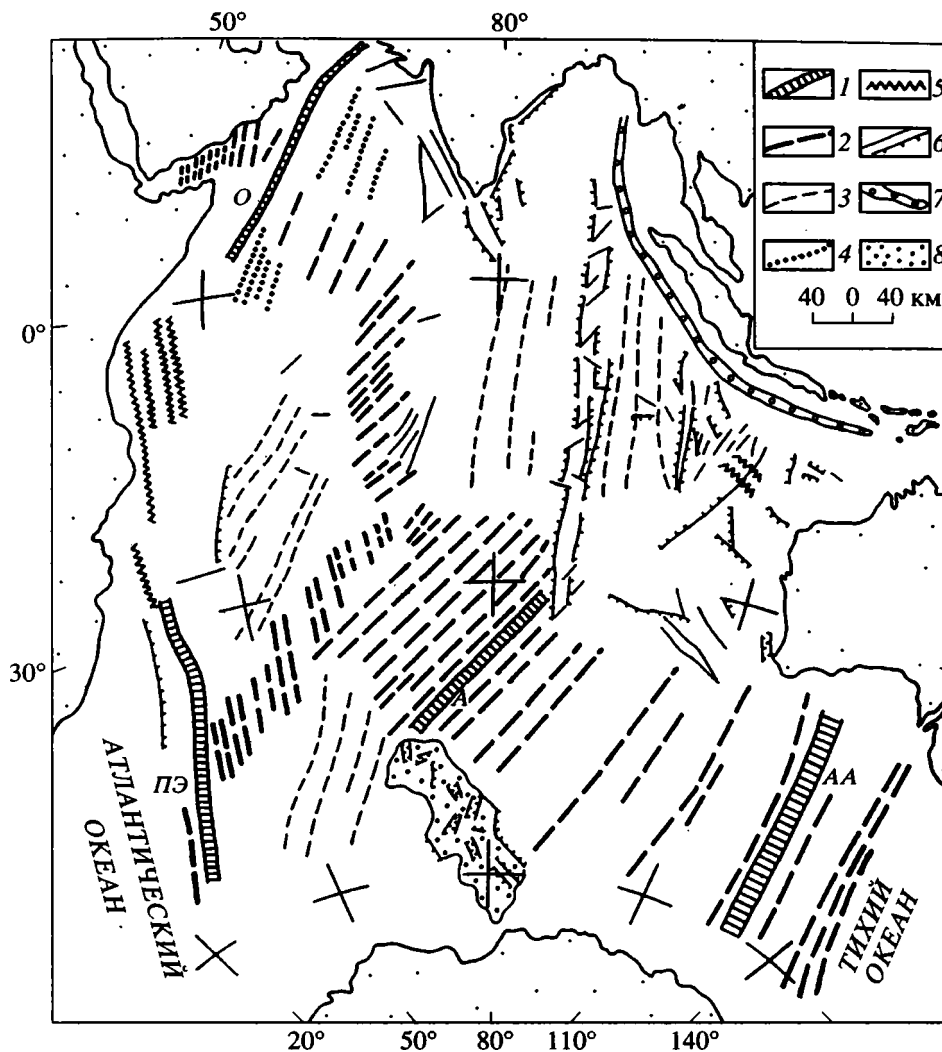


Рис. 2. Системы разломов в Индийском океане

1 – демаркационные разломные зоны; 2–5 – разломные системы: 2 – связанные с современными спрединговыми хребтами, 3 – позднемелового–раннеэоценового времени, 4 – раннекайнозойские, 5 – позднерюрско–раннемелового времени; 6 – разломы по батиметрическим и геологическим данным; 7 – Яванский глубоководный желоб; 8 – плато Кергелен. Буквы – разломные зоны: AA – Австрало-Антарктическая, А – Амстердамская, ПЭ – Принс Эдвард, О – Оуэн.

Во-вторых, судя по распределению мантийных неоднородностей [24], глубина проникновения демаркационной зоны составляет не менее 100 км.

Но еще более глубоко проникающей зоной по тем же данным является разлом Чарли Гиббс, разграничивающий Центральную и Северную Атлантику, который прослеживается на глубину порядка 230 км. Его структурное значение очевидно: разлом разделяет очень разные по строению, времени образования, геодинамическим особенностям океанские области. Он, как и Романш, полностью пересекает океан.

Последний из демаркационных разломов, Шпицбергенский, также имеет важнейшее историко-

геологическое значение. Это тектонический раздел между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами. Он простирается от Скандинавии до севера Гренландии. Если между ним и зоной Чарли Гиббс, т.е. в пределах Северной Атлантики, лежит тектонически весьма гетерогенная область с неупорядоченным расположением морфоструктур как континентальной, так и океанической природы, то за ней, в Северном Ледовитом океане, простирается относительно симметрично построенная мезоокеаническая система: спрединговый хребт Гаккеля, сопровождающийся с обеих сторон глубоководными впадинами – Нансена и Амундсена.

Суммируя приведенные данные, можно констатировать, что демаркационные разломы в обоих океанах выступают в двух видах: либо в качестве важнейших внутренних тектонических разделов, либо в виде межокеанских разграничительных зон. Внутренних разделов выделено четыре: Амстердам и Оуэн в Индийском океане, Романш и Чарли Гиббс в Атлантическом. Это крупнейшие и глубочайшие разломные зоны, простирающиеся на тысячи километров и очень активные на неотектоническом и современном этапах развития Земли. Они отражают генеральную тектоно-геодинамическую делимость океанов.

Демаркационные разломные зоны как тектонические разграничители океанов выделяются впервые. К таковым принадлежат Австрало-Антарктическая и Шпицбергенская зоны. С большой долей уверенности к этой группе следует отнести и зону Принс Эдвард. Об Австрало-Антарктической зоне дополнительно к тому, что уже сказано, важно добавить, что она разграничивает Тихоокеанский и Индо-Атлантический тектонические сегменты Земли. Главные признаки межокеанских разломных зон аналогичны подчеркнутым для внутриокеанских. Более полное значение межокеанских разломов будет раскрываться по мере прогресса историко-геологических знаний о них.

Перейдем далее к главной массе разломных океанских структур, ортогональных по отношению к простиранию спрединговых хребтов.

Распространение их в океанах неодинаково. В Атлантическом океане их более или менее правильные системы существуют в Центральной и Южной областях: В Северной Атлантике таких систем нет. В Индийском океане они хорошо выражены в Центрально-Индийском хребте и в пределах Австрало-Антарктического поднятия. Кроме них, такие разломы существуют в северной части Аравийско-Индийского хребта. Южная часть последнего, как и весь огромный Западно-Индийский хребет, лишены ортогональных разломов, будучи рассечены косо ориентированными нарушениями (см. ниже). Легко видеть, что относительно правильные соотношения прослеживаются в обширных областях океанов, разделяющих некогда целостные материковые массы: Северную Америку и Африку, Африку и Южную Америку, Австралию и Антарктиду. В этих областях спрединг развивался свободно и в целом в условиях относительно устойчивых геодинамических полей. Но ни того, ни другого нельзя сказать в отношении Северной Атлантики и запада Индийского океана, где в сложных взаимоотношениях перемежаются континентальные (фрагменты) и океанические структуры.

Строение таких разломов лучше изучено в Атлантическом океане. Среди них, наряду с простой структурой, выделяются сложные по внутреннему строению (разломы Зеленого Мыса, Долдрамс, Хейса и др.). Специально выполненный анализ строения и развития разломов Экваториальной Атлантики [16] позволил сделать вывод, что при общей прямолинейности разломных структур в их строении отражается "хаотическая геодинамика" и что их образование и развитие связано со сложным взаимодействием многих факторов, таких, как поперечные стрессы, создаваемые спредингом; продольные стрессы, связанные с рифтингом; космические силы, воздействующие на планету; наконец, с таким фактором, как состав и физическое состояние глубинного материала. Эта многофакторность в условиях открытых геосферных систем имеет следствием существенное проявление в разломообразовании нелинейных эффектов. Иллюстрацией являются закономерно меняющиеся расстояния между разломами, хаотичность в протяженности их "активных" частей, неодинаковость их распространения как по разные стороны спрединговых хребтов, так и в пределах одной стороны, наличие только односторонних разломов, сложная ветвистость внутренней структуры в некоторых из них, изменчивость строения по простиранию и т.д.

Ортогональные разломные системы Атлантики и Индийского океана резко различны по ориентировке. В первом случае они субширотные, во втором – северо-восточные, вплоть до меридиональных. Субширотные системы, коррелирующиеся с тихоокеанскими, вероятнее всего, связаны с решающим воздействием вращения Земли. Субмеридиональные системы не могут быть связаны с этим фактором. Здесь, как можно думать, доминантой является спрединговый процесс, в том или ином масштабе локализованный в разных сегментах Главного Индоокеанского спредингового хребта. Разная ориентировка разломных систем вполне коррелируется с представлением о глобальных геодинамических неоднородностях. Отсюда и нелинейная геодинамика, которая позволяет не фетишизировать детерминистский подход, не стремиться к чрезмерной унификации механизмов, отыскивая единые причины там, где их нет.

С этой точки зрения важно коснуться разломов, косо ориентированных по отношению к простиранию спрединговых хребтов.

Такое явление выражено в обоих океанах. В Индийском океане имеются два важнейших ареала их распространения: южная половина Аравийско-Индийского хребта и Западно-Индийский хребет. В первом случае соответствующий отрезок хребта имеет длину ~2000 км; он заключен

между крупными Маскаренским и Мальдивско-Лаккадивским поднятиями. Те разломы (Витязь, Вима, Арго, Мария Целеста и др.), которые всеми авторами рассматриваются в качестве трансформных, ориентированы здесь по отношению к меридиональному простиранию хребта под углом 40° – 45° и направлены с юго-запада на северо-восток (рис. 3). Это крупные разломные структуры, длина которых часто превышает 1000 км [3, 6]. Смещение сегментов хребта по ним варьирует в пределах 80–180 км. Все разломы выражены глубокими ущельями, глубина которых может достигать 6 км, и обрамлены с обеих сторон высокими хребтами. Им свойственны тектонизированные породы, и местами проявлен молодой вулканизм. Осадки в них распространены неравномерно, и мощность их обычно невелика [8]. Время образования этой системы разломов оценивается концом среднего миоцена. Но они тектонически активны и в настоящее время. Ключевым моментом в генезисе системы является нелинейный геодинамический эффект, вызванный сжатием структуры вследствие сопротивления спрединговым силам боковых Маскаренского и Мальдивского поднятий.

Что касается Западно-Индийского хребта, то в нем косоориентированные поперечные разломы прослеживаются по всему его протяжению. Ориентировка хребта северо-восточная, а простирание разломов субмеридиональное. Угол, как и в предыдущем случае, значительный – 35° – 40° . Длина разломов изменчивая, но не менее, а иногда и более значительная, чем в Аравийско-Индийском хребте. В данном случае в пределах периферии хребта нет боковых “ограничителей”, препятствующих спрединговому движению. Породы в пределах хребта тектонизированы. Отмечается его большая тектоническая расчлененность, включающая элементы раздвиговых деформаций. Совокупность морфоструктурных особенностей позволяет полагать, что хребет подвержен общему растяжению. Это особенно ясно видно на его северо-восточном окончании, где хребет внедряется в Главный ствол Индоокеанской рифтовой системы, образуя здесь тройное сочленение Родригес. Линейные магнитные аномалии выявляют молодость современной структуры хребта, которая, однако, согласно данным спутниковой гравиметрии, во многом наследует геодинамику позднего мела–кайнозоя. Продольное растяжение, внося столь значительное отклонение в структурный процесс, отражает вмешательство в структурообразование фактора нелинейной геодинамики.

Такое заключение подкрепляется структурным анализом Африкано-Антарктического хребта, являющегося геодинамической связкой Атлантической и Индоокеанской рифтинговых систем. Здесь

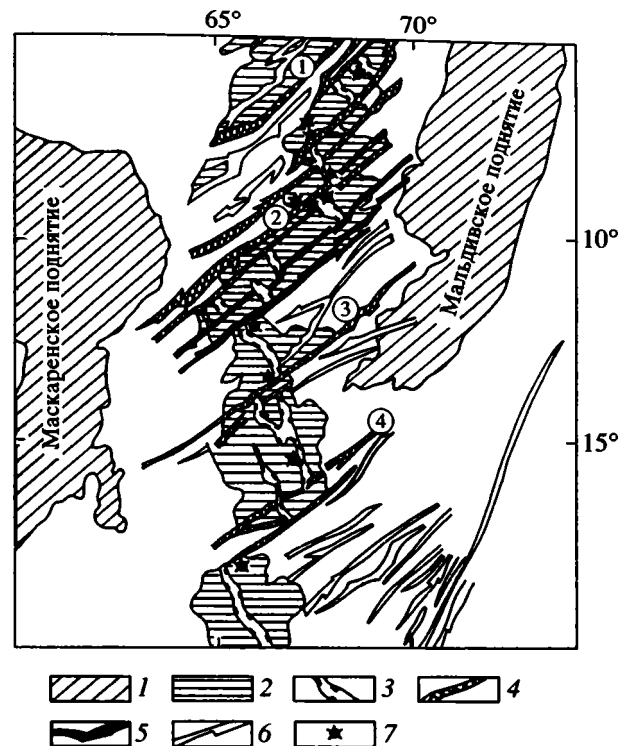


Рис. 3. Косоориентированные разломы в южной части Аравийско-Индийского хребта [6] (упрощено)

1 – поднятия рамы; 2 – сводовая часть хребта; 3 – рифтовые зоны; 4 – разломы: 4 – пересекающие хребет, 5 – разделяющие северный и южный сегменты, 6 – фланговые односторонние; 7 – вулканы. Цифры в кружках – разломы: 1 – Витязь, 2 – Вима, 3 – Арго, 4 – Мария Целеста.

существует особенно большая тектоническая расчлененность, с деформациями, включающими продольные сдвиги (рис. 4). Рифтовая зона на отдельных участках не выражена. Некоторые косые разломы имеют с простиранием хребта очень небольшой угол. Здесь совмещаются признаки спредингового процесса и продольных сдвиговых деформаций. Хребет Шписс проградирует в северо-западном направлении, в район о-ва Буве, где и включается в структуру тройного сочленения того же названия. Общее продольное растяжение Африкано-Антарктического хребта по всем структурным и геодинамическим признакам проявляется вполне отчетливо.

В данном случае речь шла уже об Атлантическом океане. Другой пример косо ориентированных разломных структур в Атлантике относится к сегменту срединного хребта, лежащему между крупными ортогональными разломами Сьерра-Леоне и Зеленого Мыса. Соответствующий сегмент простирается в северо-западном направлении, тогда как поперечные разломы ориентированы



Рис. 4. Разломные структуры Африкано-Антарктического хребта по данным спутниковой гравиметрии [20] Черные линии – разломы. Точками околонтурены хребты. Двойные линии – отрезки рифтовых зон. Хорошо видно сдвиговое смещение хребтов вдоль демаркационной разломной зоны Принс Эдвард. Разломы косо пересекают хребты. Буквенные обозначения: ААХ – Африкано-Антарктический хребет, ЗИХ – Западно-Индийский хребет.

субширотно (рис. 5). Угол составляет 25° – 35° . К числу таких разломов принадлежат разломы Долдрамс, Архангельского, Вима, Меркурий, Марафон и ряд других, менее значительных. Все они естественно вписываются в общую систему разломов Центральной Атлантики и соответственно имеют единую с ними природу. Но в то же время сегмент лежит в пределах зоны разграничения центральной и южной областей Атлантического океана, их геодинамического раздела. Именно по ней происходит главная поперечная трансформация движений в огромной сигмоиде Срединно-Атлантического хребта. С.Г. Сиклотнев, специально изучавший возможные причины отклонения хребта (устное сообщение), связывает это отклонение с влиянием глубинного Африканского суперплюма, который обладает тенденцией смещения в западном направлении, выявляемого сейсмической томографией.

Приведенные данные о косо ориентированных разломах свидетельствуют о разнообразии и полигенности в океанах геодинамических обстановок. Каждая из них отражает специфические геодинамические поля в глубинных геосферах.

ТРОЙНЫЕ СОЧЛЕНЕНИЯ

Тройные сочленения спрединговых хребтов представляют существенный интерес как с тектонической, так и с геодинамической точки зрения. Это узлы схождения разных геодинамических систем, где в конечном счете, в зависимости от доминанты какой-либо из них (либо их пар), может происходить кардинальная перестройка структурного плана обширных областей Земли.

Проведем сравнение тройных сочленений Родригес (Индийский океан) и Буве (Южная Атлантика). Это будет сделано вкратце, так как недавно опубликована специальная работа на эту тему [15].

Тройное сочленение Родригес находится в западном секторе Индийского океана, в 900 км южнее о-ва Родригес. Здесь сочленяются Аравийско-Индийский, Центрально-Индийский¹ и Западно-Индийский спрединговые хребты. Каждый из них специфичен по своему строению. Но помимо морфоструктурного облика, они отличаются также особенностями магматизма и глубинного строения. В публикации [21] предполагается различие в термальном состоянии их мантии. Наиболее контрастными особенностями отличается Западно-Индийский хребет.

Рисовка сочленения Родригес в плане выглядит в виде внедряющегося острым углом Западно-Индийского хребта в главный ствол Индоокеанской рифтовой системы (рис. 6) [22]. Хребет уже наполовину рассекает эту систему, вызвав отворот к востоку ее северного сегмента с соответствующим изменением простирания структур в его пределах. Магнитные аномалии свидетельствуют об очень молодом тектогенезе в данном регионе, притом, по имеющимся данным, тектоническая активность продолжается и в настоящее время.

В тройном сочленении Буве сходятся Срединно-Атлантический, Африкано-Антарктический и Американо-Антарктический хребты. Первый из них можно определить как стержневой; он хорошо развит и имеет длительную геологическую историю. Южнее тройного сочленения хребет не протягивается. С востока в этот район подходит Африкано-Антарктический хребет, структуры которого, как уже отмечалось, проградируют в северо-западном направлении. Крайняя из них – молодой хребет Шписс, фиксирующий предположительно начальную фазу формирования нового рифта [9]. Он уже очень близко подошел к осевому рифту Атлантического хребта; их разделяет расстояние не более 10–15 км. Американо-Антарктический хребет внедряется с запада.

¹ В зарубежной литературе обозначается как юго-восточный Индоокеанский хребет.

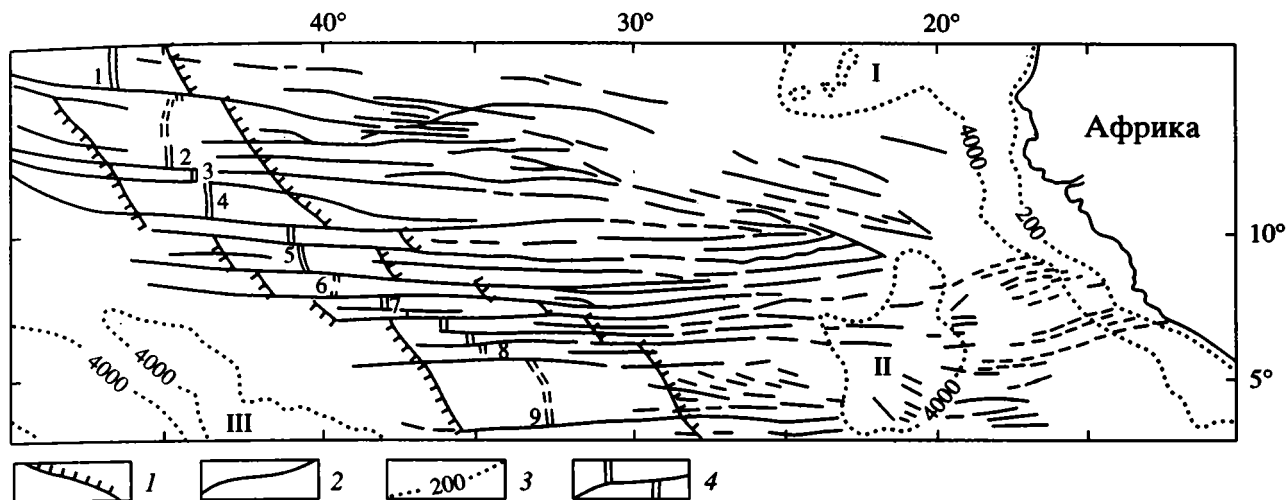


Рис. 5. Соотношение простираний разломных структур и срединного хребта (САХ) в приэкваториальной зоне Атлантики

1 – контуры САХ, близкие к изобате 4000 м; 2 – разломы; 3 – изобаты, м; 4 – рифтовая зона. Цифры на рисунке: I–III – поднятия: I – о-вов Зеленого Мыса, II – Сьерра-Леоне, III – Сеара; 1–9 – главные разломы: 1 – Зеленого Мыса, 2 – Марафон, 3 – Меркурий, 4 – Вима, 5 – Архангельского, 6 – Долдрамс, 7 – Вернадского, 8 – Сьерра-Леоне, 9 – Страхова.

По тектоническим и геодинамическим особенностям он весьма похож на Африкано-Антарктический, и на него вполне можно распространить представление о том, что это зона сложных трансформных деформаций. Крайней северо-восточной структурой зоны является Граничный прогиб, который, как и хребет Шписс, лишь немногих километров не достигает Атлантического осевого рифта. Судя по особенностям магнитных аномалий, прогиб находится внутри зоны переработки атлантических морфоструктур и разрушения магнитного поля срединного хребта.

Таким образом, южный сегмент Срединно-Атлантического хребта в районе 55° ю.ш. поглощается двумя другими встречно развивающимися элементами сочленения Буве (рис. 7). Современная структура сочленения очень молодая, начало ее формирования датируется 1.6–2.0 млн. лет назад. Дальнейшее структурообразование в направлении редуцирования структур Срединно-Атлантического хребта может привести к становлению новой мощной рифтовой системы субширотного простирания, объединяющей Американско-Антарктический и Африкано-Антарктический хребты, а следовательно, и к кардинальной перестройке тектонического плана обширной области земной поверхности. Принципиально сходное явление может иметь место и в Индийском океане в случае дальнейшего продвижения на северо-восток Западно-Индийского хребта.

Можно видеть, что тройные сочленения Родригес и Буве – тектонически разные образования.

Их общей чертой является то, что современная структура в обоих случаях начала формироваться очень недавно, в плиоцене. Ведущим фактором при этом является агрессивное продвижение одной (Родригес) или сразу двух (Буве) составляющих трехлучевого узла, именуемого тройным сочленением.

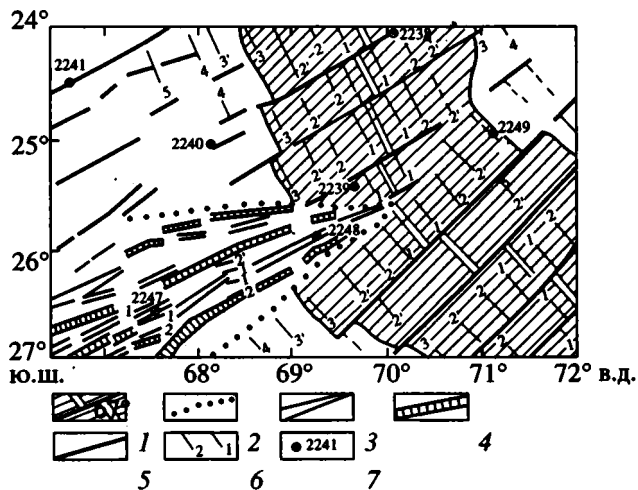


Рис. 6. Тройное сочленение Родригес [6]

1 – осевые рифты южной части Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского срединных хребтов; 2 – контуры проградирующего Западно-Индийского хребта; 3 – рифтовые долины в нем; 4 – внутренние гребневидные поднятия; 5 – разломы; 6 – линейные магнитные аномалии и их номера; 7 – станции 25-го рейса НИС Дмитрий Менделеев.

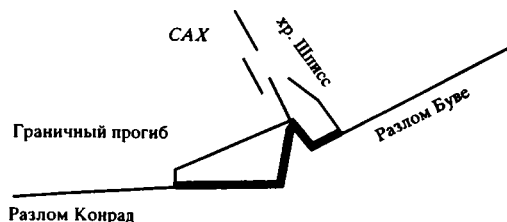


Рис. 7. Соотношения структур в районе тройного сочленения Буве [15]

Темной широкой полосой показана возможная геометрия структур ранее 1.6 млн. лет. Черные линии – структуры, активные в настоящее время. САХ – Срединно-Атлантический хребет.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РАЗВИТИЯ

Структурное развитие обоих океанов многоэтапно и неравномерно.

Атлантический океан начал образовываться в результате раскола Северной Америки и Африки 170 млн. лет назад. Рифтинг, продвигаясь с юга на север в течение 90 млн. лет, к концу мелового времени (кампан) достиг широт Средней Европы, образовав Центральную Атлантику. Южная Атлантика, образовавшаяся вследствие раскола Южной Америки и Африки, начала раскрываться несколько позже – 150 млн. лет назад и развивалась также в направлении с юга на север. Ее автономное существование продолжалось на протяжении 50 млн. лет. Соединение Южной и Центральной Атлантики относится лишь к альбскому времени (100 млн. лет).

Северную Атлантику океаногенез охватил 65 млн. лет назад. Если между тектоническими особенностями Южной и Центральной Атлантики можно усмотреть некоторое сходство, то строение Северной Атлантики, отличающейся большей пестротой и неупорядоченностью в распространении континентального, океанического и промежуточного типов земной коры, совершенно специфично. Эта область отделяет линейную спрединговую систему Северного Ледовитого океана, синхронную ей, от Атлантического океана как такового. Подробнее структурное развитие Атлантики автором рассмотрено в публикации [13]. В ней выявлен в значительной степени нелинейный характер развития Атлантики вообще и отдельных морфоструктур в частности. Это заключение очень важно для анализа тектонического и геодинамического развития Индийского океана, структурный план которого, как было показано, чрезвычайно прихотлив, настолько, что вполне правомерно говорить об общей структурной согласованности акватории.

Карты линейных магнитных аномалий показывают, что наиболее древние из них фиксируются на африканской, австралийской и индоанской перифериях океана. Интервал их значений М25–М5 отмечается в Северо-Австралийской впадине; в котловинах Гаскойн и Западно-Австралийской – интервал М10–М0; в Бенгальском заливе – М11–М0; в Сомалийской котловине – М25–М10; в Мозамбикской – М22–М0; между Африкой и Мозамбикским хребтом – М10–М0. Аномалия М10 идентифицируется в Центральной котловине, к югу от Индостана. Таким образом, все аномалии укладываются в отрезок времени, равный 30 млн. лет, разделяющий позднюю юру (155 млн. лет) и апт (~125 млн. лет). Все это – реликты неизвестных океанских структур, существовавших на месте Индийского океана в позднеюрское–раннемеловое время.

В остальных районах Индийского океана идентифицируются аномалии, начиная от нулевой и кончая номером 34. Выделяются несколько их систем, имеющих разный возрастной интервал и по-разному ориентированных, образующих в совокупности сложную мозаику. Проведенные палеотектонические реконструкции (см. [14]) позволяют отметить, что до позднего мела между Евразией и Гондваной существовал обширный клин древней Пацифики, вершина которого доходила до современного Восточного Средиземноморья. Праиндийский океан начал образовываться после разъединения гондванских континентальных масс Австралии и Индии. В позднем маастрихте тихоокеанский клин уже отсутствует. В эоцене, когда Индия присоединилась к Азиатскому блоку, Индийский океан разросся, но черты, близкие современным, он приобрел лишь в начале–середине миоцена. Соотношения систем магнитных аномалий показывают, что процесс самоорганизации океана протекал неравномерно, противоречиво и нелинейно.

Такой путь развития очень далек от “цикла Вилсона”. Работа Дж.Т. Вилсона [23], опубликованная свыше 30 лет назад, основывалась на материалах по Праатлантике и северной части Атлантического океана. Она постулирует непрерывную связь процессов континентального рифтинга, раздвига блоков, образования океана, схождения блоков, новообразования континентальной массы и т.д. Но в природе дело обстоит гораздо сложнее. Тихий океан, в силу его исключительной древности и тектонической специфики, из рассмотрения под таким углом зрения должен быть вообще исключен. Об Атлантическом океане говорить можно. К Индийскому океану, с его мозаичной гетерогенной структурой, многоспрединговой в прошлом, прикладывать доктрину Вилсона смысла не имеет. Все это следует учитывать при ретроспективных тектонических и геодинамических

построениях, при которых в основу кладется линейная геодинамическая концепция Дж.Т. Вилсона. В связи с нелинейностью структурообразования в океанах, как и формирования их самих, а также процессов закрытия океанов, в образовавшихся при этом покровно-складчатых сооружениях могут и должны иметь место незакономерные сочетания разнородных тектонических, фациальных и формационных комплексов.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. Тектоническое развитие Атлантического и Индийского мегаокеанов совершенно различно. Это выражается, в первую очередь, в характере развития спрединговых систем. В Атлантическом океане (Центральная и Южная Атлантика) происходило формирование спрединговой моносистемы. В Индийском океане положение спрединговых систем в ходе времени менялось. В этом смысле имеется некоторое сходство между Индийским океаном и Северной Атлантикой.

2. Различие в путях структурного развития явилось причиной разнотипного строения обоих мегаокеанов. Тектонический план Центральной и Южной Атлантики определяется простирающимся в его центральной части Срединно-Атлантическим хребтом, по обе стороны которого в талассогенах и приконтинентальных зонах распространены более или менее сходные морфоструктуры. Тектонический план Индийского океана рассогласован. Структура его талассогенов, а их в данном случае благодаря дополнительному Западно-Индийскому хребту существует три, не имеет одна с другой ничего общего. Внутреннее строение самих талассогенов также крайне разнородно и включает местами экзотические тектонические элементы (Восточно-Индийское поднятие, область деформаций в Центральной и Кокосовой впадинах и др.). То же относится и к периферическим областям (шельф, континентальный склон на африканской окраине и Яванский глубоководный желоб – на индонезийской).

3. Общая черта обоих мегаокеанов – нелинейный ход океаногенеза, явившийся следствием прихотливого распределения и изменчивости геодинамических полей в глубинных геосферах.

4. Океаны разграничены между собой либо ансамблями островных дуг: Карибским, Скотия, Индонезийским, либо крупнейшими разломными системами, каковыми являются Австралийско-Антарктическая система, Шпицбергенский разлом и разломная зона Принс Эдвард.

5. “Цикл Вилсона” как линейное, логически последовательное построение не приложим к сложно образованному Индийскому океану, если рассматривать его в целом. Что касается океанов

атлантического типа, то в принципе он может реализоваться при условии отсутствия в ходе геологической истории перестройки их спрединговой системы. На неотектоническом этапе развития Земли схождения раздвинутых ранее материков не наблюдается.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 95-05-14070).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов. Термины, понятия, справочные таблицы. Л.: ГУНИО Мин. обороны, 1980. 186 с.
2. *Ефимов В.Н., Турко Н.Н.* Сравнительный анализ морфометрических характеристик подводных гор Индийского океана // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. С.-Петербург: ВНИИ Океанология, 1995. С. 219–234.
3. *Кара В.И., Пилипенко А.И., Шербаков В.С.* Строение земной коры и структуры осадочных отложений в полосе Трансиндоокеанского геотраверза // Сов. геология. 1990. № 12. С. 22–29.
4. *Кашишцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра–палеоцен) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 55–68.
5. *Комарова О.И.* Морфология Срединно-Атлантического хребта и строение его магнитоактивного слоя как основа прогноза сульфидного оруденения (на примере Анголо-Бразильского геотраверза): Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Центр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-т цветных и благородных металлов, 1995. 24 с.
6. Литосфера Индийского океана по геофизическим данным. Киев: Наук. думка, 1990. 159 с.
7. *Марова Н.А., Алехина Г.Н.* Подводные горы Атлантического океана и особенности их распространения // Океанология. 1992. Т. 32. Вып. 1. С. 176–180.
8. Металлоносные осадки Индийского океана. М.: Наука, 1987. 168 с.
9. *Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М. и др.* Строение района южного сочленения Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40–57.
10. *Пуцаровский Ю.М.* Формационные категории океанов и морей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 3–8.
11. *Пуцаровский Ю.М.* Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 3–16.
12. *Пуцаровский Ю.М.* Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
13. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.
14. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.

15. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Тройные сочленения Буве (Атлантический океан) и Родригес (Индийский океан). Сравнительные аспекты // Докл. АН. 1996. Т. 346. № 1. С. 82–86.
16. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГИН РАН, 1995. 164 с.
17. Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Roex A.P. Neotectonic activity on continental fragments in the Southwest Indian ocean: Agulhas plateau and Mozambique ridge // J. of Geophys. Res. 1995. V. 100. № B4. P. 6199–6211.
18. Bonatti E. The ocean floor observations, theory and imagination // Intern. Symposium. Abstracts. Acad. Nazionale dei lincei. Roma, 1994. P. 5.
19. Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A. et al. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Atlantic discordance // Nature. 1988. V. 7. № 6174. P. 623–629.
20. Norton J.O. Plate motions in the North Pacific: the 43 million event // Tectonics. 1995. V. 14. № 5. P. 1080–1094.
21. Pyle D.G., Christie D.M. Geochemistry and geochronology of ancient southeast Indian and southwest Pacific seafloor // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B11. P. 22261–22282.
22. Rodriguez triple junction expedition in the Indian ocean. Hakuho maru KH93-3 research cruise, July 8–Sept. 17, 1993 // Preliminary cruise report. Ocean research Institute, University of Tokyo, 1995. 183 p.
23. Wilson J.T. Did the Atlantic close and then re-open? // Nature. 1966. V. 211. № 50050. P. 676–681.
24. Yu-shen Zhang, Tanimoto T., Stolper E.M. S-wave velocity basalt chemistry and bathymetry along the Mid-Atlantic Ridge // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1994. V. 84. № 1–4. P. 79–93.

Рецензент: Е.Е. Милановский

Tectonic Features of the Atlantic and Indian Oceans: A Comparative Study

Yu. M. Pushcharovsky

Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The geology of the Atlantic and Indian oceans is entirely dissimilar. The general structural style of the southern and central Atlantic Ocean is dominated by the north-south-trending Mid-Atlantic Ridge confined to the middle of the ocean. The Indian Ocean features tectonic irregularities and structural inconsistencies. Formation of oceanic crust within both the mega-oceans is a nonlinear process reflecting complex distribution and redistribution of geodynamic fields within deep-seated geospheres. Much of the data on nonlinear effects in the oceanic structural formation can be obtained from the study of fault tectonics (orthogonal and oblique faults). Together with island arcs, demarcation fracture zones (Australian-Antarctic, Prince Edward, and Spitsbergen) represent the structural boundaries of the oceans. As a logic pattern, the Wilson cycle may not be applied to the structurally complex Indian Ocean as a whole. Conceptually, it may be realized only in Atlantic-type oceans, provided that no reorganization of a single spreading center takes place in their geologic history.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

© 1996 г. Ф. А. Летников, В. Б. Савельева, Д. Е. Гореванов, В. А. Халилов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 18.08.94 г.

На основании изучения внутреннего строения зон глубинных разломов на Кокчетавской глыбе и в Прибайкалье установлено, что в зонах глубинных разломов под действием глубинных флюидов широко проявляются процессы формирования синтетектонических метасоматитов, имеющих облик типичных метаморфических пород. Для интракратонных зон глубинных разломов, пересекающих зрелую докембрийскую литосферу, характерно проявление калий-кремниевое метасоматоза, а для межблоковых – явления базификации и привнос значительных количеств мантийного углерода. Судя по изотопным датировкам, зоны глубинных разломов являются долгоживущими – от 100 до 150 млн. лет – линейными тепловыми и динамическими аномалиями периодического действия, когда наиболее интенсивные процессы метаморфизма и метасоматоза проявлялись в сравнительно короткие промежутки времени (не более 10–15 млн. лет).

В последние годы благодаря детальным работам по изучению процессов преобразования горных пород в зонах глубинных разломов сформировалось принципиально новое представление о специфичности этих структур и выявились главные генетические особенности их проявления на различных *P-T* уровнях литосферы [7, 10, 13, 14].

Под глубинными разломами нами понимаются диссипативные деструктивные линейные зоны глубокого заложения, проникающие в верхнюю мантию и характеризующиеся широким развитием явлений флюидного тепло- и массопереноса из нижних горизонтов литосферы по всему объему разлома. Иными словами, “тело” разлома длительное время является активным флюидопроводником, когда в толще пород возникает и функционирует эффективная система массопереноса. С позиций синергетики сам разлом является открытой динамической неравновесной самоорганизующейся системой, когда режим развития его и длительность функционирования определяются набором управляющих параметров. Возникновение разломов, режим их функционирования, весь комплекс эндогенных процессов в них и в приразломном пространстве обуславливается степенью зрелости литосферы, в которой они закладываются [9, 12, 14].

Отличительной особенностью зон глубинных разломов является исключительно широкое проявление процессов синтетектонического метасоматоза, когда рассланцованные породы тектонических зон

являются синтетектоническими метасоматитами, отличающимися по механизму формирования от типичных метаморфических пород.

Если в коровых разломах процесс образования милонитов и иных тектонитов протекает в изохимических (вернее, квазиизохимических) условиях, то в зонах глубинных разломов это преимущественно неизохимические процессы метасоматического преобразования пород, сопровождающиеся громадным по масштабам массопереносом петрогенных, флюидных и рудных компонентов [14]. Ибо даже в зонах межформационных разломов, характеризующихся значительной мощностью и протяженностью, которые обычно гаснут в коре, доминирующим является процесс изохимической перекристаллизации пород без значительного по масштабам массопереноса по вертикали. Так, в Куманских Малых Гималаях описана зона милонитов шириной 6–8 км, в которой не фиксируются процессы значительного привноса вещества и для всех 11 петрографических разновидностей милонитов устанавливается квазиизохимический характер процесса, когда по сравнению с исходными породами в милонитах незначительно возрастает количество H_2O и CO_2 и перекристаллизация породы сопровождается перераспределением компонентов между минералами [25].

Подобные примеры можно продолжить, но во всех типичных случаях в структурах такого рода образовались тектониты изохимического типа при незначительном привносе и выносе вещества

из деформируемых пород. В горных породах, подвергшихся процессу изохимической деформации, очень редко фазовый состав породы остается без изменений. В любом случае пластические деформации, сопровождаемые частичным растворением и переотложением минералов *in situ*, приводят к образованию текстуры с четкой ориентацией зерен. В этом и заключается сходство механизмов формирования изохимических тектонитов и синтетектонических неизохимических метасоматитов, поскольку в том и другом случае процесс образования новых фаз протекает при длительном сохранении стресса, который и выступает в роли главного фактора, приводящего к формированию тектонитов с четкой ориентировкой породообразующих минералов.

В силу этого обстоятельства до сих пор нет четкого разделения собственно метаморфических пород и синтетектонических метасоматитов, имеющих одинаковую текстуру и структуру, что в итоге приводит к неверным геологическим выводам. Иногда синтетектонические метасоматиты выделяются в качестве стратиграфических единиц геологического разреза – свит или серий. Поэтому выделение фаций синтетектонических метасоматитов в полях метаморфических пород приобретает важнейшее значение для правильных геологических реконструкций. В еще большей мере это справедливо для ситуаций, когда метаморфические толщи с заключенными в них зонами синтетектонических метасоматитов вовлекаются в процессы складкообразования и уже вместе образуют единые складчатые формы. В подобных случаях синтетектонические метасоматиты во вторичном залегании практически не распознаются и выступают как составные элементы складчатых образований, когда им приписывается статус стратиграфической единицы разреза. Изучение внутреннего строения зон глубинных разломов и сопряженных с ними метаморфических пород, проведенное нами на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) [6, 7, 11] и в Прибайкалье [2, 10, 14], позволяют сделать ряд выводов обобщающего характера. Следует подчеркнуть, что разделение на собственно метаморфические породы и синтетектонические метасоматиты возможно лишь после детальных геологических, петрологических и геохимических исследований, что и будет проиллюстрировано на конкретных примерах.

ЗОНЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЫ

Кокчетавская глыба была выделена Е.В. Шлыгиным [24] и является докембрийским срединным массивом в окружении завершенных и незавершенных каледонид. Докембрийский цоколь глы-

бы сложен протерозойскими метаморфическими породами зерендинской серии, в которых изотопные датировки уран-свинцовым изохронным методом по цирконам не превышают возрастных рубежей 1.9–2.1 млрд. лет [15, 23]. Породы зерендинской серии метаморфизованы в *P-T* условиях амфиболитовой фации, подверглись регрессивному метаморфизму и гранитизации в более поздние геологические эпохи и перекрыты с угловым несогласием субплатформенными рифейскими терригенными толщами шарыкской серии, регионально метаморфизованными в *P-T* условиях зеленосланцевой фации. В условиях эпирифейского субплатформенного режима на глыбе весьма активно проявилась эндогенная активизация, выразившаяся в привносе из мантии в земную кору по зонам активизации громадных масс гранитизирующих компонентов, что привело к широкому площадному росту гранито-гнейсовых куполов, на базе которых в палеозойское время (ордовик–девон) сформировались значительные по размерам массивы гранитоидов, достигающие в поперечнике нескольких десятков километров [6].

Судя по уран-свинцовым датировкам по отдельным зернам цирконов из плагiogнейсов и плагιοгранитов, на глыбе в интервале 1.3–1.7 млрд. лет проявилась более ранняя гранитизация, но гранито-гнейсовые купола этого этапа не сохранились и их составные фрагменты фиксируются среди пород зерендинской серии в межкупольных зонах или в удалении от гранитных массивов, где они не подверглись более поздней палеозойской существенно калиевой гранитизации.

Для Кокчетавской глыбы были выделены два главных типа зон глубинных разломов [6, 12]. Одни из них фиксируются лишь по данным геофизических исследований и выделены О.Д. Ивановым [3] как протяженные линейные зоны гравитационных минимумов шириной до нескольких километров, интерпретируемые в качестве линейных зон полихронной гранитизации в основании кристаллического цоколя глыбы. К этим зонам приурочены гранито-гнейсовые купола, и они рассматривались нами как дренирующие мантию структуры, по которым осуществлялся флюидный перенос гранитизирующих компонентов. На дневной поверхности эти зоны не обнажаются и выделены только на основании геофизических данных.

Собственно зоны глубинных разломов: Срединная, Чаглинская, Восточная и Южная – достаточно хорошо распознаются на основании совокупности геологических данных и лишь фрагментарно фиксируются геофизическими методами в тех случаях, когда вмещают значительные по размерам тела мантийных пород или густо насы-

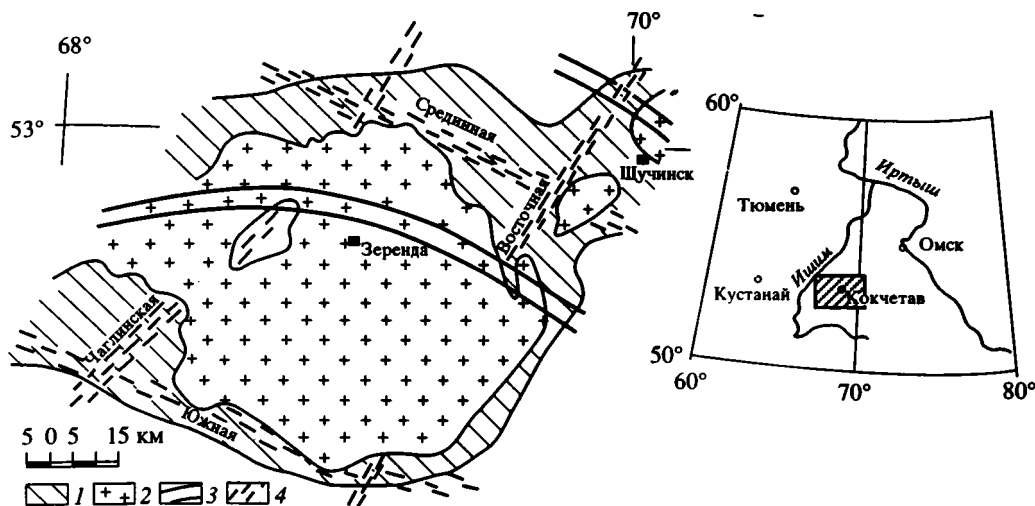


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Кокчетавской глыбы

1 – докембрийские метаморфические породы (зерендинская серия); 2 – гранитоиды палеозойского возраста; 3 – линейные зоны гранитизации; 4 – зоны глубинных разломов. На врезке показано положение рисунка.

щены дайками основного состава (рис. 1). Выделенные нами зоны глубинных разломов, интерпретируемые первоначально как зоны палеозойской активизации докембрийского основания [6, 11], при более детальном исследовании оказались в отдельных фрагментах структурами более древнего возраста. Ширина зон глубинных разломов колеблется от 5 до 25 км, по простиранию некоторые из них прослежены на 150–200 км [6, 11]. В пределах этих зон наиболее интенсивному изменению подверглись породы зерендинской серии, в перекрывающих ее породах шарыкской серии метасоматические и метаморфические процессы проявились не столь интенсивно и не всегда распознаются достаточно однозначно. В ходе многолетних исследований было установлено, что внутреннее строение зон глубинных разломов характеризуется определенным набором пород, в преобладающей массе являющихся высокотемпературными синтетектоническими метасоматитами с реликтами более ранних метаморфических и магматических пород, отражающих ранние стадии формирования таких зон. Отличительной чертой внутреннего строения зон глубинных разломов является преобладание неизохимических синтетектонических метасоматитов над изохимическими собственно метаморфическими породами. Установление этого факта позволило вычлени из зерендинской серии так называемую жолдыбайскую свиту – ансамбль внутриразломных синтетектонических метасоматитов, представленных мусковитовыми, мусковит-биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами с реликтами эклогитов, амфиболитов и гнейсов.

Там, где процессы калиевого метасоматоза проявились наиболее интенсивно, например на участке Кулет, мощность мусковитовых сланцев (более 90% мусковита) достигает в некоторых случаях более 1 км. Таким образом, в зерендинской серии выделяются три группы метаморфических и метаморфо-метасоматических пород:

1. Наиболее ранние преимущественно протерозойские породы зерендинской серии: гнейсы, амфиболиты, карбонатные породы – мраморы и доломиты, кварц-карбонатные сланцы и плаггиосланцы переменного состава.

2. Комплекс пород зон глубинных разломов, развивающихся по породам зерендинской серии. Это синтетектонические метасоматиты калиевой линии, представленные мусковитовыми или мусковит-биотитовыми сланцами с гранатом и дистеном с реликтами тел гнейсов, эклогитов и гранатовых амфиболитов, отражающих более ранние этапы существования зон глубинных разломов.

3. Комплекс пород, возникших в результате наложения на породы двух перечисленных выше типов процессов гранитизации, кислотного и щелочного метасоматоза в ореолах растущих палеозойских куполов, по сути дела, завершившего процесс преобразования кристаллического докола докембрия Кокчетавской глыбы. Аномальный рост куполов привел к уничтожению значительной части метаморфического протерозойского субстрата и комплекса пород, сформировавшегося в зонах глубинных разломов, и замещению его гранитами, гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами. В ореоле гранитизации карбонатные породы метаморфического разреза во многих случаях скар-

нированы с наложением более низкотемпературных процессов Ca–Mg–Fe метасоматоза.

Таким образом, задача распознавания комплекса пород, приуроченных к зонам глубинных разломов, сводилась к детальному картированию отдельных участков таких зон, с выделением границ самой зоны – с преимущественным развитием синтетектонических метасоматитов, околоразломного пространства, где роль метасоматоза убывает, и зоны преимущественно кондуктивного теплопереноса, представленной изохимическими метаморфическими породами различного состава. Если тепловой фронт от зоны глубинного разлома распространяется по породам высоких ступеней метаморфизма, то в этом случае приразломная метаморфическая зональность распознается с большим трудом или может в новых минеральных парагенезисах вообще не проявиться.

Как нами было показано ранее [6, 11], глубинные разломы Кокчетавской глыбы являются долгоживущими интракратонными мобильными зонами, проявление эндогенных процессов в которых имеет дискретный характер. Для некоторых из них характерны и новейшие неотектонические движения, благодаря чему иногда на десятки километров они наследуются речной сетью и хорошо прослеживаются в современном рельефе. Некоторые зоны однозначно фиксируются линейным расположением гелиевых аномалий.

Изотопное датирование метаморфических пород в изученных зонах весьма проблематично, ибо в настоящее время наиболее древние породы существенно преобразованы и установить их природу практически невозможно. Неоднократное воздействие высоких температур и давлений привело к нарушению изотопных систем в породах, что обусловило неинформативность изотопного датирования. Судя по последним данным В.С. Шацкого и Н.В. Соболева [23, 26], возраст эклогитов, определенный Sm–Nd изохронным методом, составляет 756 ± 168 млн. лет, разброс в ± 168 млн. лет вызывает сомнение в достоверности полученных возрастов. Вместе с тем, эти же исследователи по отдельным участкам и телам эклогитов дают статистически значимый набор цифр в очень узком интервале значений, определенный тем же Nd–Sm методом: линейная изохрона эклогитов участка Кумды-Куль 528 ± 7 млн. лет, внутренняя изохрона для амфибол-гранат-цойзитовой породы с участка Кулет 522 ± 5 млн. лет [23, 26]. По сути дела, все изученные В.С. Шацким и Н.В. Соболевым эклогиты размещаются в пределах выделенных нами зон глубинных разломов и за их пределами не встречаются. Это обстоятельство предопределило большой разброс значений на изохронной диаграмме и значитель-

ные колебания ϵ_{Nd}^0 , не говоря уже о том, что модельный возраст эклогитов варьирует в широких пределах – 0,1–2,1 млрд. лет и не имеет никакого генетического смысла, на что указывают сами авторы [23].

В данном случае нарушения Sm–Nd системы в эклогитах происходили неоднократно в соответствии с этапностью проявления в зонах разломов процессов эндогенной активности, сопровождаемой изменением P , T и флюидного режима. Именно это обстоятельство и обусловило в некоторых случаях несоответствие изотопных датировок возраста пород и их взаимоотношений. Так, гранат-мусковитовые сланцы, являющиеся синтетектоническими метасоматитами, повсеместно замещают эклогиты [10], но, по данным Sm–Nd метода (по породе), сланцы имеют возраст 549 ± 22 млн. лет, а эклогиты – в интервале $522–528 \pm 7$ млн. лет [23, 26].

Если учесть возраст метаморфических пород зерендинской серии из различных частей Кокчетавской глыбы, который по разным изохронам варьирует в пределах 1,6–2,1 [15] и 2,19–2,65 млрд. лет [23, 26], то, судя по изохронным U–Pb датировкам цирконов пород зерендинской серии, главным образом гнейсов, отобранных в зонах разломов или околоразломном пространстве, во всех случаях отмечается более молодой возраст метаморфических пород. Из сопоставления изотопных датировок Sm–Nd методом [23, 26] и U–Pb по цирконам [15] очевидно, что:

1) гнейсы зерендинской серии имеют значительно более древний возраст, чем эклогиты и алмазоносные бластомилониты по гнейсам Кумды-Куля;

2) максимальные давления в зонах глубинных разломов, сопровождавшиеся образованием эклогитов, судя по приведенным выше изотопным данным, вероятнее всего, проявились в интервале 522–530 млн. лет. После этого тектонического цикла в очень узком временном интервале (несколько миллионов лет) произошло формирование алмазоносных бластомилонитов по гнейсам и сопряженным с ними тектонитам иного состава;

3) тектонические преобразования пород и образование эклогитов в зонах глубинных разломов завершились мощным K–Si метасоматозом, проявившимся в формировании мусковитовых сланцев по всем ранее образовавшимся силикатным породам в интервале 420–440 млн. лет [15]. По данным U–Pb изохронного метода по цирконам, наложение процессов мусковитизации на гнейсы приводит к омоложению возраста этих пород [15].

В пределах зон глубинных разломов неоднократно отмечаются серии даек диабазовых пор-

фиритов, секущих мусковитовые сланцы. Судя по тому, что они же секут грейзеновые тела, приуроченные к позднедевонским гранитам, возраст их последевонский или, в крайнем случае, позднедевонский. Таким образом, функционирование зон глубинных разломов в интервале времени от образования в них эклогитов и до мусковитовых сланцев укладывается в промежуток времени 100–110 млн. лет, когда наиболее интенсивные процессы метаморфизма и метасоматоза проявились в сравнительно короткие временные интервалы, составляющие не более 10–20 млн. лет. Исходя из этого, очевидно, что зоны глубинных разломов на Кокчетавской глыбе являются долгоживущими линейными тепловыми и динамическими аномалиями периодического действия.

ЗОНЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Пограничное положение Западного Прибайкалья между Сибирской платформой и ее складчатым обрамлением предопределяет разнообразие геологических обстановок, в которых проявляются зоны глубинных разломов. Для данного региона ранее нами была установлена тесная связь эндогенных процессов в зонах глубинных разломов со степенью зрелости литосферы, в которой данный разлом заложился [12]. В силу проявления этой закономерности возникают ситуации, когда в приграничных зонах двух отличных по степени зрелости литосферных блоков в непосредственной близости одна от другой (иногда это расстояние составляет 1–2 км) фиксируются зоны глубинных разломов близкого возраста, но с резко различным стилем всех эндогенных процессов, проявленных в этих зонах.

Наиболее типичными антиподами в этом плане являются зоны Приморского и Чернорудско-Баракчинского разломов.

Приморский глубинный разлом относится к разряду краевых тектонических структур Сибирской платформы, являясь частью ее краевого шва (рис. 2). Он представляет собой протяженную сложно построенную зону шириной от 2 до 5 км, состоящую из тектонитов различной степени зрелости, облекающих более крупные блоки менее измененных пород. Разлом заложился в породах протерозойского возраста, преимущественно гранитах приморского комплекса и метаморфических породах ольхонской и сарминской серий, четко выделяется на космоснимках и хорошо трассируется на местности. Нами изучалась зона разлома на протяжении более чем 150 км от устья р. Бугульдейки до мыса Калтыгей. Субстратом, по которому развиваются тектониты, являются, главным образом, гранитоиды приморского комплек-

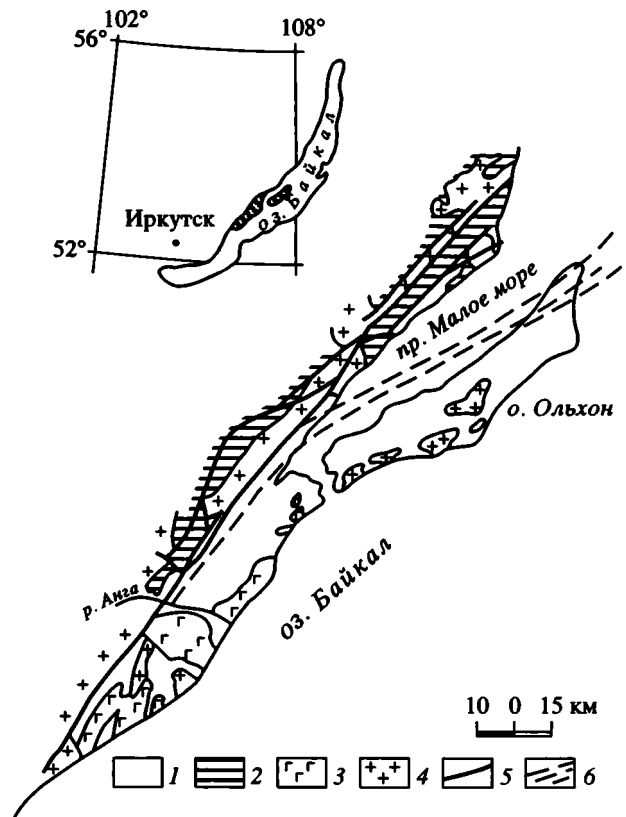


Рис. 2. Схема геологического строения Приольхонья 1, 2 – серии: 1 – ольхонская и ангинская, 2 – сарминская; 3 – габбро; 4 – граниты; 5 – дислокации зоны Приморского разлома; 6 – Чернорудско-Баракчинская тектоническая зона.

са; дайки диабазов, секущие граниты, гнейсы и сланцы сарминской серии; и, в меньшей степени, мраморы, гнейсы и амфиболиты ольхонской серии. Исходные породы подразделяются на два преобладающих петрохимических типа: меланократовый – амфиболиты, амфибол-плаггиоклазовые сланцы и лейкократовый – гранитоиды, пегматоиды и кварциты. Тектониты по этим породам могут быть по степени структурно-вещественных изменений отнесены к двум типам: квазиизохимическому, наиболее характерному для лейкократовых протолитов, и неизохимическому – продукту K-Si метасоматоза.

Наиболее контрастные изменения претерпевают меланократовые породы. Определяющим метасоматическим процессом в них является биотитизация. Зрелые синтетектонические метасоматиты по меланократовым породам имеют кварц-альбит-эпидот-биотитовый и кварц-альбит-полевошпат-мусковит-хлоритовый состав и бластомилонитовую структуру. Рассланцевание и милонитизация сопровождаются привнесением калия и кремнезема (при этом содержание натрия может

оставаться на прежнем уровне или уменьшаться), с чем связана массовая биотитизация амфиболов. Для хлорит-мусковитовых сланцев присущи максимальные содержания К и Mg.

В случае пересечения разломом гранитов приморского комплекса можно проследить все многообразие переходов протолит–катаклазит–изохимический милонит–синтектонический метасоматит. Изохимическая милонитизация гранитов обычно сопровождается перекристаллизацией и образованием кварц-полевошпат-биотит-мусковитовых милонитов. Наиболее зрелыми синтектоническими метасоматитами по обоим типам пород являются сланцы кварц-полевошпат-слюдистого состава, крайние члены метасоматического процесса, не зависящие от исходного состава породы. Процесс преобразования пород может завершиться на любой из стадий, что подтверждается чередованием в разрезе в непосредственной близости один от другого слоев изохимических и неизохимических тектонитов различной степени зрелости. Формирование тектонитов завершается слабым проявлением карбонатных прожилков, которые развиваются по сланцеватости или секут ее.

Наиболее древним достоверно установленным субстратом, по которому формируются тектониты зоны Приморского разлома, являются гранитоиды приморского комплекса, имеющие возраст 1870–1930 млн. лет [1]. На основании U-Pb, Sm-Nd и K-Ar определений абсолютного возраста метаморфических пород Приольхонья [1] породы ольхонской серии относятся к палеозою, так как весь спектр определений абсолютного возраста их различными методами укладывается в рамки 410–490 млн. лет. Породы сарминской серии имеют более сложную историю. Изотопными методами для них получен раннепротерозойский возраст субстрата, который был интенсивно переработан в палеозое. Возраст субстрата пород сарминской серии, определенный в 1890 ± 25 млн. лет, хорошо согласуется с возрастом внедрения синметаморфических гранитов приморского комплекса. Время палеозойской переработки пород сарминской и ольхонской серий определено изохронным U-Pb методом по цирконам в 465 ± 70 млн. лет и совпадает с временем каледонского метаморфизма (490 ± 10 млн. лет) [1]. По этим же данным в породах ольхонской серии устанавливаются блоки метаморфических пород с протерозойскими датировками их возраста [1].

В.А. Халиловым U-Pb методом по цирконам из тектонитов зоны Приморского разлома и вмещающих их пород были проведены определения абсолютного возраста этих пород. Все эти определения хорошо согласуются с ранее полученными данными по абсолютным возрастам метамор-

фического комплекса Приольхонья и гранитоидов приморского комплекса [1]. По этим пробам цирконов из кварц-мусковитовых и кварц-полевошпатовых бластомилонитов из зоны Приморского разлома цифры абсолютных возрастов укладываются в узкий интервал от 488 до 570 млн. лет. Эти последние данные хорошо согласуются с полученными ранее [1, 17, 18, 21] и позволяют более полно представить геологическую историю Приольхонья.

Геохимическая характеристика пород зоны Приморского разлома дана на основании изучения распределения 14 элементов (K, Na, Li, Rb, Sn, U, Th, Ni, Co, Cr, V, Pb, Zn, Be) и результатов флюидного анализа (CO_2 , CH_4 , CO, H_2 , H_2O). Геохимические профили имеют сложную форму, которая определяется, с одной стороны, составом исходных пород и преобладающим типом и интенсивностью метасоматоза, с другой. Характерна обратная корреляция Na и K, Rb и Sr. В синтектонических метасоматитах по гранитам происходит рост содержания K и снижение Na, Li и Rb, которые четко отбивают наиболее зрелые синтектонические метасоматиты; максимальная их концентрация приурочена к мусковитовым и полевошпатовым разностям. По мере удаления от осевой части разлома отмечено постепенное снижение содержаний этих элементов. При нарастании процессов метасоматоза устанавливается тенденция к выносу из зоны разлома Co и привносу Pb и Sn. Максимальные количества Pb фиксируются на уровне полевошпатового метасоматоза. В мусковитовых разностях тектонитов привнос свинца значительно меньше, чем в полевошпатовых. Никель, скандий, хром и ванадий выносятся из тектонитов по лейкократовым породам, отлагаясь в комплементарных гранат-эпидот-амфиболовых и биотит-амфиболовых разностях синтектонических метасоматитов. Достаточно высокая корреляция наблюдается между ураном и торием. Абсолютные содержания тория на порядок выше, чем урана. Максимальные содержания этих элементов приурочены к полевошпатовым разностям тектонитов. Имеется общая тенденция к обогащению зоны разлома этими элементами.

Зона разлома четко отбивается от вмещающих пород по количественному содержанию и качественному составу флюидов. К таковым относятся: снижение содержания H_2 , повышение доли H_2O , значительное увеличение суммы флюидных компонентов, снижение коэффициента восстановления флюида $K_{\text{вос}} = (\text{H}_2 + \text{CO})/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$. Наблюдается прямая зависимость между интенсивностью проявления метасоматических процессов и степенью окисленности флюида. Формирование тектонитов на всем протяжении зоны Приморского разлома происходило в обстановке воздействия

окисленного кремний-щелочного флюида. В наиболее проницаемых зонах метасоматоз обусловил образование зрелых тектонитов кварц-полевошпат-слюдистого состава, характеризующихся наиболее окисленным типом флюидов.

Для зоны Приморского разлома характерна завершенность эндогенных процессов на стадии формирования зрелых синтетектонических метасоматитов. Дак или штоков магматических пород, секущих тектониты, в разломе на протяжении 170 км встречено не было.

Чернорудско-Баракчинская зона. Зона сочленения фундамента Сибирской платформы и складчатого обрамления трассируется Чернорудско-Баракчинской зоной глубинного разлома, которая протягивается в Приольхонье от долины р. Анги до п-ова Хадарта на 50 км при ширине от 1 до 5 км. Затем она меняет простирание на восток-северо-восточное и, расширяясь, прослеживается на о-вах в Малом море и северной части о-ва Ольхон. Со стороны платформы зона развивается по метаморфическим и магматическим породам докембрия и представлена системой зон тектонитов разной степени зрелости. Со стороны складчатого обрамления зона выражена наиболее четко при высокой степени дислоцированности и преобразования пород ольхонской серии (см. рис. 2).

Всеми геологами отмечается своеобразный набор пород, слагающих эту зону [19]. В отличие от остальной территории Приольхонья, где преобладают биотитовые (\pm гранат) гнейсы и мигматиты, здесь распространены метаморфизованные в условиях гранулитовой фации кристаллосланцы основного состава, пироксеновые плагиогнейсы, кальцитовые и доломитовые мраморы, кварциты, небольшие тела метабазитов и метаультрабазитов. Все эти породы содержат графит. Широко представлены разнообразные апокарбонатные и апосланцевые метасоматиты. В то же время гранитоиды распространены незначительно и представлены небольшими жилами и штоками. На основе изучения взаимоотношений между различными породами выявляется следующая последовательность проявления эндогенных процессов в Чернорудско-Баракчинской зоне: метаморфизм в условиях гранулитовой фации; высокотемпературный метасоматоз преимущественно базификатной направленности; внедрение сиенитов и гранитов, образование пегматитов.

Породы наиболее ранней генетической группы включают диопсид- и двупироксен-плагиоклазовые (\pm гранат), роговообманково-диопсидовые (\pm гранат) плагиосланцы ($Аn_{47-57}$), гиперстеновые и диопсидовые плагиогнейсы, биотитовые (\pm гранат) гнейсы, мраморы и кварциты. *P-T* условия метаморфизма, оцененные по разным вариантам дву-

роксеновых, гранат-ортопироксеновых и гранат-клинопироксеновых термометров и барометров, укладываются в основном в интервал 700–850°C и 8–9 кбар. Кристаллосланцы и плагиогнейсы характеризуются высокой степенью разгнейсованности (тонкополосчатая текстура) и нередко каткластическими и милонитовыми структурами при сохранении парагенезисов гранулитовой фации. В мраморах обычны текстуры пластического течения и разновеликие будины плагиосланцев и апосланцевых метасоматитов.

Противоположность интенсивно дислоцированным продуктам гранулитового метаморфизма представляют массивные нередко крупно- и гигантозернистые апосланцевые метасоматиты, широко распространенные по всей Чернорудско-Баракчинской зоне: клинопироксен-плагиоклазовые, клинопироксеновые, амфиболовые, скаполитовые и гранатовые. Судя по текстурам, образование их происходило в спокойной тектонической обстановке, а по наличию реликтов плагиосланцев среди них – после гранулитового метаморфизма. Метасоматиты слагают “пятна” среди плагиосланцев, площадь которых достигает десятых долей квадратного километра.

К наиболее ранним метасоматитам относятся клинопироксен-плагиоклазовые и клинопироксеновые, имеющие постепенные переходы между собой и с диопсидовыми плагиосланцами. Первые сложены основным плагиоклазом ($Аn_{53-96}$) и салитом ($f = 30-37\%$) и представляют собой лейко- и мезократовые неотчетливо полосчатые, реже массивные породы, часто со шпировидными обособлениями пироксена. Образование клинопироксен-плагиоклазовых метасоматитов происходит в результате привноса в плагиосланцы кальция и алюминия и представляет собой, по сути дела, процесс аортитизации плагиосланцев, когда основной плагиоклаз, разрастаясь, оттесняет клинопироксен и меланократовые полосы и шпировые обособления. Такого рода метасоматиты слагают участки среди плагиосланцев и пироксеновых апосланцевых метасоматитов.

В пироксеновых метасоматитах, напротив, происходит замещение плагиоклаза клинопироксеном; пироксены ситовидные, с многочисленными включениями плагиоклаза. Это меланократовые породы, от мелко- до гигантозернистых (размер минералов 10–15 см), сложенные фассаитом и салитом ($f = 21-32\%$) и реликтами основного плагиоклаза ($Аn_{54-80}$). Образование клинопироксеновых метасоматитов обусловлено привносом в плагиосланцы, наряду с кальцием, также магния и выносом алюминия и щелочей. Пироксеновые метасоматиты слагают участки среди пироксен-плагиоклазовых пород и плагиосланцев.

Амфиболовые и амфибол-плаггиоклазовые крупно- и гигантозернистые метасоматиты встречаются в виде "пятен" площадью до десятков квадратных метров среди плаггиосланцев, пироксен-плаггиоклазовых и пироксеновых апосланцевых метасоматитов; нередко слагают ядра изоклинальных складок и окружают жилы гранитоидов или находятся в переслаивании с гранатовыми плаггиомигматитами. Текстура массивная, реже директивная. При сопоставлении химических анализов исходных пород и метасоматитов из конкретных обнажений в одних случаях устанавливается повышенное содержание в метасоматитах Al, в других – Mg, Fe, Ca, иногда Na и K, то есть в целом процесс образования амфиболовых метасоматитов также имеет базификатную тенденцию, хотя происходит при более высоком парциальном давлении воды и с участием щелочей. Породообразующий амфибол близок по составу к паргаситу.

Весьма распространенным процессом в Чернорудско-Баракчинской зоне является скаполитизация, которая проявлена в самых разнообразных породах: продуктах регионального метаморфизма, ранних апосланцевых метасоматитах и гранитоидах на контакте с кальцитовыми мраморами. Однозначно установлено, что скаполитизация происходит после образования пироксен-плаггиоклазовых и пироксеновых метасоматитов, поскольку наблюдается замещение плаггиоклаза карбонат-скаполитом Me_{78-86} . Характерной особенностью скаполитов из разных участков Чернорудско-Баракчинской зоны является преобладание в составе дополнительной анионной группы CO_2 при крайне низких содержаниях SO_3 и Cl [20].

Гранатовые метасоматиты – более поздние образования, чем амфиболовые и скаполитовые, поскольку гранат часто встречается в виде каемок вокруг амфибола и развивается по скаполиту (в гранатовых скарнах гранат равновесен со скаполитом). Образование апосланцевых метасоматитов начинается с роста ситовидных и амбовидных порфиробластов граната, достигающих в диаметре нескольких сантиметров; по мере увеличения содержания граната порода превращается в гранатит с реликтами плаггиоклаза, клинопироксена и амфибола. Прогрессирующее замещение плаггиосланцев и ранних апосланцевых метасоматитов гранатом обусловлено привнесом в породы значительных количеств Fe, в некоторых случаях также Ca и Al и выносом Si, в большом количестве Mg, Na и K. Клинопироксены апосланцевых метасоматитов характеризуются повышенными по сравнению с пироксенами метаморфических пород содержаниями титана (соответственно 0–0.2 и 0.4–1.2 мас. % TiO_2) и Al^{IV} , что свидетельствует о кристаллизации в условиях повышенных температур и пони-

женных давлений [5, 22]. Амфиболы гигантозернистых метасоматитов по содержанию Al^{IV} также превосходят роговые обманки из плаггиосланцев гранулитовой фации ольхонской серии. Давление, судя по величине Al^{IV} , также оставалось высоким. Составы гранатов на диагностической диаграмме ложатся в поле гранулитовой фации. Таким образом, формирование метасоматитов, судя по их текстуре, происходило в спокойной тектонической обстановке, но при сохранении Чернорудско-Баракчинской зоне высокого теплового потока и повышенных давлений. Температура образования гранатовых метасоматитов составляла 650–800°C, $P = 7–8$ кбар (оценки по клинопироксен-гранат-плаггиоклазовым термометрам и барометрам).

Спокойная тектоническая обстановка, в которой происходило метасоматическое преобразование ольхонской серии, прерывалось подвижками по локальным тектоническим зонам. Такие зоны рассланцевания, сложенные мелко-среднезернистыми плаггиоклаз (An_{35-45})-амфиболовыми (\pm клинопироксен ферросалит или геденбергит, $f = 48–95\%$) сланцами, хорошо выделяются на фоне массивных пироксен-плаггиоклазовых и пироксеновых метасоматитов. Амфиболы сланцев по составу близки к амфиболам гигантозернистых метасоматитов, но содержат меньше Al^{IV} и больше K, соответственно, в среднем, 1.5 и 2.5 мас. %. $P-T$ условия этого процесса оцениваются значениями 700–800°C и 6–7 кбар. Амфиболитизация в таких зонах сопровождалась привнесом щелочей и Fe и выносом Mg.

Гранитизация в Чернорудско-Баракчинской зоне проявлена слабо и только вдоль отдельных зон мощностью в первые метры, где в плаггиосланцах появляются кислый плаггиоклаз (An_{34-36} до An_{18-25}), мелкие зерна кварца и микроклина. Постепенно порода осветляется и приближается по составу к субщелочному диориту. Диопсид и гиперстен в одних случаях сохраняются, в других диопсид замещается агрегатом кварца и амфибола, или же пироксен исчезает, а появляются ситовидные порфиробласты андрадит (13–15)-гроссуляр (24–29)-альмандинового (41–55 мол. %) граната. К продуктам гранитизации относятся также аподоломитовые скарны, мощность которых, однако, не превышает 2–3 м [19].

Магматические образования в Чернорудско-Баракчинской зоне представлены мелкими телами ранних метаультрабазитов, участвующих в складчатости, небольшими телами амфиболитизированных габброидов и дайками (первые метры) и штоками (первые десятки метров) гранитоидов. Среди гранитоидов выделяются диориты, сиениты, гранодиориты, плаггио- и лейкограниты, пегматиты. Дайки секут апосланцевые метасоматиты, по-

следние на контакте с жилами испытывают перекристаллизацию, в дайках отсутствуют закалочные фации. В северо-восточной части о-ва Ольхон встречаются мусковитовые граниты. Диориты (плаггиоклазиты) и сиениты (микрoклиниты) представляют собой крайние члены одного ряда, с широким спектром промежуточных разностей, причем количественно абсолютно преобладают сиениты и монцониты. Это высокотронциевые и высокобариевые породы, характерным аксессуарным минералом которых является графит с $\delta^{13}\text{C} = -(5.8-9.3)\%$. Спектр распределения РЗЭ для пород диорит-сиенитового ряда резко отличается от такового для плаггиогранита и мусковитовых гранитов и обнаруживает резко выраженную положительную европиевую аномалию при весьма низком суммарном содержании лантаноидов.

Как уже отмечалось, характерной чертой Черноурдско-Баракчинской зоны является широкое проявление графитовой минерализации в метаморфических породах, габброидах, пироксеновых апосланцевых метасоматитах и сиенитах в виде чешуек, розеток, радиально-лучистых скоплений и желваков. Изотопный анализ углерода графитов разных генетических групп показал обогащенность углерода тяжелым изотопом: $\delta^{13}\text{C}$ в графитах мраморов $-(1.3-3.1)$, кальцифира -7.4 , кварцитов $-(14-18.2)$, плаггиосланцев $-(7.2-11.7)$, пироксен-плаггиоклазовых метасоматитов $-(8-8.2)$, а плаггиоклазитов и сиенитов $-(5.8-9.3)\%$, то есть имеется явное сходство с углеродом мантийных образований.

Анализ флюидной составляющей плаггиосланцев, пироксен-плаггиоклазовых, пироксеновых и гранатовых апосланцевых метасоматитов и гранатовых плаггиомигматитов указывает на постепенное увеличение доли воды и уменьшение доли CO_2 во флюиде от ранних метасоматических процессов к поздним. Отношение $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ в пироксен-плаггиоклазовых и пироксеновых базификатах сохраняется, в среднем, на уровне, близком к плаггиосланцам, соответственно в метасоматитах устойчивы пироксен и графит. Образование гранатовых метасоматитов и гранатовых плаггиомигматитов происходит в более окислительной обстановке, при этом смена флюидного режима с относительно восстановительного (устойчив графит) на окислительный фиксируется широким проявлением наложенной на метаморфические породы и апосланцевые метасоматиты карбонат-скаполитизации. Иными словами, протекание метасоматических процессов в Черноурдско-Баракчинской зоне сопровождалось увеличением окисленности флюида (ростом $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$) и возрастанием отношения H/C .

В принципиально иной обстановке, в зонах интенсивной водородной проработки, происходило формирование амфиболовых сланцев-диафторитов. Близкие к ним по минеральному составу гигантозернистые амфиболовые метасоматиты образуются на участках локального повышения парциального давления водорода, но сохраняют отношения H/C во флюидной фазе, аналогичные таковым в пироксеновых метасоматитах. То есть если в зонах рассланцевания происходит глубокая проработка пород водородом и вынос соединений углерода (нигде в зонах рассланцевания не встречается графит), то при образовании амфиболовых метасоматитов CO_2 сохраняется во включениях и отмечается графит.

Датирование U-Pb методом по цирконам дупироксеновых плаггиогнейсов, выполненное В.А. Халиловым, показало, что гранулитовый метаморфизм в Черноурдско-Баракчинской зоне имел место 499 ± 18 млн. лет назад, в то время как гранулиты гиперстен-гранат-биотит-кордиеритового и биотит-гранат-силлиманитового составов мыса Калтыгей в Западном Прибайкалье, пространственно разобщенные с гранулитами Черноурдско-Баракчинской зоны, имеют, по данным В.А. Халилова, возраст 1878 ± 11 млн. лет. Для мелкозернистых калиевых сиенитов о-ва Баракчин U-Pb методом определен возраст 411–416 млн. лет, а для крупнозернистых и пегматоидных сиенитов ур. Улан-Харгана – 382–399 млн. лет. Выплавление пегматитов, завершающих цикл эндогенных процессов, происходило 376–378 млн. лет назад [16].

В заключение еще раз кратко охарактеризуем основные черты Черноурдско-Баракчинской зоны:

1. Цикл эндогенных процессов в этой зоне укладывается в интервал около 120 млн. лет и включает метаморфизм в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, высокотемпературный метасоматоз (преимущественно базификатной направленности), внедрение сиенитов и выплавление гранитов и пегматитов.
2. Изотопный состав углерода графита метаморфических пород и апосланцевых метасоматитов свидетельствует об участии в процессах метаморфизма и метасоматоза мантийного флюида.
3. Судя по особенностям составов породообразующих темноцветных минералов метасоматитов, метасоматическое преобразование ольхонской серии в Черноурдско-Баракчинской зоне происходило в условиях высокого теплового потока и повышенных давлений, хотя и более низких, чем при метаморфизме гранулитовой фации. В то же время массивные гигантозернистые текстуры метасоматитов указывают на спокойную тектоническую обстановку.

4. По времени метасоматоз кальциевого и магнезиально-кальциевого профиля (пироксен-плаггиоклазовые и пироксеновые метасоматиты) сменяется железистым (гранатовые метасоматиты).

5. Противоположность метасоматитам-базификатам, формирующимся в спокойной тектонической обстановке, представляют амфиболовые сланцы, формирующиеся в зонах расщепления и интенсивной водородной проработки, сопровождающейся привнесом щелочей и железа.

6. Вероятно, в интервале 416–382 млн. лет произошла активизация Чернорудско-Баракчинской зоны, с которой связано внедрение высокостропциевых и высокobarиевых калиево-натриевых и калиевых сиенитов, характеризующихся необычным спектром распределения РЗЭ и содержащих графит с мантийными соотношениями изотопов углерода.

7. Цикл эндогенных процессов в Чернорудско-Баракчинской зоне завершился формированием в спокойной тектонической обстановке крупно-блоковых пегматитов (376–378 млн. лет назад).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изучения совокупностей пород, слагающих тела глубинных разломов на Кокчетавской глыбе и в Прибайкалье, появляется возможность выявить очередность проявления в них эндогенных процессов и оценить их длительность, что в итоге позволяет определить время активной эндогенной жизни того или иного разлома и провести типизацию структур подобного ряда.

Из приведенных данных очевидно, что для интракратонных глубинных разломов, пересекающих зрелую докембрийскую литосферу, характерны многие черты сходства, выражающиеся, главным образом, в широком проявлении К–Si метасоматоза и развитии кварц-полевошпат-слюдистых или слюдистых синтетектонических метасоматитов, имеющих облик blastomylonitов или сланцев. При детальном исследовании их метасоматическая природа устанавливается однозначно. Масштабы метасоматоза таковы, что внутри разломного пространства формируются толщи пород, относимые при геологическом картировании к разряду свит или серий, что в итоге приводит к неверным геологическим выводам, когда комплексу пород, сложенному синтетектоническими метасоматитами, придается статус стратиграфической единицы разреза.

На примере Чернорудско-Баракчинской зоны видно, что для межблоковых зон глубинных разломов, дренирующих глубокие уровни мантии, характерен совсем иной стиль процессов, с широким развитием явлений базификации и привно-

сом восстановленными флюидами значительных количеств мантийного углерода, что проявляется в графитизации всех без исключения пород в таких зонах, включая и магматические. Глубинные разломы такого типа развиваются по периферии жестких докембрийских кратонов и срединных массивов.

Из сопоставления интракратонных и межблоковых зон глубинных разломов очевидно определяющая роль степени зрелости конкретного литосферного блока, в котором закладывается данный разлом, на характер и степень проявления в них эндогенных процессов. Более высоким энергетическим потенциалом и масштабами флюидного массопереноса обладают межблоковые зоны глубинных разломов палеозойского возраста. Это, по всей вероятности, объясняется высоким энергетическим потенциалом неистощенной астеносферы, которую дренируют эти разломы, закладывающиеся на молодой континентальной коре [7].

В жизни каждого глубинного разлома отмечаются три основные стадии развития:

1. Этап роста *P* и *T* с формированием типичных динамометаморфических пород, изохимичных по отношению к исходному субстрату. На этой стадии массоперенос флюидных компонентов из глубинного источника выражен неочетливо, а для петрогенных и рудных компонентов не проявляется вообще. Это очень важный этап в жизни глубинного разлома, ибо на этой стадии разлом формируется как геологическое тело и, самое главное, в нем начинает формироваться единая гиперсистема флюидного массопереноса из глубин литосферы по сланцеватости тектонитов. Именно единая система согласно расщепленных пород, уходящих в литосферу, является тем универсальным флюидопроводником, по которому начинается массоперенос флюидных, петрогенных и рудных компонентов по вертикали. Таким образом, стадия изохимических тектонитов, формирующих единую мегаструктуру массопереноса, подготавливает всю систему к проявлению в ней неизохимических тектонитов [8].

2. Синтетектонические неизохимические метасоматиты могут унаследовать созданную ранее сланцеватую текстуру пород или же в случае изменения плана деформации формировать свои расщепленные серии пород, секущие ранее сформированные изохимические тектониты [7]. По классификации Д.С. Коржинского [4], это типичные инфильтрационные метасоматиты с вертикальной метасоматической зональностью. После снятия ориентированных тектонических напряжений происходит перекристаллизация этих метасоматитов, или формирование новых

полнокристаллических разностей, в которых синтетектонические метасоматиты отмечаются в виде реликтов.

3. Полный цикл развития зоны глубинного разлома завершается снятием стрессовых напряжений, что благоприятствует развитию объемных метасоматитов и формированию на их основе локальных магматических камер. Судя по изотопным датировкам, в Чернорудско-Баракчинской зоне этот процесс занял около 20 млн. лет (от 430 до 410 млн. лет), после чего в зоне проявились секущие тела магматических пород мантийной и коровой природы.

Каждая зона глубинного разлома является самоорганизующейся геологической системой периодического действия, когда каждый предшествующий этап подготавливает проявление последующего. Так, процессы расщепления создают единую флюидопроводящую систему, что обуславливает широкое развитие метасоматических процессов. В свою очередь, метасоматические процессы выравнивают составы пород и подготавливают их для зарождения в них магматических очагов. В зависимости от сочетания различных факторов все три стадии развития глубинного разлома могут проявиться в разной степени, а третья стадия может и не проявиться вообще.

Если учесть, что с зонами глубинных разломов зачастую связаны зональные метаморфические комплексы, то проблема сопряженного изучения эндогенных процессов непосредственно в теле разлома и в околоразломном пространстве еще требует своего решения и в этом направлении следует ожидать принципиально новых научных достижений.

Авторы благодарны С.П. Кориковскому за конструктивные критические замечания, что, несомненно, повысило научный паритет данной статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект "Линейные энергоактивные зоны континентальной литосферы", № 93-05-9236).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
2. Гореванов Д.Е., Конорев В.И. Структурно-вещественные преобразования горных пород в зоне Приморского глубинного разлома (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 54–61.
3. Иванов О.Д., Мелентьев М.И. Основные черты геологического строения погребенного допалеозойского фундамента Кокчетавской глыбы // Вестн. АН КазССР. 1966. № 6. С. 16–24.
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 109 с.
5. Крылова М.Д., Галибин В.А., Крылов Д.П. Главные темноцветные минералы высокометаморфизованных комплексов: справочное пособие. Л.: Недра, 1991. 350 с.
6. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 218 с.
7. Летников Ф.А. Метаморфические породы Кокчетавской глыбы // Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. С. 181–187.
8. Летников Ф.А. Флюидная модель формирования литосферы // Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 6–17.
9. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 231 с.
10. Летников Ф.А., Бальшев С.О. Петрофизика и геоэнергетика тектонитов. Новосибирск: Наука, 1991. 146 с.
11. Летников Ф.А., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. С. 260–268.
12. Летников Ф.А., Казанский В.И. К проблеме вертикальной зональности и рудоносности глубинных разломов докембрия // Геология рудных месторождений. 1991. № 2. С. 15–24.
13. Летников Ф.А., Савельева В.Б. Тектонометаморфические породы // Классификация и номенклатура метаморфических горных пород. Новосибирск: ОИГГМ, 1992. С. 152–168.
14. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Бальшев С.О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск: Наука, 1986. 223 с.
15. Летников Ф.А., Халилов В.А. К проблеме изотопного датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // Докл. АН. 1994. Т. 334. № 3. С. 352–355.
16. Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 1. С. 171–174.
17. Мануйлова М.М., Кольцова Т.В. Карта калий-аргоновых изотопных датировок возраста пород Прибайкалья // Геология Прибайкалья. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1969. С. 137–143.
18. Неймарк А.А., Рублев А.Г. О раннепротерозойском возрасте пояса рапаквивидных гранитоидов южного обрамления Сибирской платформы // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 214–215.

19. *Петрова З.И., Левицкий В.И.* Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
20. *Савельева В.Б., Сизых Ю.И., Медведева Т.И., Нартова Н.В.* Скаполитовые породы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Минералогия метаморфических и магматических комплексов Восточной Сибири. Иркутск: ИГУ, 1993. С. 87–103.
21. *Собаченко В.Н.* О гранитоидах, повторной гранитизации и метасоматических процессах в зонах глубинных разломов Западного Прибайкалья // Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975. С. 44–62.
22. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
23. *Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А., Бличник Т.М., Соболев Н.В.* Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 47–58.
24. *Шлыгин Е.Д.* О докембрии Кокчетавского района // Вестн. АН КазССР. 1962. № 8. С. 11–17.
25. *Bhattacharya A.R., Agarwal K.K.* Mylonites from the Kumaum Lesser Himalaya // Neues Jahrb. Abh. 1985. V. 152. № 1. P. 65–67.
26. *Claoue-Long J.C., Soboлев N.V., Shatsky V.S.* Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif // Geology. 1991. V. 19. № 7. P. 710–713.

Рецензент: С.П. Кориковский

Metamorphism and Metasomatism in Deep-seated Faults of the Continental Crust

F. A. Letnikov, V. B. Savel'eva, D. E. Gorevanov, V. A. Khalilov

Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk

The internal structure of deep-seated faults in the Kokchetav block and Baikal region was studied. Deep-seated fluids are responsible for the widespread development of syntectonic metasomatites, which have the appearance of typical metamorphic rocks. The intracratonic deep-seated faults cutting mature Precambrian lithosphere are characterized by K–Si metasomatism, whereas the interblock deep-seated faults are characterized by basification and the addition of significant quantities of mantle carbon. Isotopic evidence indicates that the deep-seated faults are long-lived (100 to 150 m.y.) linear thermal and dynamic anomalies of a periodic nature and that the most intense metamorphism and metasomatism occurred within relatively short periods (no longer than 10–15 m.y.).

УДК 551.24/552.16/551.71

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВЯЗИ МЕТАМОРФИЗМА И ТЕКТОНИКИ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

© 1996 г. В. А. Глебовицкий

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.-Петербург

Поступила в редакцию 21.05.94 г.

Прослеживаются связи термодинамических режимов метаморфизма и их эволюция в важнейших структурах раннедокембрийской литосферы. Устанавливается, что в архее последовательное развитие зеленокаменных и парагнейсовых поясов, которые в геодинамическом отношении напоминают пары островная дуга–задуговой бассейн, приводит к наращиванию новой континентальной коры. В последних, в отличие от первых, возникают интенсивные положительные термические аномалии, следствием которых было возникновение гранулитовых поясов и ареалов, где метаморфизм проявлялся в относительно высокоградиентных режимах и эволюционировал в процессе компрессионного нагревания и позже – изобарического и декомпрессионного охлаждения (по часовой стрелке). Наиболее древние зеленокаменные пояса развивались подобно крупным внутриконтинентальным рифтам в высокоградиентных условиях. Лишь иногда при возникновении покровно-надвиговых структур происходил переход к умеренноградиентным режимам. В конце архея формировались первые крупные зоны коллизии типа континент–континент, где устойчиво проявлялись процессы метаморфизма в относительно низкоградиентном режиме. Эволюционировал он по пути компрессионного или изобарического охлаждения (против часовой стрелки). Характерно возникновение инвертированной зональности.

В раннем протерозое закономерности проявления регионального метаморфизма прослежены на активных континентальных окраинах, в зонах внутриконтинентального рифтогенеза и в зонах коллизии типа континент–континент. Принципиально закономерности не отличаются от позднеархейских, но перечисленные эффекты проявлены более контрастно. Особенно четко выступают различия P – T траекторий в структурах с разными геодинамическими обстановками, формирование инвертированной метаморфической зональности в зонах коллизии. Четко выявляется происхождение гранулитовых поясов, которые возникают либо в зонах коллизии (высокобарический тип), либо в тыльных частях островных дуг (низкобарический тип).

ВВЕДЕНИЕ

Геологические и физико-химические связи метаморфизма с тектоникой проявлены закономерно в различных структурах литосферы и хорошо прослежены для сравнительно молодых, фанерозойских периодов эволюции земной коры. Особенно показательными являются активные окраины континентов, что было открыто еще А. Миясиро и нашло отражение в его концепции сдвоенных метаморфических поясов [42]. Не анализируя здесь ее достоинства и недостатки, отметим, что она подкреплена большим количеством наблюдений, сравнительно хорошо согласуется с основными положениями тектоники литосферных плит [43] и имеет поэтому фундаментальное значение для решения проблем, обозначенных в заголовке настоящей статьи. Появление высокобарических эклогит-глаукофансланцевых поясов является несомненным следствием развития отрицательных термических аномалий в зонах субдукции океанической плиты под континентальную. С другой стороны, следствием субдукции является развитие сначала юных (или примитивных), а затем

зрелых островных дуг, а также формирование в тыльных их частях положительных термических аномалий, отражением которых считаются низкобарические и высокоградиентные метаморфические пояса, парные по отношению к эклогит-глаукофансланцевым.

Термодинамический тип метаморфизма в верхних частях литосферы активных континентальных окраин, появление андалузит-силлиманитовой (высокоградиентной) или кианит-силлиманитовой (умеренноградиентной) серий А. Миясиро зависит от характера тектоники. В частности, при возникновении покровно-надвиговой структуры практически всегда проявляется умеренноградиентный метаморфизм [6], который особенно характерен для зон коллизии островной дуги или микроконтинента с континентальной окраиной, что особенно ярко проявлено, например, на всем протяжении Альпийско-Гималайского и Апалачско-Скандинавского поясов и других подобных структур. Одним из характерных признаков метаморфических поясов подобного рода является

появление так называемой инвертированной (или обращенной) зональности гималайского типа [48].

Приведенные примеры показывают, что разнообразие физико-химических условий проявления метаморфизма значительно уступает разнообразию тектонических обстановок его проявления. Поэтому термодинамические параметры и их пространственное распределение (зональность) сами по себе являются плохими индикаторами геодинамического режима развития литосферных структур, так как однозначно не интерпретируются. Из этого следует, во-первых, что для более определенного решения проблем геодинамики необходимо использование дополнительных критериев, а во-вторых, что при переносе обсуждаемых здесь подходов с молодых и поэтому более ясных объектов на более древние, менее понятные, необходимо иметь в виду эту неоднозначность.

Из дополнительных структурно-петрологических критериев наиболее важными являются P - T траектории эволюции метаморфических комплексов. Действительно, в породах, вовлекаемых в быстрое погружение при субдукции, должны выявляться значительные компрессионные эффекты (рост давления), которые могут наблюдаться как на фоне понижающейся температуры (P - T тренд направлен против часовой стрелки), так и при ее росте (P - T тренд направлен по часовой стрелке).

Рифты, имеющие в своем основании мощный источник тепла (мантийный или коровый диапир, простые магматические тела и т.д.), в случае, если он не перемещается по вертикали, должны испытывать изобарическое нагревание, и тогда в средней части коры возникает простая метаморфическая зональность. Ее петрогенетический тип (образование андалузит-силлиманитовой или кианит-силлиманитовой фациальных серий) зависит от плотности теплового потока от источника. Отмирание последнего в связи с кристаллизацией магматического тела должно сопровождаться изобарическим охлаждением, явлением, довольно типичным для многих глубинных метаморфических комплексов. В поднимающемся же диапире должна проявляться сильная декомпрессия, близкая к изотермической, как следствие развития магматического очага в адиабатическом режиме.

Ниже будут рассмотрены некоторые закономерные связи P - T параметров и их эволюции с режимами тектонических движений при формировании архейских и раннепротерозойских структур, которые в дальнейшем могут быть использованы для анализа геодинамики литосферы в эти геологические эпохи.

АРХЕЙ

По различным оценкам, обобщенным в фундаментальной монографии Б. Уиндли [49], в течение архея сформировалось от 30 до 40% объема

современной континентальной коры, более или менее значительные фрагменты которой в виде так называемых архейских кратонов выделены на всех континентах с высокой достоверностью.

Закономерности распределения минеральных фаций метаморфических пород в *гранит-зеленокаменных областях* хорошо исследованы и заключаются прежде всего в том, что осевые зоны вулканических (зеленокаменных) поясов обычно изменены в условиях зеленосланцевой или даже пумпеллит-пренитовой фации. В то же время на флангах этих структур степень метаморфизма повышается до средних и высоких ступеней амфиболитовой фации, а в супракрустальных породах появляются мигматиты. Давление во всех зонах редко превышает 4 кбар (андалузит-силлиманитовая фациальная серия), а зональность близка к изобарической [5]. Устанавливается приуроченность высокотемпературных зон к периферическим частям тоналито- и гранито-гнейсовых куполов, которые вместе с зеленокаменными поясами входят в единый структурный парагенезис.

Канадский щит. Но есть и более общие закономерности формирования архейских метаморфических поясов, для обоснования которых обратимся к обобщению К. Карда [36] по тектонике провинции (кратона) *Сьюпириор*, которая может быть подразделена на (1) вулкано-плутонические, гранит-зеленокаменные, (2) метаседиментогенные, парагнейсовые, и (3) плутонические субпровинции (пояса), отличающиеся одна от другой по литологии, структурам, метаморфизму, геофизическим и металлогенетическим характеристикам (рис. 1). В южной части провинции в долине реки Миннесоты выделяется специфический блок древнейших пород, протолит и высокоградный метаморфизм (гранулитовая фация) которых имеют возраст, превышающий 3.5 млрд. лет. Изотопное датирование в остальной части провинции показало, что она развивалась в интервале времени 3.1–2.6 млрд. лет, на протяжении которого имели место два главных магматических события, приведших к формированию значительных масс вулканитов (коматиитовая, толеитовая и известково-щелочная серии) и плутонических пород (главным образом тоналит-трондьемитовой и монцодиорит-гранодиоритовой серии).

Ранние вулканические серии охватывают интервал времени 3–2.85 млрд. лет, поздние – 2.77–2.7 млрд. лет. Важно подчеркнуть, что начало развития *зеленокаменных поясов* датируется 2.96–3 млрд. лет. В субпровинции Вабигун наиболее древняя вулканогенно-осадочная толща, по-видимому, ложится на тоналито-гнейсовый фундамент с возрастом 3.04 млрд. лет, который представляет фрагмент наиболее древней сиалической коры. В то же время основная масса плутонитов сформировалась позже, примерно одновременно с вулка-

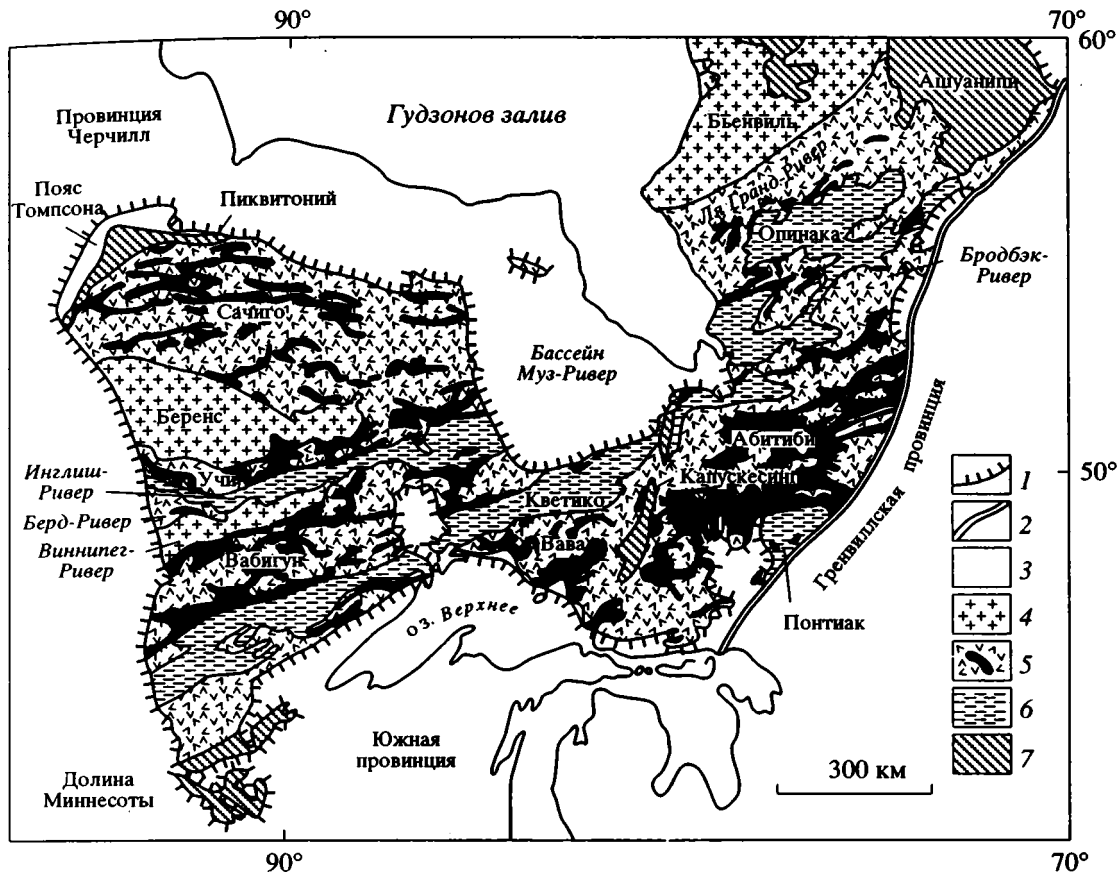


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта провинции Сьюпириор, по [36], с упрощениями
 1, 2 – границы: 1 – раннего протерозоя, 2 – Гренвиллской провинции; 3 – протерозойские комплексы пород; 4–6 – архейские субпровинции: 4 – plutонические, 5 – гранит-зеленокаменные и 6 – парагнейсовые (пояса); 7 – гранулитовые пояса и ареалы.

ногенными толщами. Предполагается, что синхронно с внедрением плутолитов первого магматического цикла или вследствие него происходил метаморфизм зеленокаменных поясов, так как зоны максимального его проявления приурочиваются обычно к периферическим частям трогов.

Зеленокаменные пояса Вава и Абитиби вместе с разделяющей их зоной Капускесинг представляют собой исключение в том смысле, что в их пределах ранние магматические процессы не проявлены, а их эволюция начинается примерно 2.75 млрд. лет назад и имеет общую продолжительность не более 100 млн. лет, в течение которых сформировались не только все разнообразные серии вулканитов, но и кислые плутолиты, составляющие основной объем континентальной земной коры этих субпровинций.

Главные эпизоды регионального метаморфизма как в зеленокаменных поясах этого времени, так и в связанных с ними парагнейсовых поясах приходятся на интервал времени 2.72–2.62 млрд. лет, причем наиболее высокоградный метаморфизм, до-

стигавший гранулитовой фации, проявился после 2.68 млрд. лет [36].

Интересны закономерности латерального распределения минеральных фаций метаморфических пород (рис. 2). Если зоны зеленосланцевой и более низкотемпературных фаций располагаются в пределах зеленокаменных поясов, то амфиболитовая и гранулитовая фации приурочены к парагнейсовым поясам. В подавляющем большинстве случаев это низкобарический метаморфизм, и его проявление отражает возникновение в коре сильных положительных термических аномалий. Особое место занимают гранулиты поясов Капускесинг и Пиквитоний, занимающих секущее положение по отношению к структуре зеленокаменных поясов. Они появляются в основании тектонических покровов, надвинутых в юго-западном направлении на относительно слабо метаморфизованные супракрустальные и плутонические породы. В первом они петрологически изучены [44] и для них получены давления до 9–10 кбар, что свидетельствует об их глубинном происхождении.

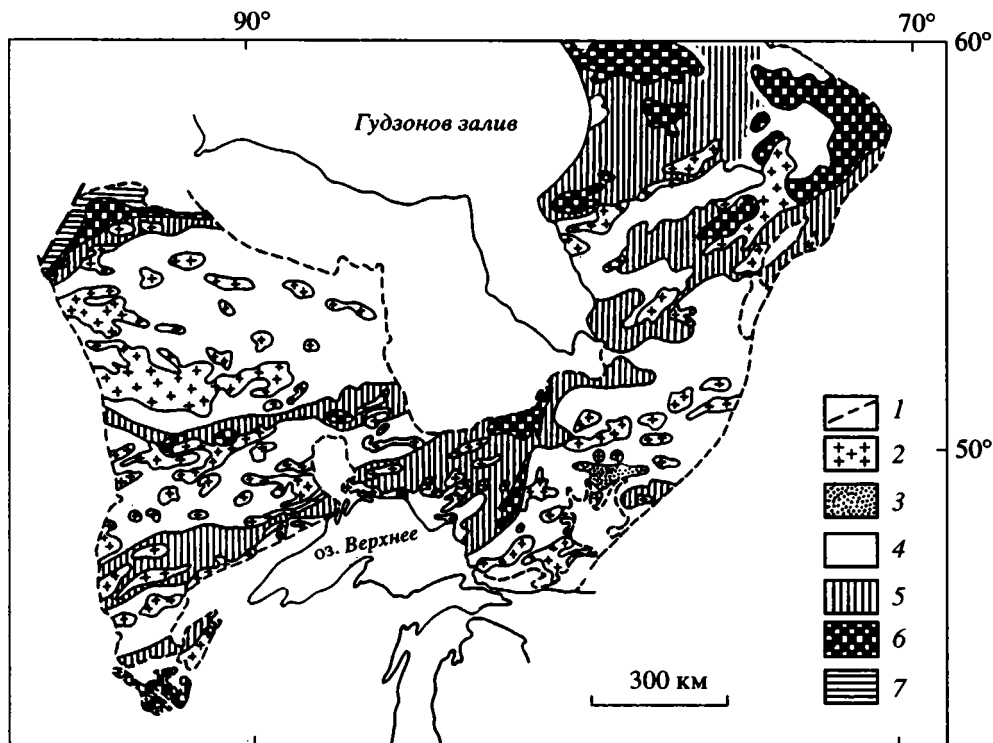


Рис. 2. Карта минеральных фаций метаморфических пород провинции Сьюпириор, по [36], с упрощениями
 1 – границы протерозоя; 2 – гранитоидные батолиты; 3 – пумпеллитит-пренитовая фация; 4–7 – фации: 4 – зеленых сланцев и низкотемпературная амфиболитовая в краевых частях зеленокаменных трогов, 5 – высокотемпературная амфиболитовая, 6 – гранулитовая, 7 – гранулитовая, интенсивно ретроградно измененная в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений.

Алданский щит. Западная часть Алданского щита представляет собой один из хорошо исследованных фрагментов архейской континентальной коры. Здесь выделяются две существенно различающиеся провинции: Олекминская гранит-зеленокаменная область и Центрально-Алданский гранулитогнейсовый ареал. Первая из них уступает по территории провинции Сьюпириор, но все же во многом сходна с ней (рис. 3). Верхнеархейские супракрупальные образования слагают множество троговых структур, группирующихся в три пояса (с запад на восток): *Олондинский*, *Тунгурчинский* и *Барсалинский*. Первый из них – существенно вулканогенный, сложенный породами коматиитовой, толеитовой и известково-щелочной серий. Метаосадочные образования не превышают 10% общего объема. В значительном количестве присутствуют гипербазиты, близкие к дунит-гарцбургитовой ассоциации, и тела габбро-норитов. *Тунгурчинский* и *Барсалинский* пояса в значительной мере сложены метаосадочными образованиями, среди которых помимо метаграувакк присутствуют метапелиты, карбонатные породы и железистые кварциты.

Пространство между поясами занято плутоническими породами, главным образом, тоналит-трондьемитовой и гранодиорит-гранитной серий, которые объединяются по крайней мере в две группы, одна из которых имеет возраст становления 3.0 млрд. лет, другая – 2.75 млрд. лет. Существующие данные по модельному Sm-Nd возрасту показывают, что возраст источника не превышает 3.1 млрд. лет [27]. При этом возраст вулканитов Олондинского пояса составляет 2.96 млрд. лет [2]. Более древние породы, как вулканиты коматиитовой и толеитовой серий, так и плутонические образования тоналит-трондьемитовой ассоциации, найдены на правобережье Олекмы в районе устья Хани (южная часть Тунгурчинского пояса). Те и другие имеют возраст становления около 3.3 млрд. лет [22, 23], который близок к возрасту протолита и гранулитового метаморфизма курьютинского комплекса, распространенного еще южнее [37].

В отмеченных только что поясах степень метаморфизма меняется мало и сохраняется в целом на уровне среднетемпературных субфации амфиболитовой фации низких давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия). В краевых частях трогов появляются признаки мигматизации супра-

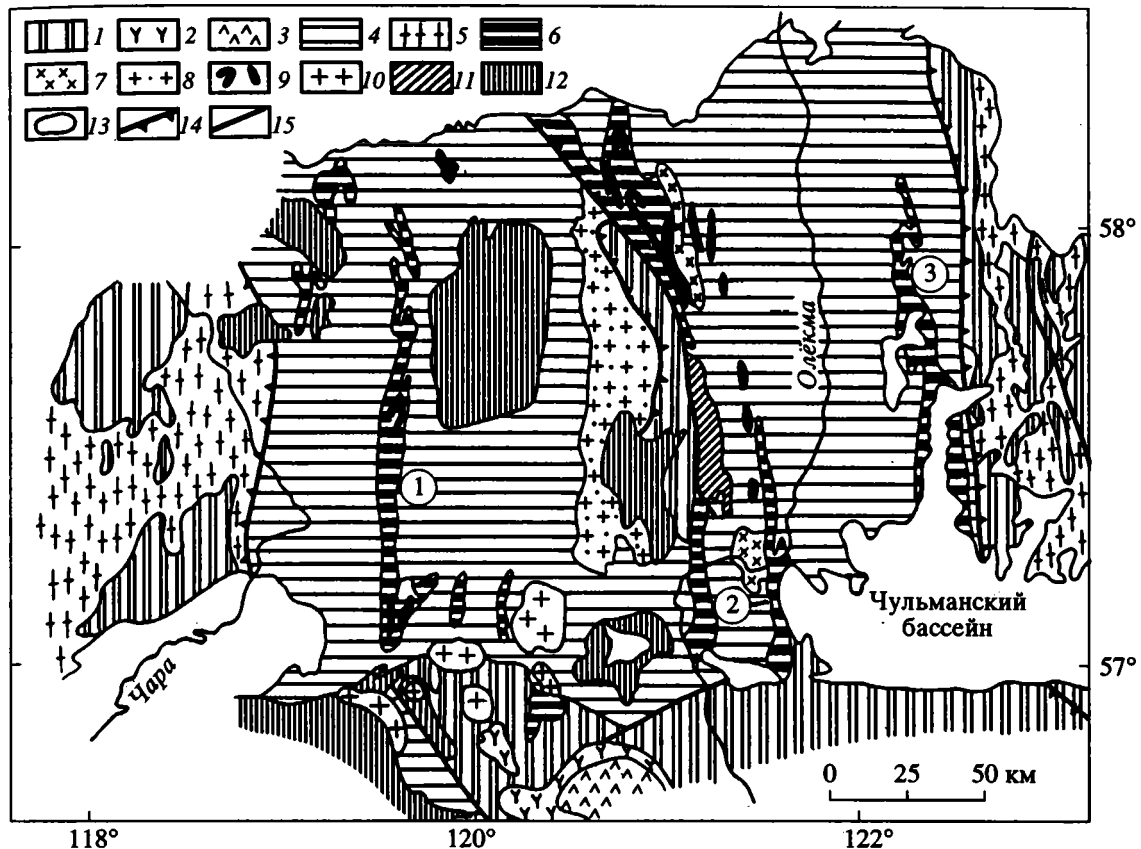


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Олекминской провинции, по [25], с упрощениями автора согласно [27]

1 – гранулитогнейсовые ареалы; 2 – аллохтонные чарнокиты; 3 – габброиды и анортозиты Каларского массива; 4 – тоналит-трондьемитовые и гранодиорит-гранитные ассоциации олекминского инфракrustального комплекса; 5 – генетически разнообразные и полигенные гранитоидные ассоциации зон, пограничных с гранулитогнейсовыми ареалами; 6 – наиболее крупные зеленокаменные пояса (цифры в кружках на карте: 1 – Олондинский, 2 – Тунгурчинский, 3 – Борсалинский); 7 – геохимически и геохронологически исследованные массивы архейских (около 3 млрд. лет) плутоидов диорит-тоналитовой и монцодиорит-гранодиоритовой серий; 8 – натрово-кальевые гранитоиды периода кратонизации провинции (конец архея?); 9 – базит-гипербазитовые ассоциации интрузивных пород зеленокаменных поясов; 10 – протерозойские граниты нормальной и повышенной щелочности; 11 – архейско-нижнепротерозойские супракrustальные породы, нерасчлененные; 12 – раннепротерозойские осадочные прогибы; 13 – верхнедокембрийские и фанерозойские осадочные породы; 14, 15 – надвиги: 14 – пологие, 15 – крутые (взбросы).

кrustальных пород, что свидетельствует о некотором повышении температуры. Изредка в существенно осадочных трогах обнаруживаются ассоциации гранулитовой фации. Значительные выходы пород гранулитовой фации имеются в двух местах. На юге, как уже отмечалось, широко распространены гнейсы, кристаллические сланцы и плутоиды эндербит-чарнокитовой серии курультинского комплекса. Для них характерны умереннобарические условия образования – около 7 кбар при температуре 800°C [37]. В центральной части провинции подобные гранулиты слагают Оломкинский блок, надвинутый на породы олекминского инфракrustального комплекса.

В Тунгурчинском поясе описаны [28] проявления метаморфизма кванит-силлиманитового типа, накладывающегося на андалузит-силлиманитовый

(компрессионный тренд эволюции “против часовой стрелки”), который может быть связан с формированием покровно-надвиговой структуры.

Граница между Центрально-Алданской и Олекминской провинциями представляет собой широкую тектоническую зону, насыщенную разновозрастными интрузивными породами и состоящую из серии разрывных нарушений, среди которых существенная роль принадлежит надвигам и взбросам. Они были датированы в северной части зоны [15]. Удалось определить возраст гранитов, одни из которых пересекаются поверхностями сместителей, а другие прорывают их. Благодаря этому время проявления покровно-надвиговой тектоники оценивается в 2.6–2.5 млрд. лет. Тем самым определен и верхний возрастной предел гранулитового метаморфизма в западной части Центрально-Алданского ареала, так как высоко-

температурные породы слагают нижние части тектонических покровов, а, значит, уже в архее не только сформировались, но и были выведены на уровень современного эрозионного среза.

Центрально-Алданский ареал сложен в значительной части инфракрустальным (плутоническим) комплексом тоналит-трондьемитового и гранодиорит-гранитного состава (эндербит-чарнокитовая ассоциация) и в меньшей мере супракрустальными образованиями верхнеалданской (глиноземистые гнейсы и кварциты) серии и чугинской толщи (метаграувакки, метапелиты, карбонатные породы, железистые кварциты). Последняя является вероятным возрастным аналогом супракрустальных толщ Барсалинского пояса [32].

В пределах Центрально-Алданского ареала идентифицируются два главных метаморфических события [45], первое из которых, скорее всего, имеет позднеархейский, второе – раннепротерозойский (около 2.0 млрд. лет) возраст. Ранний метаморфизм неоднороден. Наблюдается переход от амфиболитовой фации ($T = 690^\circ\text{C}$, $P = 4.8$ кбар) до гранулитовой ($T = 800^\circ\text{C}$, $P = 6.1$ кбар). Сопоставление данных по твердофазной термометрии и исследований флюидных включений дало возможность вывести P - T тренд эволюции, направленный по часовой стрелке и включающий изотермическую декомпрессию на 3 кбар после пика метаморфизма [38], что коррелируется с адиабатическим подъемом и формированием чарнокитовых магматических очагов. Гранулитовая фация Центрально-Алданского ареала относится к фациям необычно низких давлений, что было доказано ранее В.И. Кицулом [13, 25]. Иными словами, в рассматриваемой провинции, где представлен существенно метаосадочный супракрустальный комплекс, еще в архее создавалась интенсивная положительная термическая аномалия.

Балтийский щит. В восточной части Балтийского щита выделяются два крупных блока архейской континентальной земной коры [12]: Кольский и Карельский, которые сочленяются по Беломорско-Лапландскому поясу, являющемуся одной из важнейших раннепротерозойских сутур Лавренсии.

Кольский фрагмент архейского кратона отличается довольно широким распространением пород гранулитовой фации. Архейские супракрустальные толщи слагают множество мелких трогов, объединяемых в два протяженных зеленокаменных пояса: Колмозеро-Воронья на севере и Терско-Аллареченский на юге [4]. При все разнообразии пород в каждом из них выделяется устойчивая последовательность, включающая: в низах разреза раннюю осадочную толщу (главным образом граувакки из кислых источников), сменяющуюся существенно вулканогенной базит-гипербазитовой ассоциацией (коматитовая и толеитовая се-

рии); в средних частях – андезит-дацитовую известково-щелочную серию, а в верхах разреза – толщи граувакковых турбидитов с заметной примесью метапелитов и грубообломочных пород.

Между названными зеленокаменными поясами распространены высокометаморфизованные образования (до гранулитовой фации). Среди них, помимо основных и средних по составу интрузивных пород, выделены две главные ассоциации: нестратифицированные тоналитовые (эндербитовые) гнейсы, чарнокито-гнейсы, ассоциирующиеся с основными кристаллическими сланцами толеитового состава и неясного генезиса, и супракрустальные образования кольской серии, среди которых преобладают биотит-гранатовые, гранат-силлиманитовые и гранат-кордиеритовые гнейсы, в низах разреза переслаивающиеся с метавулканиками основного и среднего состава и железистыми кварцитами.

Вулканиды зеленокаменных поясов, несомненно, относятся к архею, так как для них давно уже установлено верхнее возрастное ограничение 2.75 млрд. лет, определенное по верхнему пересечению конкордии [24]. Позже были получены возраст тоналитов 2890 ± 40 млн. лет, более поздних трондьемитов – 2813 ± 13 млн. лет, которые синхронны с метаморфизмом (возраст мигматитов оценивается в 2.8 млрд. лет), а, кроме того, датировки для микроклиновых гранитов 2680 ± 76 и 2632 ± 12 млн. лет. При этом наиболее вероятным возрастом вулканидов зеленокаменных поясов считается 2.9 млрд. лет [17, 34].

Комплекс высокометаморфизованных пород центральной части провинции имеет достаточно четкие временные ограничения. Возраст округленного реликтового циркона из эндербитовых гнейсов 3029 ± 9 млн. лет [33]. В этой связи интересны данные о модельном Sm-Nd возрасте $T(DM)$ расслоненных габбро-норитовых интрузий Карикявр, горы Генеральской, Федоровских-Панских тундр, Мончегорска (3060 , 2990 , 3040 и 3050 млн. лет), хорошо согласующиеся с данными о возрастах протолита и источника, которые близки к 3.0 млрд. лет и соответствуют нижнему возрастному ограничению гранулит-гнейсового комплекса. Возраст гнейсов Хомпен в Северной Норвегии, метаморфизованных в гранулитовой фации, оказался равным 2903 ± 9 млн. лет, что отвечает раннему эпизоду высокотемпературного метаморфизма [41]. Есть данные, что условия высокотемпературного метаморфизма сохранились и 2813 ± 6 млн. лет назад. Вместе с тем очевидно, что этот эпизод не был последним, так как заметно более молодые гранитоиды массива Комиват, становление которого произошло 2762 ± 28 млн. лет назад, испытывали гранулитовый метаморфизм. Верхним возрастным ограничением является внедрение интрузивных чарнокит-

тов в интервале времени 2.62–2.65 млрд. лет [33]. Таким образом, комплекс высокометаморфизованных пород Центральной части провинции находился на глубоком уровне в течение длительного времени (более 300 млн. лет), в течение которого он, по-видимому, не подвергался существенной эрозии.

Минеральные фации метаморфических пород распределены в Кольском фрагменте архейского кратона вполне закономерно. Зеленокаменные пояса метаморфизованы в условиях низко- и среднетемпературных субфаций амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии (при давлении не более 4 кбар), что связано с высоким геотермическим градиентом на всей территории. В Колмозерско-Вороньетундровском зеленокаменном поясе наблюдается наложение умереннобарического метаморфизма кианит-силлиманитового типа, который становится доминирующим на востоке, в Кейвской субпровинции. Возраст этого метаморфизма проблематичен. Как предполагается в [4], он позднеархейский. Однако данные по югу Кейвской субпровинции, а также по всему Терско-Аллареченскому поясу [29, 30] свидетельствуют о том, что появление кианитсодержащих парагенезисов повышенных давлений связано с развитием надвигов на контакте архея с раннепротерозойскими Печенгской и Имандра-Варзугской структурами.

Степень архейского метаморфизма возрастает к центральной части провинции до гранулитовой фации, которая накладывается на существенно седиментогенные толщи кольской серии и древнейшие плутониты региона. Этот переход впервые был описан Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайским [3], а позже этот вывод был подтвержден в [19]. Вместе с тем были получены новые петрологические данные, которые позволили оценить условия в пике метаморфизма: $T = 800^{\circ}\text{C}$, $P = 6-7$ кбар [29]. Дальнейшая эволюция этих пород в разных участках разная. В одних местах она заключается в изотермической декомпрессии на фоне образования чарнокит-мигматитов и подъема массивов параавтохтонных чарнокитов, что нашло отражение в замещении гранат-силлиманитовых парагенезисов кордиеритовыми, и в дальнейшем охлаждении. В других местах, в частности, в центральной части зоны гранулитовой фации, в зонах расланцевания появляются высокобарические парагенезисы с участием гиперстена, силлиманита и сапфирина [1]. На все эти породы накладывается метаморфизм средних ступеней амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии [9, 10], который относится уже к раннепротерозойскому циклу эволюции [29]. Таким образом, для архея зеленокаменных поясов и гранулитогнейсового ареала устанавливаются два типа $P-T$ трендов, направленных по часо-

вой и против часовой стрелки, что отражает различные режимы тектонических движений.

Карельский фрагмент архейской коры на нашей территории соприкасается на юго-западе с раннепротерозойским Свекофеннским поясом, который представляет собой естественное ограничение Северо-Атлантического кратона, являясь его активной окраиной, а на северо-востоке – Беломорско-Лапландским поясом, в существенной своей части сложенным теми же породами, переработанными в позднем архее и раннем протерозое.

Многочисленные трогии супракрустальных пород объединены в несколько зеленокаменных поясов [26], пространство между которыми занято разнообразными плутоническими образованиями (рис. 4). Среди них выделяются раннеархейские тоналито-гнейсовые ассоциации, древнейшие из которых слагают Водозерский блок на юго-востоке провинции, и позднеархейские комплексы магматических пород, развивающиеся совместно с зеленокаменными поясами и представляющие вещество коры, генерированной в позднем архее, подобно тому, как это наблюдается в провинции Сьюпириор.

Зеленокаменные пояса меняются как по составу слагающих их супракрустальных образований, так и по их возрасту. Наиболее древние из них выделяются в Юго-Восточной и Центральной Карелии. Возраст инициальных вулканитов в них достигает 2.96 млрд. лет [8, 18]. В то же время самая древняя датировка для вулканитов Гимольско-Костомукшского пояса – 2.85 млрд. лет, что и позволило высказать предположение о латеральной миграции вулканических дуг на запад и разрастании архейского континента в этом направлении.

Степень метаморфизма в зеленокаменных поясах меняется от зеленосланцевой фации в средних их частях до высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации на периферии. Обычно это малоглубинный метаморфизм, соответствующий андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Местами на небольших участках устанавливаются переходы к гранулитовой фации. Если главный зональный метаморфизм зеленокаменных поясов имеет в Центральной Карелии возраст 2.85 млрд. лет [8], то гранулиты появляются значительно позднее – 2.65 млрд. лет назад [31]. В отдельных зонах наложенных деформаций устанавливаются умереннобарические минеральные ассоциации [29], но они связываются с периодом раннепротерозойской активизации.

Беломорско-Лапландский пояс является зоной позднеархейской и раннепротерозойской тектоно-термальной переработки архейского кратона. Как показано Ю.В. Миллером и Р.И. Милькевич [20], основной особенностью тектоники этого пояса является присутствие двух разновозрастных систем тектонических покро-

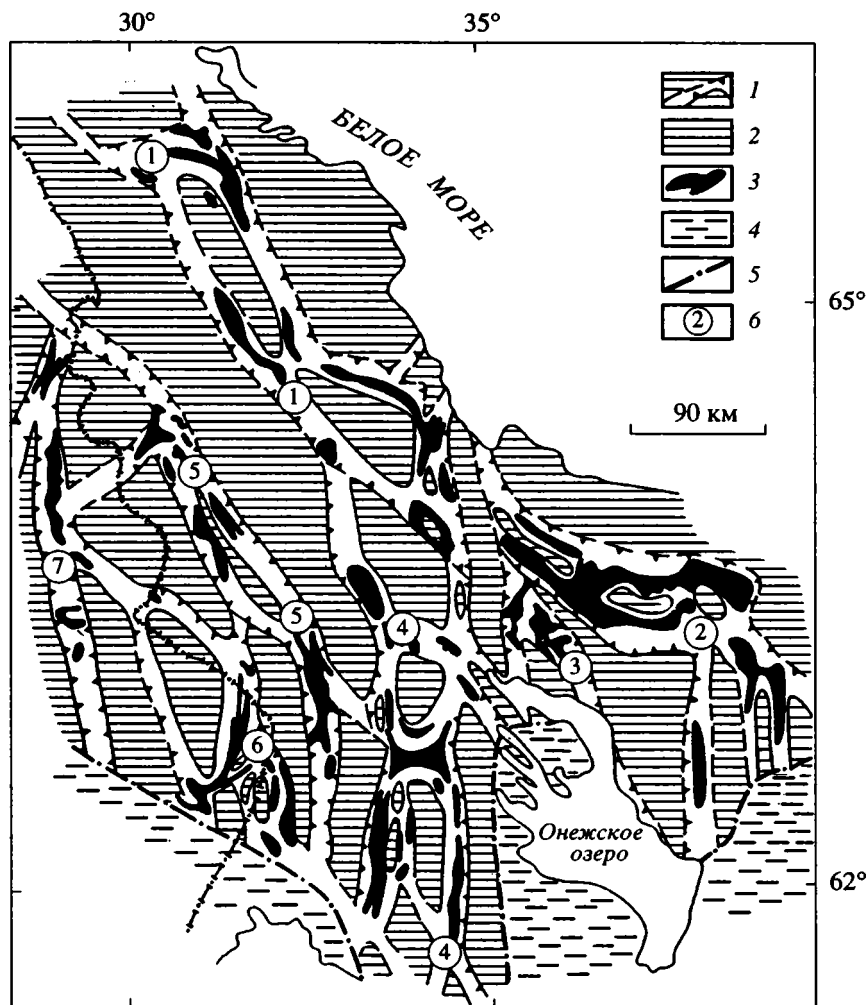


Рис. 4. Схема размещения зеленокаменных поясов в Карельской провинции, по [26]

1 – границы зеленокаменных поясов; 2 – тоналит-тронджемитовые и гранодиорит-гранитные ассоциации инфракристаллического комплекса; 3 – супракристалльные позднеархейские трюги; 4 – ранний протерозой и 5 – его границы; 6 – главные зеленокаменные пояса (цифры в кружках): 1 – Парандовско-Тикшозерский, 2 – Кенозерский, 3 – Шилосский, 4 – Хаутаварско-Койкарский, 5 – Гимольско-Костомукшский, 6 – Иломанси, 7 – Кухмо-Суоменсалми.

вов: архейской, Беломорской, и раннепротерозойской, Лапландской (рис. 5). Беломорская система локализована в Западном Беломорье, где она детально закартирована. При этом удалось показать, что супракристалльные образования Парандовско-Тикшозерского пояса прослеживаются внутрь Беломорско-Лапландского пояса, где они вместе с нестратифицированным ортогнейсовым комплексом слагают единую покровно-надвиговую структуру. В Северной Карелии, на восточном берегу Ковдозера, удалось ее датировать [16]. Здесь установлен небольшой участок проявления гранулитовой фации, которая накладывается на гнейсы и кристаллические сланцы так называемого беломорского мегакомплекса и прорывающие их габброиды. Все эти породы вовлекаются в наложенные деформации вблизи надвигов и вы-

сокобарический метаморфизм сначала гранулитовой, а затем амфиболитовой фации.

Возраст габброидов – 2.69 млрд. лет, тоналитов и тронджемитов периода метаморфизма, сопряженных с амфиболитовой фацией, около 2.64, поздних мигматитов 2.58 млрд. лет, а посткинematicких гранитных даек 2.45 млрд. лет. Если первоначально, во время пика гранулитового метаморфизма, давление не превышало 7 кбар, то в процессе охлаждения в интервале температуры от 800 до 700°C оно достигало 11–12 кбар, после чего происходила резкая декомпрессия на фоне продолжающегося охлаждения. Метаморфизм повышенных давлений амфиболитовой фации типичен для беломорских гнейсов. Таким образом, устанавливается обычный тренд “против часовой стрел-

ки", который в данном случае, несомненно, связывается с формированием крупных покровно-надвиговых структур, отражающих процесс коллизии.

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Раннепротерозойский период геологического развития ознаменовался возникновением крупных структур литосферы, обладающих несомненным сходством с фанерозойскими и легко интерпретирующихся с позиций тектоники плит. Они цементируют фрагменты архейских кратонов, и завершением их эволюции было формирование гигантских суперконтинентов или континента (древнейшей Пангеи).

Канадский щит. Рассмотренный выше кратон Сьюпириор в своем окружении имеет практически все главные типы протерозойских структур. На северо-западе и севере это провинция Черчилл, содержащая пояс Томпсона, который развивается непосредственно на границе с кратоном, включает базит-гипербазитовую ассоциацию изверженных пород, близкую к офиолитовой, и является типичной зоной коллизии окраины континента и островной дуги. В качестве последней выступает пояс Флин-Флон, к которому примыкает осадочный бассейн, заполненный, главным образом, граувакковыми толщами турбидитов.

В пределах островной дуги степень метаморфизма невелика и редко превышает фацию зеленых сланцев. В то же время осадочные толщи подвергаются глубокому метаморфизму (вплоть до гранулитовой фации). Эта совокупность метаморфических пород составляет андалузит-силлиманитовую фациальную серию, свидетельствующую о высоком геотермическом градиенте и о появлении вблизи островной дуги положительной термической аномалии. В то же время в зоне коллизии (пояс Томпсона) обнаруживаются признаки умеренноградиентного метаморфизма.

В северном обрамлении кратона Сьюпириор на границе с протерозоидами провинции Черчилл выделяется пояс Кэмп Смит, отличающийся покровно-надвиговой структурой и проявлением умеренно- и высокобарического метаморфизма, достигающего по температуре условий гранулитовой фации [39].

На востоке кратон Сьюпириор ограничен Лабрадорским трогом, который, начав развитие как раннепротерозойский рифт, позже был вовлечен в сильную переработку в связи с коллизией кратона Сьюпириор и Северо-Атлантического кратона. Ниже мы рассмотрим этот тип структур на примере Балтийского щита.

Южнее кратона Сьюпириор выделяется Южная провинция, где доминирующими являются су-

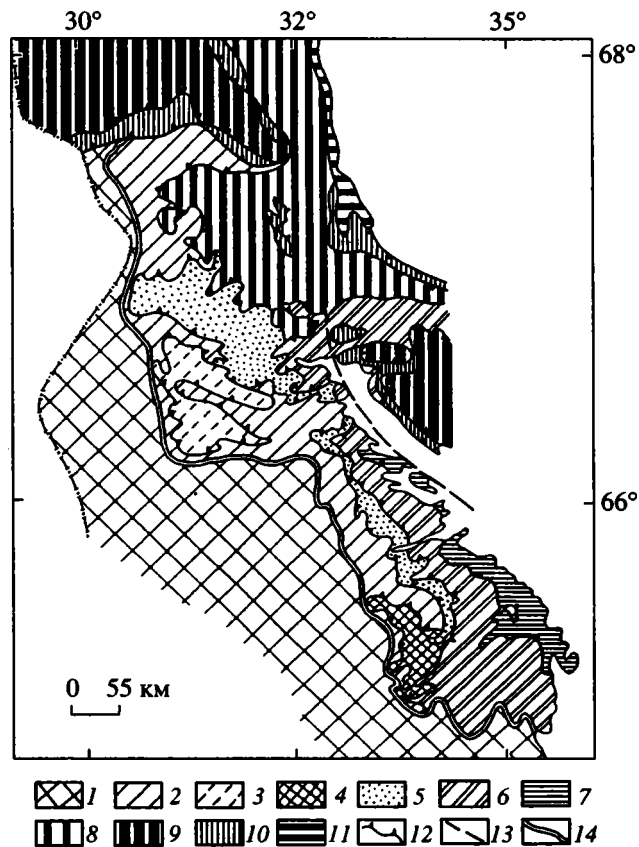


Рис. 5. Схематическая карта тектонических покровов Беломорско-Лапландского пояса, по [20]

1 – Карельская гранит-зеленокаменная область; 2–7 – Беломорская система покровов: 2 – Ковдозерский, 3 – Ориярвинский, 4 – Майозерский, 5 – Чупинский, 6 – Хетоламбинский, 7 – Керетский; 8–11 – Лапландская система покровов: 8 – Риколатвинский, 9 – Лапландский, 10 – Корватундровский, 11 – Мончетундровский; 12 – надвиги; 13 – прочие разломы; 14 – граница распространения покровно-надвиговых структур.

пракрустальные толщи гуронской супергруппы. Это типичные образования пассивных континентальных окраин. Их развитие начинается с распада архейского континента и появления системы внутриконтинентальных рифтов, на базе которых и произошло формирование упомянутых бассейнов седиментации. Более подробно они изучены на Балтийском щите. Здесь следует лишь подчеркнуть, что толщи гуронской супергруппы подвергаются неоднородному (зональному) метаморфизму андалузит-силлиманитового типа.

Алданский щит. Рассмотренная выше западная часть Алданского щита представляет собой фрагмент архейского кратона, на котором в раннем протерозое возникают *внутриплитные прогибы*. Одним из самых известных является *Удоканский*. Осадконакопление в нем не датировано точно, но известно, что наполняющие его терри-

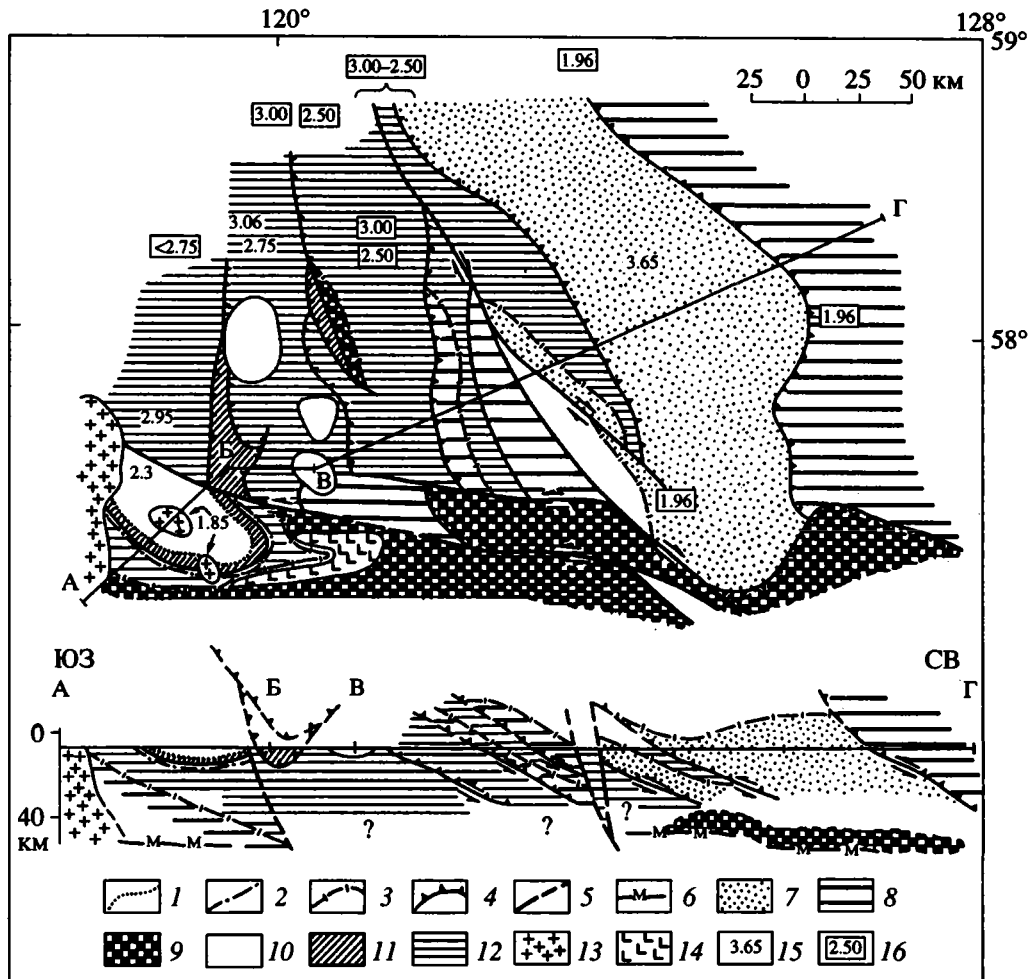


Рис. 6. Схема распределения минеральных фаций метаморфических пород Алданского щита. Составлена автором на основании данных [25] и [32]

1-3 – границы: 1 – зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, 2 – зоны ультраметаморфизма, 3 – гранулитовой фации; 4 – надвиги; 5 – прочие разломы; 6 – граница кора-мантия на разрезе; 7-9 – гранулитовая фация: 7 – пониженных, 8 – умеренных и 9 – повышенных давлений; 10 – неметаморфизованные породы раннепротерозойских прогибов; 11, 12 – амфиболитовая фация: 11 – низких давлений в зеленокаменных поясах, 12 – метаморфизма пород инфракрустального комплекса; 13 – раннепротерозойские граниты; 14 – раннепротерозойские(?) габброиды и анортозиты Карларского массива; 15, 16 – возраст: 15 – протолита, 16 – метаморфизма.

генные толщи древнее 2.0 млрд. лет. Метаморфизм, особенно сильно проявленный в краевых частях структуры, малоглубинный, андалузит-силлиманитового типа. Такие же режимы метаморфизма прослеживаются вдоль всего южного края щита и Западно-Алданской провинции, где он достигает условий гранулитовой фации. Его возраст оценивается в 1.9 млрд. лет [37].

Восточно-Алданская провинция принципиально отличается от Западно-Алданской как составом и возрастом супракрустальных толщ, так и условиями метаморфизма [25]. Традиционно здесь выделяются толщи тимптонской (чарнокитовой) и желтулинской серий, которые всегда относились к верхам разреза, и ни-

какие новые результаты детальных исследований не смогли принципиально повлиять на этот фундаментальный вывод по геологии региона. Желтулинская серия представляет собой существенно метаосадочную толщу глиноземистых гнейсов (метапелитов), ассоциирующихся с подчиненным количеством метаграувакк и карбонатных пород, и может рассматриваться как образования окраинно-континентальных бассейнов. Тимптонская серия генетически более гетерогенна и включает в себя как метаосадочные ассоциации главным образом грауваккового состава, так и метавулканииты основного, среднего (они преобладают) и кислого состава, отвечающие островодужной известково-щелочной серии, на основании изучения

которых выделяются по крайней мере две островодужные системы, прослеживающиеся на юг в Джугджуро-Становую складчатую систему [47].

На границе Восточно-Алданской и Западно-Алданской провинций развита серия разрывных нарушений, среди которых особого внимания заслуживает *Тимптонский надвиг*. Вдоль него, по данным В.Л. Дука [25], формировались зоны расщепления и метаморфизма гранулитовой фации. Мы провели специальное изотопно-геохимическое и геохимическое изучение пород в зоне этого надвига и сделали два заключения: что его возраст 1.95 млрд. лет и что в строении покровно-надвиговой структуры участвуют как архейские, так и протерозойские породы (имеется в виду возраст их становления и источника). Иными словами, есть основание полагать, что Восточно-Алданская провинция является областью генерации раннепротерозойской коры (около 2.3–2.4 млрд. лет). Одновременно с перемещением тектонических покровов с востока на запад происходила существенная тектоно-термальная переработка архейской коры Западно-Алданской провинции, в зоне амфиболитовой фации формировались интрузии габбро-плагиогранитной серии, а гранулитовой фации – автохтонные и параавтохтонные тела эндрбит-чарнокитового состава [45]. Еще раз подчеркнем, что метаморфизм проявлялся в малоглубинных условиях, а значит, при высоких геотермических градиентах.

Рассмотрим общие закономерности распределения минеральных фаций метаморфических пород, воспользовавшись схемой, составленной на основании всей совокупности существующих данных (рис. 6). Как отмечалось ранее, реликты древнейшей, раннеархейской (более 3.5 млрд. лет), коры сохранились в пределах Западно-Алданской и южной части Олекминской провинций. В остальных же частях последней кратогенные процессы протекали в интервале времени 3.0–2.75 млрд. лет и сопровождались малоглубинным (высокоградиентным) метаморфизмом, который со временем сменялся более высокобарическим (низкоградиентным). Завершился этот период коллизией Западно-Алданской и Олекминской провинций, когда происходило надвигание глубинных пород гранулитовой фации на менее глубинные. Следующий существенный период эволюции (около 2.0 млрд. лет назад) ознаменовался коллизией островодужных систем Восточно-Алданской провинции, где в протерозое к тому времени сформировалась новая сиалическая кора и оформились окраины архейского континента. В этой связи происходил вывод умеренноглубинных гранулитов на уровень современного эрозионного среза. Этот механизм подъема и надвигания глубинных образований на юге Алданского щита пригоден для объяснения структуры Зверевско-Сутамского пояса.

Балтийский щит. Восточная часть Балтийского щита представляет собой регион, где раннепротерозойские структуры весьма разнообразны и хорошо исследованы. Из всего этого разнообразия для подтверждения основных положений этой работы обратим внимание на рифтовую систему и возникшие после ее заложения внутриплитные прогибы, на Свеккофенский пояс, развивавшийся на окраине Северо-Атлантического кратона, частью которого является Карельская провинция, и на Беломорско-Лапландскую коллизионную зону [4].

Распад архейского континента выразился в формировании рифтовой системы, началом которого была мощная вспышка основного и ультраосновного магматизма и внедрение многочисленных расслоенных перидотит-габбро-норитовых, габбро-диорит-гранитных и габбро-анортитовых интрузий, которые оказались почти синхронными на огромном пространстве Кольского полуострова, Центральной и Северной Карелии (2.5–2.45 млрд. лет [4, 35]). Обнаруживаются некоторые закономерности латерального распределения этих пород, главная из которых заключается в том, что перидотит-габбро-норитовые и габбро-гранитные ассоциации рассеяны на территориях плит, сочленяющихся по Беломорско-Лапландской зоне, а все габбро-анортитовые плутоны сосредоточены в Лапландско-Колвицком поясе гранулитов повышенных давлений. Можно утверждать, что в этой закономерности находит отражение и некоторая вертикальная зональность, что можно показать, обратив внимание на процессы метаморфизма, сопровождающие интрузии. Если первые сопряжены лишь со слабыми, малоглубинными преобразованиями как вмещающих пород, так и самих плутонов, то вторые сопровождаются формированием полного залегающих зон расщепления и глубинного (до 8–10 кбар) и высокотемпературного метаморфизма, по возрасту близких к самим интрузиям. Иначе говоря, изучение этой ассоциации плутонов дает нам информацию об условиях в нижней коре на начальных стадиях рифтогенеза.

Можно предполагать, что вулканогенные серии сумия в Северной Карелии и Лапландии более древние, чем в зоне Печенга-Имандра-Варзуга на Кольском полуострове, так как их возраст в основании разреза лишь немного отличается от возраста упомянутых выше интрузивных пород (более 2.4 млрд. лет [46]), тогда как самые древние вулканы Печенги имеют возраст 2.33 млрд. лет [35]. Отличаются они и по составу, так как сумий содержит в себе “островодужное” сочетание толеитовых и известково-щелочных серий, тогда как в Печенге устанавливается “рифтовая” антидромная последовательность андезитов, толеитовых базальтов и пикритов [11]. Последнее обстоятельство побудило М.В. Минца [21] считать, что развитие Пе-

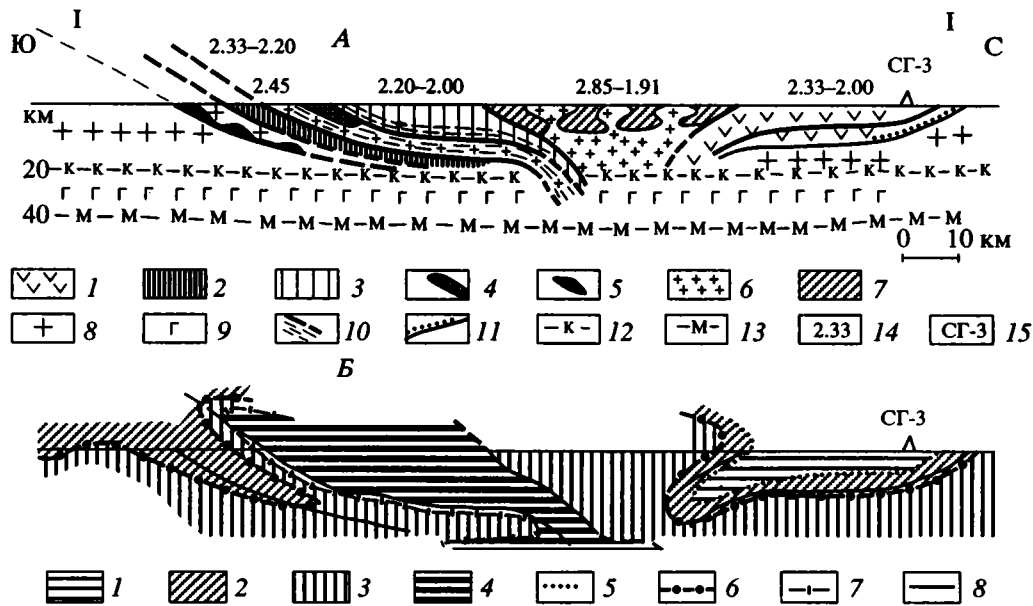


Рис. 7. Разрез через Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс: А – геологический, Б – метаморфический. Составлен автором на основании данных [20, 21]

На А: 1 – вулканогенно-осадочные образования печенгской серии; 2 – тектоническая смесь архейских и протерозойских пород; 3 – метаосадочные толщи раннего протерозоя; 4 – расслоенные интрузии габбро-анортозитов; 5 – гипербазиты дунит-гарцбургитовой ассоциации; 6 – гранитоиды купольных структур; 7 – остатки супракрустальных пород зеленокаменных поясов; 8 – гранитоидное основание Печенгской структуры; 9 – гипотетический “базальтовый” слой; 10 – надвиги и зоны расланцевания; 11 – трансгрессивное налегание; 12, 13 – границы: 12 – Конрада, 13 – Мохо; 14 – возраст пород; 15 – Кольская сверхглубокая скважина. На Б: 1–4 – фации: 1 – пумпеллитит-пренитовая, 2 – зеленых сланцев, 3 – амфиболитовая, 4 – гранулитовая; 5–7 – изограды: 5 – биотита, 6 – граната, силлиманита и кордиерита, 7 – гиперстена; 8 – разломы.

ченгского рифта привело к формированию довольно значительного участка океанической коры (микроокеана).

На базе рифтовой системы в пределах Карельской провинции формировались *внутриплитные прогибы*, выполненные существенно осадочными толщами сариолия и ятулия, и *вулканогенно-осадочные* – людиковия, которые все вместе хорошо коррелируются с гуронской супергруппой. Метаморфизованы эти толщи в целом слабо, а для понимания связи метаморфизма с тектоникой в этих структурах наибольшее значение имеет информация по петрологии толщ в Печенга-Имандра-Варзугской зоне рифтогенеза. Г.Г. Дук [11] выделила две стадии метаморфизма, первая из которых непосредственно связана с горизонтальным растяжением при рифтогенезе и характеризуется высокоградиентными условиями. Вторая стадия коррелируется с горизонтальным сжатием, обусловленным коллизией, и отражает момент охлаждения глубинных зон и снижения вертикального градиента температуры. Таким образом, для этих толщ выводится *P-T* тренд, направленный против часовой стрелки.

Лапландско-Колвицкий пояс гранулитов отчетливо приурочивается к основанию гигантского тектонического покрова, прослеживающегося из Северной Норвегии, через Финскую и Русскую

Лапландию в Колвицкие тундры. Имеющаяся в настоящее время информация [8, 21] позволяет с большой достоверностью проследить надвиг, ограничивающий снизу названный покров, на глубину до 12 км и более и прийти к заключению, что он протягивается вкост простирания более чем на 80 км, а это говорит о значительных масштабах горизонтального тектонического транспорта (рис. 7). Предполагается, что эта тектоническая зона, известная под названием пояс Танаель, пережила в раннем протерозое сложную историю, включавшую раскрытие океана (или микроокеана), субдукцию океанической плиты под северную континентальную, формирование островной дуги и новой континентальной коры, коллизии их с краем древнего континента и, наконец, столкновение Кольской и Карельской континентальных плит, во время которого произошло формирование гигантского Лапландского покрова.

Обращает на себя внимание то, что под Лапландским покровом возникает инвертированная метаморфическая зональность. Характерна эволюция *P-T* параметров. Малоуглубленные гранулиты ($P = 5-6$ кбар при $T = 800^\circ\text{C}$) вовлекаются в зоны сдвиговых деформаций и расланцевания вблизи надвига и в несколько более поздний метаморфизм высоких давлений (P до 11–12 кбар

при T около 750°C), причем давление резко снижается при дальнейшем охлаждении до 650°C . Очевидно, что восходящая ветвь этого тренда отвечает стадии погружения при субдукции, а нисходящая – выдвиганию высокобарических образований по движению. И то, и другое осуществляется с большой скоростью, так как иначе парагenezисы всех стадий процесса не сохранились бы.

Юго-западное обрамление сформировавшегося к этому времени континента обладает всеми признаками активной континентальной окраины. Здесь устанавливается типичная раннепротерозойская офиолитовая ассоциация [40], образовавшаяся вследствие рифтогенеза на континентальной окраине и отделиения микроконтинента, выделяются островодужные системы и задуговые бассейны. К ним как раз и приурочена малоуглубинная зональность андалузит-силлиманитового типа [4], отмечающая положительные тыловодужные термические аномалии. Причиной их возникновения является подъем мантийного диапира, сателлитами которого являются интрузии габро-норит-эндербитовой серии, примерно синхронной с метаморфической зональностью.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В эволюции раннего докембрия выделяются рубежи глобальной перестройки структуры литосферы, на каждом из которых наблюдается вспышка эндогенной активности, в том числе регионального метаморфизма.

Первый такой рубеж около 3 млрд. лет назад означал стабилизацию древнейших кратонов. Их остатки известны в Западной Австралии, Южной Африке, Южной Индии, Восточной Антарктиде, на Канадском щите (юг провинции Сьюпириор, провинция Слейв, Лабрадор, Южная Гренландия), на Балтийском и Алданском щитах. Эти кратоны обладали активными окраинами, подобными более поздним в том смысле, что на них происходила последовательная генерация новой континентальной коры. Современные геохронологические данные свидетельствуют о параллельном, почти синхронном формировании плутонитов тоналит-трондjemитовой серии и вулканических поясов, хотя и обладающих “архейской” спецификой (например, постоянное появление коматитовой серии), но все же отдаленно напоминающих островные дуги. Существуют и осадочные прогибы (сейчас это парагнейсовые пояса), во многом напоминающие задуговые бассейны. Кроме того, имеются базит-гипербазитовые ассоциации плутонитов, напоминающие офиолиты.

В эти эпохи генерации позднеархейской коры постоянно проявлялся высокоградиентный метаморфизм (андалузит-силлиманитовая фаціальная серия), степень которого закономерно повышается

от зеленокаменных к парагнейсовым поясам, где она достигает уровня гранулитовой фации. Такая приуроченность положительных термических аномалий к задуговым бассейнам и к собственно окраине континентальной плиты хорошо прослеживается в позднедокембрийских и фанерозойских структурах, что лишний раз подчеркивает сходство некоторых гранит-зеленокаменных поясов с островодужными системами.

Завершился позднеархейский этап геологического развития формированием зон коллизии вновь сформировавшихся и более древних континентальных блоков. Одним из ее эффектов было тектоническое внедрение нижнекоровых, главным образом, гранулитовых образований на уровень современного эрозионного среза. К таким зонам относятся Пиквитоний и Капускесинг на Канадском щите, пограничная зона между Олекминской и Западно-Алданской провинциями на Алданском щите, Центральнoанaбарская зона, пояс Лимпопо в Южной Африке. Но самой выразительной является, несомненно, юго-западная часть Беломорско-Лапландского пояса на Балтийском щите. В части из них устанавливаются лишь декомпрессионные $P-T$ тренды (по часовой стрелке), нисходящая ветвь которых отражает процесс надвигания. В другой части прослеживаются компрессионные тренды (например, Беломорско-Лапландский пояс), восходящая ветвь которых соответствует моменту субдукции. Перечисленные пояса хорошо исследованы геохронологически и попадают в узкий интервал времени 2.65–2.70 млрд. лет. Это момент крупномасштабной тектонической аккреции, в результате которой сформировались большие континентальные плиты или единый суперконтинент.

Дальнейшая эволюция этих континентов включает в себя их дезинтеграцию (формирование систем внутриконтинентальных рифтов и вулканогенно-осадочных прогибов), начавшуюся 2.50–2.45 млрд. лет назад, и одновременное развитие их активных окраин, элементы которых хотя и плохо, но сохранились южнее Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса и в Восточно-Алданской провинции. Завершился этот период эволюции формированием глобальной системы коллизионных зон с возрастом 1.9–2.0 млрд. лет, отвечающей образованию нескольких или одного суперконтинента – древнейшей Пангеи. Интересно, что, начиная с этого момента, развивались активные его окраины, представленные в провинции Черчилл на Канадском щите, в Свекофеннской провинции Балтийского щита.

Режимы регионального метаморфизма связаны с особенностями тектоники главных типов структур строгой зависимостью. В зонах коллизии проявляется низкоградиентный, высокобарический метаморфизм, возникает инвертированная зональность и наблюдается тектоническое внедре-

ние глубинных, высокобарических гранулитов на уровень современного эрозионного среза в процессе надвигания крупных тектонических покровов типа Лапландского. Для Лапландско-Колвицкой зоны доказано, что перед этим происходила субдукция, выразившаяся в компрессионном P - T тренде (против часовой стрелки), завершившаяся формированием аккреционной призмы, залегающей под Лапландским покровом. Есть основания полагать, что все эти процессы были результатом коллизии островной дуги и Кольского фрагмента континента.

В Свекофеннской провинции и на ее границе с Карельским кратоном в процессе развития островодужных систем и задуговых бассейнов под последними возникали положительные термические аномалии и проявлялся высокоградиентный метаморфизм. Очевидно, что в основании этих аномалий существовали поднимающиеся мантийные диапиры, явившиеся источником тепла и инициировавшие метаморфизм, мигматизацию и формирование коровых магматических очагов. Подъем этого источника и сопровождающая его декомпрессия как раз и обусловили развитие анатексиса в режиме, близком к адиабатическому, что "записано" в декомпрессионных трендах эволюции зон максимального метаморфизма.

В числе наиболее важных закономерностей геологических и физико-химических связей метаморфизма с тектоникой в раннем докембрии отметим следующие.

1. Общие особенности геотермического режима метаморфизма меняются во времени и в пространстве. Архейские структуры, сколь обширными они не были, почти всегда метаморфизуются при высоких геотермических градиентах, что связано с высоким фоновым тепловым потоком через земную кору. В супраструктуре обычно формируется высокоградиентная метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа, которая прослеживается на глубину 15–25 км (4–7 кбар), где повсеместно проявлены признаки парциального (анатексис) и полного (диатексис) плавления и формируются коровые магматические очаги. Это обуславливает термостатирование по вертикали. Благодаря этому метаморфические породы на нижнекоровом уровне могут относиться к более низкоградиентным фациальным сериям, что и показывает обобщение всех данных по метаморфизму архея.

2. Высокая плотность фонового теплового потока обуславливает то, что даже умеренноградиентные режимы метаморфизма, уже не говоря о низкоградиентных, совершенно не типичны для архея и появляются лишь в самом его конце в связи с первыми признаками взаимодействия плит на конвергентных границах.

3. Хотя в раннем протерозое существует полное разнообразие структур, возникающих при взаимо-

действии литосферных плит, столь сильных отрицательных термических аномалий, как в фанерозое, не появляется, что говорит о том, что в это время повышенный геотермический фон сохранялся.

4. P - T тренды эволюции метаморфизма, определенно, связаны с режимами тектонических движений. Любые компрессионные эффекты обусловлены быстрыми погружениями, в частности, явлениями субдукции. Если в нее вовлекаются холодные верхние части коры, тренды направлены по часовой стрелке. Если параллельно с этим в процесс вовлекаются нижние части предвременно нагретой континентальной коры, то тренды направлены против часовой стрелки. В обоих случаях декомпрессионная часть тренда коррелируется с подъемом глубинных образований по надвигам и означает переход к коллизионному режиму.

5. P - T тренды "по часовой стрелке" с хорошо выраженной ветвью изотермической декомпрессии особенно характерны для высокоградиентных комплексов, развивающихся над поднимающимися магматическими коровыми и мантийными очагами, что типично для метаморфических поясов, развивающихся в связи с островными дугами, с долгоживущими внутриплитными структурами, на микроконтинентах, отчленяющихся от активных континентальных окраин.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-09863).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян К.Х. Геология и петрология архейского Центрально-Кольского гранулитового ареала. М.: Наука, 1992. 168 с.
2. Бибилова Е.В., Кирнозова Т.Н., Макаров В.А. и др. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1424–1428.
3. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
4. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 142 с.
5. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры / Ред. Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л. и др. Л.: Наука, 1982. 232 с.
6. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 216 с.
7. Глебовицкий В.А. Ладожский пояс // Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. С. 98–113.
8. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части

- Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 5–27.
9. Другова Г.М., Талдыкина К.С. Гранаты из бластомилонитов оз. Вайкис // Зап. Всес. Мин. Общ. Вторая серия. 1968. Ч. 97. Вып. 4. С. 482–496.
 10. Другова Г.М., Талдыкина К.С. Бластомилонитизация и высокотемпературный диафорез в гнейсах кольской серии // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 124–136.
 11. Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 104 с.
 12. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
 13. Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита / Ред. Глебовицкий В.А. // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 71–91.
 14. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
 15. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Богомолова Л.М., Смелов А.П. О возрастных границах формирования ранних надвиговых структур восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 209–212.
 16. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М., Беляцкий Б.В., Грачева Т.В., Амелин Ю.В., Матреничев В.А. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 657–677.
 17. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Левченков О.А., Пушкарев Ю.Д. Геохронология восточной части Балтийского щита / Ред. Шуколюков Ю.А., Бибилова Е.В. // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 77–134.
 18. Лобач-Жученко С.Б., Глебовицкий В.А. Геология и геохронология докембрия Балтийского щита // Геология и геохронология докембрия. Л.: Наука, 1991. С. 71–81.
 19. Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия / Ред. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. и др. Л.: Наука, 1986. 272 с.
 20. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
 21. Милиц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника. 1993. № 1. С. 59–66.
 22. Пухтель И.С., Богатилов О.А., Симон А.К. Раннедокембрийская эволюция системы кора-мантия Олекминской гнейс-зеленокаменной области (Алданский щит) // Петрология. 1993. Т. 1. № 5. С. 499–523.
 23. Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и связанных с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 306–344.
 24. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
 25. Ранний докембрий Южной Якутии / Ред. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. М.: Наука, 1986. 280 с.
 26. Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С., Робонен В.И. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
 27. Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. С.-Петербург: Ин-т геологии докембрия РАН, 1993. 16 с.
 28. Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олекминской гранит-зеленокаменной области. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
 29. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / Ред. Беляев О.А., Бушмин С.А., Володичев О.И. и др. Л.: Наука, 1990. 143 с.
 30. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова / Ред. Беляев О.А., Петров В.П., Загородный В.Г. и др. Л.: Наука, 1977. 88 с.
 31. Чекулаев В.П., Байкова В.С. Гранулитовые ассоциации серых гнейсов западной Карелии // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 141–150.
 32. Эволюция докембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона / Ред. Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И. и др. Л.: Наука, 1987. 280 с.
 33. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of the layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola peninsula and Northern Karelia, the Northeastern Baltic shield // Precamb. Res. 1993. V. 64. P. 197–205.
 34. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola peninsula / Eds. Balagansky V.V., Mitrofanov F.P. // Correlations of Precambrian formations of the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity: Kola branch of RAS, Geological Institute, 1992. P. 13–34.
 35. Balashov Yu.A., Vetrin V.V., Skufin P.K. et al. The sequence of magmatic and metamorphic processes in the Northern Baltic shield // 1st Intern. Barents Symposium. Abstracts. 21–24 October 1993. Kirkinen, Norway, 1993. P. 10.
 36. Card K.D. A review of the Superior Province of the Canadian shield, a product of Archaean accretion // Precamb. Res. 1990. V. 48. P. 99–156.
 37. Glebovitsky V.A., Drugova G.M. Tectonothermal evolution of the Western Aldan shield, Siberia // Precamb. Res. 1993. V. 62. P. 493–506.
 38. Glebovitsky V.A., Sedova I.S., Semenov A.P., Vapnic Ye.A. The problem of granulite origin and possible ways for its solving // Proc. Second India-Soviet Workshop. Oct. 1989. Chernogolovka: Institute of Experimental Mineralogy Press, 1990. P. 111–115.
 39. Hoffman P.F. Is the Cape Smith belt (Northern Quebec) a klippe? // Canad. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 1361–1369.

ние глубинных, высокобарических гранулитов на уровень современного эрозионного среза в процессе надвигания крупных тектонических покровов типа Лапландского. Для Лапландско-Колвицкой зоны доказано, что перед этим происходила субдукция, выразившаяся в компрессионном $P-T$ тренде (против часовой стрелки), завершившаяся формированием аккреционной призм, залегающей под Лапландским покровом. Есть основания полагать, что все эти процессы были результатом коллизии островной дуги и Кольского фрагмента континента.

В Свекофеннской провинции и на ее границе с Карельским кратоном в процессе развития островодужных систем и задуговых бассейнов под последними возникали положительные термические аномалии и проявлялся высокоградиентный метаморфизм. Очевидно, что в основании этих аномалий существовали поднимающиеся мантийные диапиры, явившиеся источником тепла и инициировавшие метаморфизм, мигматизацию и формирование коровых магматических очагов. Подъем этого источника и сопровождающая его декомпрессия как раз и обусловили развитие анатексиса в режиме, близком к адиабатическому, что "записано" в декомпрессионных трендах эволюции зон максимального метаморфизма.

В числе наиболее важных закономерностей геологических и физико-химических связей метаморфизма с тектоникой в раннем докембрии отметим следующие.

1. Общие особенности геотермического режима метаморфизма меняются во времени и в пространстве. Архейские структуры, сколь обширными они не были, почти всегда метаморфизуются при высоких геотермических градиентах, что связано с высоким фоновым тепловым потоком через земную кору. В супраструктуре обычно формируется высокоградиентная метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа, которая прослеживается на глубину 15–25 км (4–7 кбар), где повсеместно проявлены признаки парциального (анатексис) и полного (диатексис) плавления и формируются коровые магматические очаги. Это обуславливает термостатирование по вертикали. Благодаря этому метаморфические породы на нижнекоровом уровне могут относиться к более низкоградиентным фаціальным сериям, что и показывает обобщение всех данных по метаморфизму архея.

2. Высокая плотность фонового теплового потока обуславливает то, что даже умеренноградиентные режимы метаморфизма, уже не говоря о низкоградиентных, совершенно не типичны для архея и появляются лишь в самом его конце в связи с первыми признаками взаимодействия плит на конвергентных границах.

3. Хотя в раннем протерозое существует полное разнообразие структур, возникающих при взаимо-

действии литосферных плит, столь сильных отрицательных термических аномалий, как в фанерозое, не появляется, что говорит о том, что в это время повышенный геотермический фон сохранялся.

4. $P-T$ тренды эволюции метаморфизма, определенно, связаны с режимами тектонических движений. Любые компрессионные эффекты обусловлены быстрыми погружениями, в частности, явлениями субдукции. Если в нее вовлекаются холодные верхние части коры, тренды направлены по часовой стрелке. Если параллельно с этим в процесс вовлекаются нижние части предвременно нагретой континентальной коры, то тренды направлены против часовой стрелки. В обоих случаях декомпрессионная часть тренда коррелируется с подъемом глубинных образований по надвигам и означает переход к коллизионному режиму.

5. $P-T$ тренды "по часовой стрелке" с хорошо выраженной ветвью изотермической декомпрессии особенно характерны для высокоградиентных комплексов, развивающихся над поднимающимися магматическими коровыми и мантийными очагами, что типично для метаморфических поясов, развивающихся в связи с островными дугами, с долгоживущими внутриплитными структурами, на микроконтинентах, отчленяющихся от активных континентальных окраин.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-09863).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян К.Х. Геология и петрология архейского Центрально-Кольского гранулитового ареала. М.: Наука, 1992. 168 с.
2. Бибилова Е.В., Кирнозова Т.Н., Макаров В.А. и др. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1424–1428.
3. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
4. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 142 с.
5. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры / Ред. Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л. и др. Л.: Наука, 1982. 232 с.
6. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 216 с.
7. Глебовицкий В.А. Ладожский пояс // Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. С. 98–113.
8. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части

- Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 5–27.
9. Другова Г.М., Талдыкина К.С. Гранаты из бластомилонитов оз. Вайкис // Зап. Всес. Мин. Общ. Вторая серия. 1968. Ч. 97. Вып. 4. С. 482–496.
 10. Другова Г.М., Талдыкина К.С. Бластомилонитизация и высокотемпературный диафорез в гнейсах кольской серии // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 124–136.
 11. Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 104 с.
 12. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
 13. Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита / Ред. Глебовицкий В.А. // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 71–91.
 14. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
 15. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Богомолова Л.М., Смелов А.П. О возрастных границах формирования ранних надвиговых структур восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 209–212.
 16. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М., Беляцкий Б.В., Грачева Т.В., Амелин Ю.В., Матреничев В.А. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 657–677.
 17. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Левченков О.А., Пушкарев Ю.Д. Геохронология восточной части Балтийского щита / Ред. Шуколюков Ю.А., Бибилова Е.В. // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 77–134.
 18. Лобач-Жученко С.Б., Глебовицкий В.А. Геология и геохронология докембрия Балтийского щита // Геология и геохронология докембрия. Л.: Наука, 1991. С. 71–81.
 19. Метаморфизм супракrustальных комплексов раннего докембрия / Ред. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. и др. Л.: Наука, 1986. 272 с.
 20. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
 21. Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника. 1993. № 1. С. 59–66.
 22. Пухтель И.С., Богатилов О.А., Симон А.К. Раннедокембрийская эволюция системы кора-мантия Олекминской гнейс-зеленокаменной области (Алданский щит) // Петрология. 1993. Т. 1. № 5. С. 499–523.
 23. Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и связанных с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 306–344.
 24. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
 25. Ранний докембрий Южной Якутии / Ред. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. М.: Наука, 1986. 280 с.
 26. Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С., Робонен В.И. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
 27. Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. С.-Петербург: Ин-т геологии докембрия РАН, 1993. 16 с.
 28. Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олекминской гранит-зеленокаменной области. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
 29. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / Ред. Беляев О.А., Бушмин С.А., Володичев О.И. и др. Л.: Наука, 1990. 143 с.
 30. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова / Ред. Беляев О.А., Петров В.П., Загородный В.Г. и др. Л.: Наука, 1977. 88 с.
 31. Чекулаев В.П., Байкова В.С. Гранулитовые ассоциации серых гнейсов западной Карелии // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 141–150.
 32. Эволюция докембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона / Ред. Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И. и др. Л.: Наука, 1987. 280 с.
 33. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of the layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola peninsula and Northern Karelia, the Northeastern Baltic shield // Precamb. Res. 1993. V. 64. P. 197–205.
 34. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola peninsula / Eds. Balagansky V.V., Mitrofanov F.P. // Correlations of Precambrian formations of the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity: Kola branch of RAS, Geological Institute, 1992. P. 13–34.
 35. Balashov Yu.A., Vetrin V.V., Skufin P.K. et al. The sequence of magmatic and metamorphic processes in the Northern Baltic shield // 1st Intern. Barents Symposium. Abstracts. 21–24 October 1993. Kirkinen, Norway, 1993. P. 10.
 36. Card K.D. A review of the Superior Province of the Canadian shield, a product of Archaean accretion // Precamb. Res. 1990. V. 48. P. 99–156.
 37. Glebovitsky V.A., Drugova G.M. Tectonothermal evolution of the Western Aldan shield, Siberia // Precamb. Res. 1993. V. 62. P. 493–506.
 38. Glebovitsky V.A., Sedova I.S., Semenov A.P., Vapnic Ye.A. The problem of granulite origin and possible ways for its solving // Proc. Second India-Soviet Workshop. Oct. 1989. Chernogolovka: Institute of Experimental Mineralogy Press, 1990. P. 111–115.
 39. Hoffman P.F. Is the Cape Smith belt (Northern Quebec) a klippe? // Canad. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 1361–1369.

40. *Kontinen A.* An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland // *Precamb. Res.* 1984. V. 35. P. 319–341.
41. *Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O. et al.* New geochronological data from the Sor-Varanger district of Finmark, Norway, and Kola peninsula, Russia // 1st Inter. Barents Sympos. Abstracts. 21–24 October 1993. Kirkiness, 1993. P. 42.
42. *Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts // *J. Petrol.* 1961. V. 2. P. 277–311.
43. *Miyashiro A.* Metamorphism and metamorphic belts. London: Pergamon Press, 1973. 440 p.
44. *Percival J., McGrath T.M.* Deep crustal structure and tectonic history of the northern Kapuskasing uplift of Ontario: an integrated petrological-geophysical study // *Tectonics.* 1984. V. 5. P. 553–572.
45. *Sedova I.S., Krylov D.P., Glebovitsky V.A.* Ultrametamorphism within the amphibolite-granilite transition zone, Upper Aldan River, Siberia // *Precamb. Res.* 1993. V. 62. P. 431–452.
46. *Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin Yu.V., Levchenkov O.A., Neymark L.A., Buiko A.K., Koptev-Dvornikov E.V.* The early Proterozoic riftogenetic belt of Northern Karelia and associated Cu-Ni PGE and Cu-Au mineralisations // *Miting Proceeding GFF.* 1991. V. 113. P. 71–73.
47. *Velikoslavinsky S.D., Tolmachova E.V., Dook V.L., Milkevich R.I., Rudnik V.A.* Geochemical mapping of basic complexes in the early Precambrian Aldan-Stanovoy shield of Siberia // *Precamb. Res.* 1993. V. 62. P. 507–527.
48. *Windly B.F.* Metamorphism and tectonics of the Himalaya // *J. Geol. Soc. London.* 1983. V. 140. P. 849–865.
49. *Windly B.F.* The evolving continents. 2nd edition. London: John Wiley & Sons, 1986. 399 p.

Рецензент: В.С. Федоровский

Physicochemical Relationships between Early Precambrian Metamorphism and Tectonics

V. A. Glebovitsky

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Petersburg

Relationships between the thermodynamic regimes of metamorphism and their evolution in the principal structures of the Precambrian lithosphere are considered using the examples studied by the author and compiled from the literature. The successive development of Archean greenstone and paragneissic belts, which geotectonically resemble modern island arc-backarc basin pairs, resulted in a crustal buildup. However, the latter structures differ from the former in that they were related to newly formed positive thermal anomalies, which produced granulite belts and areals. These were characterized by relatively high-gradient metamorphic regimes; their evolution was controlled by compressional heating, and later they underwent a decompressional cooling (along clockwise P - T paths). The oldest greenstone belts typically evolved similarly to large intracontinental rifts at high-gradient conditions, and only occasionally, when nappe thrusting occurred, were the gradients moderate. The first continent-continent collision zones appeared in the Late Archean, and their metamorphic processes persistently evolved under low-gradient conditions. The evolution was controlled by compressional or isobaric cooling (with counterclockwise P - T paths) and commonly resulted in an inverted metamorphic zonation. The regularities of Early Proterozoic regional metamorphism are examined on active continental margins, in intercontinental rift zones, and in continent-continent collision zones. These regularities do not principally differ from those in the Archean, except that the effects just mentioned are more pronounced and contrasting. The differences in the P - T paths are particularly conspicuous in structures of distinct geodynamic environments, and inverted metamorphic zonation developed in collision zones. Granulite belts, which are typical structures of this age, are related either to collision zones (high-pressure type) or to backarc zones (low-pressure type).

УДК 551.242.35.055(234.74+235.511)

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ БАЛТИЙСКОГО И ЮЖНО-ИНДИЙСКОГО ЩИТОВ

© 1996 г. А. Б. Вревский¹, С. И. Рыбаков², М. М. Ефимов³, Р. Сринивасан⁴, Б. Рао⁴, К. Наха⁵¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург²Институт геологии Карельского НЦ РАН, Апатиты³Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты⁴Национальный геофизический исследовательский институт, Хайдерабад, Индия⁵Индийский технологический институт, Карганур, Индия

Поступила в редакцию 24.12.94 г.

Сравнительное изучение зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов показало их существенно различие. В отличие от мобильных режимов и относительно короткого (150–200 млн. лет) периода развития зеленокаменных поясов Балтийского щита, Дарваарские зеленокаменные структуры формировались в течение более длительного периода (около 400 млн. лет) в условиях, более характерных для стабильных тектонических режимов, которые на Балтийском щите появились только в раннем протерозое (ятулии).

ВВЕДЕНИЕ

Постаккреционная история развития Земли в геологическом выражении представлена архейскими (>2.5 млрд. лет) комплексами пород, которые развиты преимущественно в двух типах тектонических областей – гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых. Изучение этих комплексов дает сведения о природе и эволюции ранней коры, верхней мантии, гидросферы, атмосферы и биосферы. Наибольшая информация о первом миллиарде лет существования континентальной коры может быть получена при исследовании тектонических обстановок формирования и развития архейских зеленокаменных поясов. Существуют три возрастные генерации архейских зеленокаменных поясов: >3.3; 3.3–2.9; 2.9–2.5 млрд. лет [18, 24], каждая из которых имеет свои особенности тектонического развития, магматизма, осадконакопления и биогенеза. Зеленокаменные пояса Западно-Австралийского щита были подразделены на пояса ранней, платформенной, и поздней, рифтовой, фаз, что означает существование уже в архее дифференциации тектонических обстановок [6]. Более детальная типизация зеленокаменных поясов архея [3] показала, что причины их возникновения и пути эволюции определялись различием в физических параметрах литосферы и разнонаправленным массообменом между верхней мантией и корой. Для некоторых регионов имеются данные о существовании в раннем докембрии относительно зрелой континентальной литосферы, в которой могли реализовываться разнообразные и достаточно контрастные тектонические, термобарические и экзогенные ре-

жимы – прообразы геотектонических обстановок (платформенных, орогенных, коллизионных и др.) более поздних этапов развития Земли.

В статье изложены результаты совместных исследований авторов статьи в 1989–1994 гг. геологического строения, литолого-формационного состава, структурно-метаморфической эволюции и возраста наиболее сохранившихся зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов по Проекту В-1.4 “Сравнительная планетология” Межправительственной программы научно-технического сотрудничества между СССР и Индией. Полученные данные позволили расширить существующие представления [19, 20] о различиях в эволюции Лавразийских и Гондванских материков в архее (3.1–2.5 млрд. лет) на примере гранит-зеленокаменных областей Балтийского и Южно-Индийского щитов.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Архейские гранит-зеленокаменные области Балтийского щита (Карельская и Кольская) состоят из ряда зеленокаменных (вулканогенно-осадочных) структур и поясов (рис. 1), которые залегают на или соприкасаются с полями гнейсов, гранитов и гранулит-гнейсов, относимых к ранне-архейскому саамскому комплексу или беломорской серии [17]. Однако очевидно, что этот комплекс достаточно гетерогенен и представлен образованиями различного происхождения и возраста, в том числе действительно наиболее древними для Балтийского щита (>3.5 млрд. лет) гнейсами

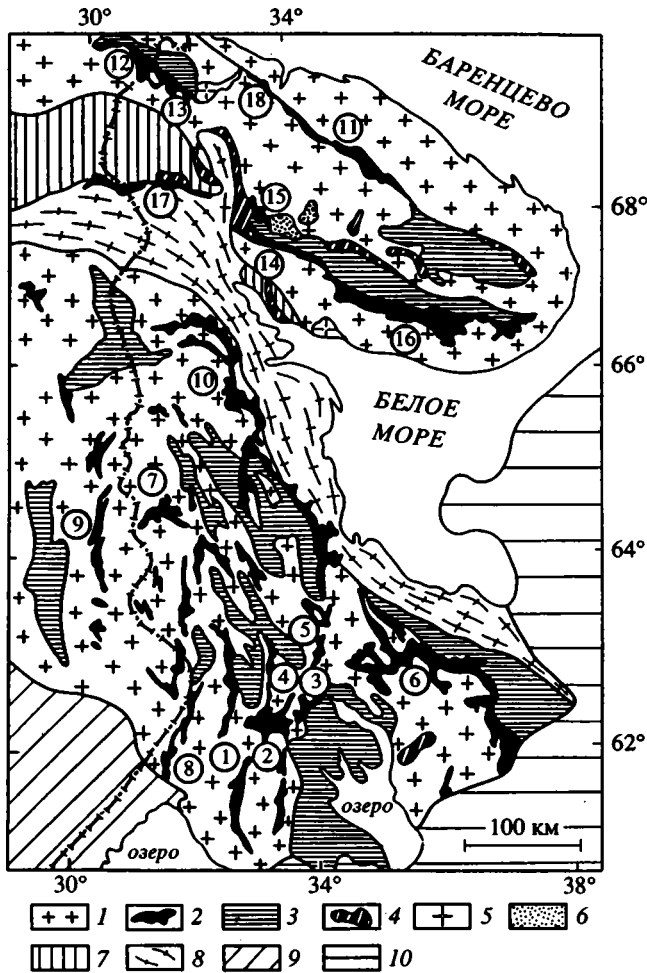


Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита

1 – саамский ($AR_1 + AR_2$), 2 – лопийский (AR_2) (зеленокаменные пояса), 3 – сумийско-сарниольский ($AR_2 + PR_1$) и ятулийский (PR_1) нерасчлененные; 4–6 – интрузивные комплексы: 4 – габбро-анортозиты (PR_1), 5 – гранодиориты и чарнокиты (PR_1), 6 – нефелиновые сиениты (PZ); 7–9 – тектонические комплексы: 7 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый, 8 – Беломорский и 9 – Свекко-Карельский пояса; 10 – платформенный чехол. Цифры в кружках – зеленокаменные пояса и структуры: 1 – Хаутаваарская, 2 – Койкарская, 3 – Палаламбинская, 4 – Остерская, 5 – Парандовская, 6 – Каменноозерская, 7 – Костомукшская, 8 – Ялонваарская, 9 – Кухмо-Суомисалми-Типасярви, 10 – Хизоваарская, 11 – Полмос-Поросозерская, 12 – Каскамская, 13 – Аллареченская, 14 – Примандровская, 15 – Заимандровская (Оленегорская), 16 – Терская, 17 – Корватундровская, 18 – Урагубская.

Водлозерского блока с U-Pb изохронным возрастом по циркону 3.21–3.13 млрд. лет и Sm-Nd модельным возрастом 3.1–3.5 млрд. лет [29]. Вулканогенно-осадочные образования зеленокаменных поясов в региональной стратиграфической шкале объединены в лопийский комплекс.

Разрезы лопийских зеленокаменных поясов Балтийского щита в целом характеризуются фа-

циальной изменчивостью осадочных и вулканогенных комплексов, их соотношений и мощностей, и поскольку породы зеленокаменных поясов испытали по крайней мере два этапа структурно-метаморфических преобразований, то приведенные на рис. 2 стратиграфические разрезы имеют условный характер и отражают только принципиальное строение и состав лопийских супракрустных комплексов.

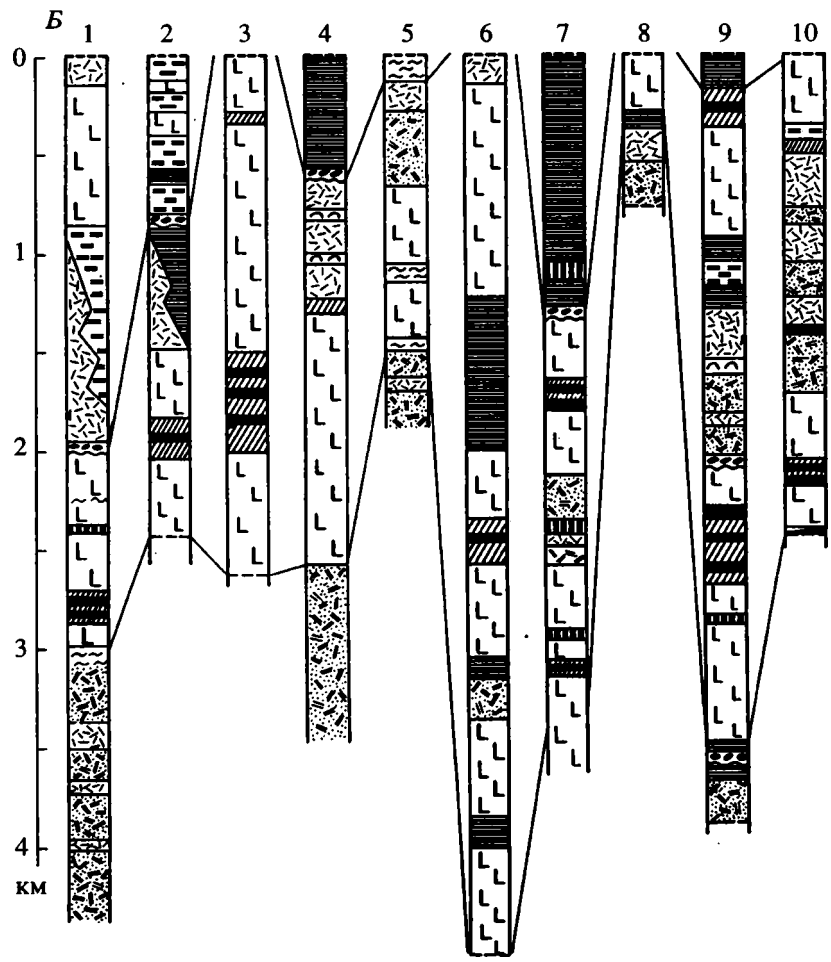
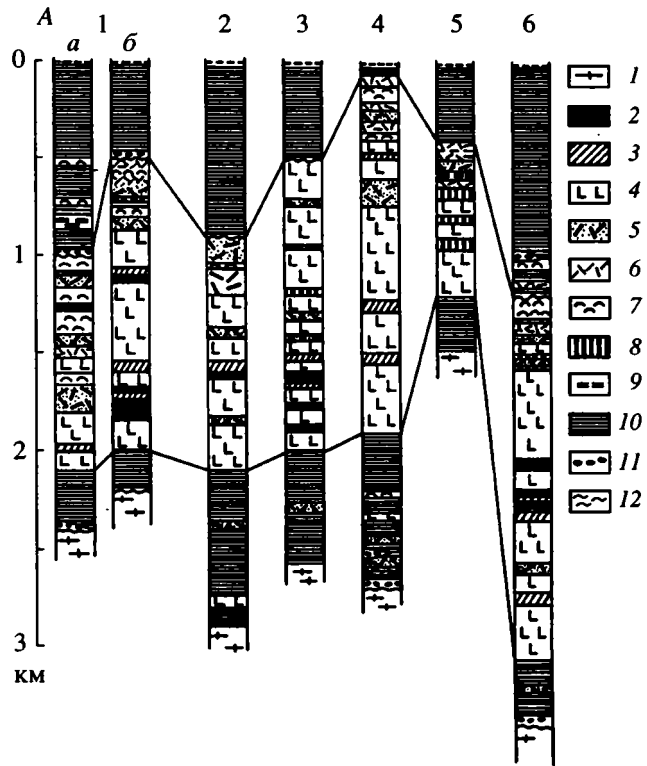
Существует три типа разрезов нижних частей лопийского комплекса: а) терригенный, б) известково-щелочной, в) толеит-коматитовый. Терригенный тип базальных частей разреза характерен для зеленокаменных поясов Кольского полуострова и Западной Карелии (Костомукшская структура) (см. рис. 2), где он представлен метаморфизованными и частично мигматизированными незрелыми осадками (граувакки, аркозы, полимиктовые конгломераты и реже пелиты, песчаники и карбонатсодержащие осадки), состав которых свидетельствует о размыве гранитоидных пород рамы с небольшой примесью вулканического материала [4].

Вулканогенные образования зеленокаменных поясов, залегающие на нижней терригенной толще, или, что наиболее характерно для Карелии, непосредственно начинающие их разрезы (см. рис. 2) характеризуются цикличностью проявления.

Наиболее ранний цикл вулканической активности связан с извержениями вулканического материала известково-щелочной серии из вулканов центрального типа. Вулканиды этого цикла объединены в дацит-андезитовую формацию, которая установлена лишь в Хаутаваарской, Ялонваарской, Сайозерской и Пибозерской структурах в виде реликтовых палеовулканических построек с зональным распределением вулканических фаций. Жерловые и прижерловые фации занимают площадь до 15–25 км², а в целом продукты дацит-андезитового вулканизма занимают площадь до 75–190 км². Первый цикл вулканической активности в Хаутаваарской структуре завершается накоплением пачки вулканогенно-осадочных и вулкано-терригенных пород мощностью 100–150 м,

Рис. 2. Стратиграфические разрезы лопийских зеленокаменных поясов Восточной части Балтийского щита: А – Кольский полуостров, Б – Карелия [4, 8, 13]

1 – гранитогнейсы; 2 – коматиты; 3 – коматитовые базальты; 4 – базальты; 5 – андезиты; 6 – дациты; 7 – рiolиты; 8 – железистые кварциты; 9 – кремни (черты); 10 – аркозы и граувакки; 11 – конгломераты; 12 – углеродистые сланцы. Зеленокаменные пояса и структуры: А: 1 – Полмос-Порос, 2 – Каскамская, 3 – Аллареченская, 4 – Примандровская, 5 – Заимандровская (Оленегорская), 6 – Терская; Б: 1 – Хаутаваарская, 2 – Койкарская, 3 – Палаламбинская, 4 – Остерская, 5 – Парандовская, 6 – Каменноозерская, 7 – Костомукшская, 8 – Ялонваарская, 9 – Кухмо-Суомисалми, 10 – Хизоваарская.



состоящих из псаммитовых туфов дацитового состава, углеродсодержащих пород с сульфидами, хемогенных кремнистых пород (силицитов), кварцевых песчаников и горизонтов мономиктовых конгломератов и гравелитов с галькой дацитов [13].

Второй цикл, проявленный в виде мощной толщи вулканитов коматиит-толеитовой серии, является первым циклом для многих зеленокаменных структур Восточной и Центральной Карелии и всех лопийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова, в которых ранний вулканический цикл известково-щелочной серии отсутствует. Вулканиты представлены существенно лавовой фацией подводных излияний на небольших глубинах с отдельными горизонтами туфов и осадков (силициты, черные сланцы, колчеданы). Состав и петрогенетические особенности коматиитов и толеитов свидетельствуют о различной глубине генерации расплавов [8], что, вероятно, связано с различным составом и физическими параметрами литосферы Балтийского щита в позднем архее [4]. Мощность вулканогенных комплексов этого цикла составляет до 40–80% объема разреза лопийских зеленокаменных комплексов (см. рис. 2). Вулканиты коматиит-толеитовой серии в Хаутаваарской структуре перекрываются горизонтом осадков, представленными железистыми кварцитами, сульфидными рудами, углеродсодержащими сланцами, граувакками.

Следующий цикл вулканизма представлен известково-щелочной серией, в которой лавы основного, среднего и кислого состава составляют до 80% объема разреза и переслаиваются с кислыми туффитами, углеродсодержащими сланцами, хемогенными алюмокремнистыми породами, колчеданными рудами, железистыми кварцитами и карбонатными породами. В некоторых структурах Карелии (Хаутаваарская, Костомукшская, Койкарская и др.) коматиит-толеитовый вулканизм отделен от более позднего известково-щелочного вулканизма первой складчатостью, метаморфизмом, частичной инверсией и формированием низкотемпературных и слабо дифференцированных осадков (полимиктовых конгломератов, граувакк, аркозов), состав которых свидетельствует об их образовании за счет размыва основных вулканитов и в меньшей степени гранитоидов. В Остерской зеленокаменной структуре полимиктовые конгломераты этого стратиграфического уровня содержат гальки метаморфизованных габбро Семчинской интрузии, прорывающей нижнюю вулканогенную толщу. В то же время в лопийских зеленокаменных поясах Кольского полуострова переход от нижней коматиит-толеитовой серии к известково-щелочной происходит постепенно без каких-либо значимых перерывов [4].

Вулканогенные комплексы коматиит-толеитовой и известково-щелочной серий с несогласием и иногда с корой выветривания перекрываются верх-

ней терригенной конгломерато-граувакковой толщей, в которой значительную роль играют алевролиты грауваккового и реже аркозового состава, с горизонтами пелитов, кварцевых песчаников и черных сланцев. Мощности терригенных пород в различных структурах колеблются в широких пределах (от десятков до первых сотен метров).

С верхней терригенной толщей в Западной Карелии связан основной объем железистых кварцитов, локализованных в Костомукшской структуре, а на Кольском полуострове в Оленегорской. Распределение и формационный состав осадочных комплексов верхней терригенной толщи и вариации их мощностей свидетельствуют о контрастности и зональности тектонических режимов на завершающей стадии развития зеленокаменных поясов. Для лопийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова, Центральной и восточной Карелии эти терригенные комплексы завершают разрез, а в Хаутаваарской, Костомукшской и Хизоваарской структурах его продолжает четвертый цикл вулканизма коматиит-толеитовой серии, по петрохимическим параметрам аналогичный второму циклу.

Одной из общих закономерностей пространственного распространения вулканитов зеленокаменных поясов является отсутствие значимого количества вулканитов среднего состава в Западной и Восточной Карелии, т.е. для этих районов Карельской гранит-зеленокаменной области характерен бимодальный тип вулканизма, тогда как для Центральной Карелии, Восточной Финляндии и Кольского полуострова – полимодальный (см. рис. 2).

Главной особенностью структурно-метаморфической эволюции большинства зеленокаменных структур Балтийского щита является полицикличность [19]. Для всех зеленокаменных структур Карелии устанавливаются два этапа структурно-метаморфических преобразований пород, которым предшествовала их аутометасоматическая переработка типа пропилитизации на стадии накопления вулканогенных комплексов [13]. Процессы аутометасоматизма были «объемно-площадными» и их интенсивность определялась удаленностью от вулканических эруптивных центров.

Первый этап регионального метаморфизма устанавливается с различной степенью детальности во многих структурах и проявился в виде разноориентированной линейной складчатости, эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма умеренных (~5 кбар) давлений андалузит-силлиманитового типа. Возможно, что метаморфизм первого этапа протекал синхронно с накоплением вулканогенно-осадочных комплексов зеленокаменных поясов [12, 13].

Второй структурно-метаморфический этап проявился неравномерно на территории Карельской гранит-зеленокаменной области в виде рео-

Таблица 1. Изотопный возраст пород архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита

№	Пояс/структура	Регион	Порода	Метод	Возраст, млн. лет	Источник
1	Шиловская	Восточная	Толейт	Sm-Nd	2960 ± 150	[16]
2	Кенозерская				2910 ± 670	
3	Хаутаваарская	Южная	Андезит-дацит	U-Pb	2945 ± 19	[11]
4			Посткладчатый гранит		2745 ± 5	
5	Койкарская	Центральная	Дацит	U-Pb	2935 ± 20	[1]
6			Посткладчатый гранит		2740 ± 40	
7	Палая-Ламба	Западная	Андезит	Pb-Pb(Zr)	3020 ± 20	[10]
8			Посткладчатый гранит	2810 ± 20		
9	Костомукшская	Западная	Риолит	U-Pb	2795 ± 10	[35]
10			Коматит-толейт	Sm-Nd	2798 ± 52	
11	Кухмо	Восточная Финляндия	Риолит	U-Pb	2790 ± 5	[2]
12	Суомисалми		Андезит-дацит		2966 ± 9	
13	Кухмо		Синкладчатый гранит		Pb-Pb(Zr)	
14	Хизоваарская	Северная Карелия	Андезит-дацит	U-Pb	2803 ± 35	[9, 14]
15			Андезит-дацит		2870 ± 40	
16	Полмос-Порос	Кольский п-ов	Пегматит	Rb-Sr	2730 ± 15	[10]

морфизма комплекса основания и фрагментации зеленокаменных поясов на отдельные структуры. В супракрустальных комплексах с этим этапом связано развитие краевой структурно-метаморфической зональности и второй генерации складок. Эта зональность выражается в закономерном усложнении складчатой структуры, общей деформированности пород и системы расщепления вулканогенно-осадочных комплексов зеленокаменных поясов в направлении от центра структуры к контактам с реоморфизованным фундаментом. Между первым и вторым структурно-метаморфическими этапами внедрилась Семчинская габбро-диоритовая интрузия с U-Pb изохронным возрастом 2890 ± 40 млн. лет [10] и сформировались полимиктовые конгломераты в супракрустальных комплексах зеленокаменных поясов в Центральной Карелии, а в Западной Карелии внедрилась интрузия кварцевых диоритов и дайки основного и среднего состава.

В Карельской гранит-зеленокаменной области для второго этапа метаморфизма устанавливается региональная зональность, которая характеризуется наличием трех крупных зон с различным барическим типом метаморфизма [12, 13]: а) восточно-карельская зона умеренных и повышенных давлений, включающая Сумозерско-Кенозерский и Южно-Выгозерский зеленокаменные пояса; б) зона метаморфизма андалузит-силлиманитового барического типа, захватывающая центральную, южную и западную части Карелии;

в отдельных структурах этой зоны (Хедозерская, Типасярви и др.) отмечается метаморфизм кианит-силлиманитового типа; в) зона, расположенная вдоль границы Карельского и Беломорского геоблоков (Парандовско-Тикшозерский пояс), с высокobarическими условиями метаморфизма кианит-силлиманитового типа. Для этой зоны характерно преимущественное развитие метаморфизма высоких давлений амфиболитовой фации, доходящей в ряде случаев до гранулитовой, и широкое проявление метасоматических процессов (Хизоваарская структура). В окружающих зеленокаменные пояса полях гнейсов и гранитов этот метаморфический этап проявился в виде регионально проявленных процессов мигматизации и гранитообразования.

Для лопийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова характерен специфический региональный метаморфизм амфиболитовой фации, который эволюционировал от высоко- к низкоградиентному режиму в условия переходного по давлению типа [4] в течение одного метаморфического цикла.

Существующие геохронологические данные по зеленокаменным поясам Балтийского щита (табл. 1) позволяют достаточно определенно установить возраст вулканизма и время последних структурно-метаморфических преобразований супракрустальных комплексов и таким образом оценить длительность формирования некоторых поясов и структур.

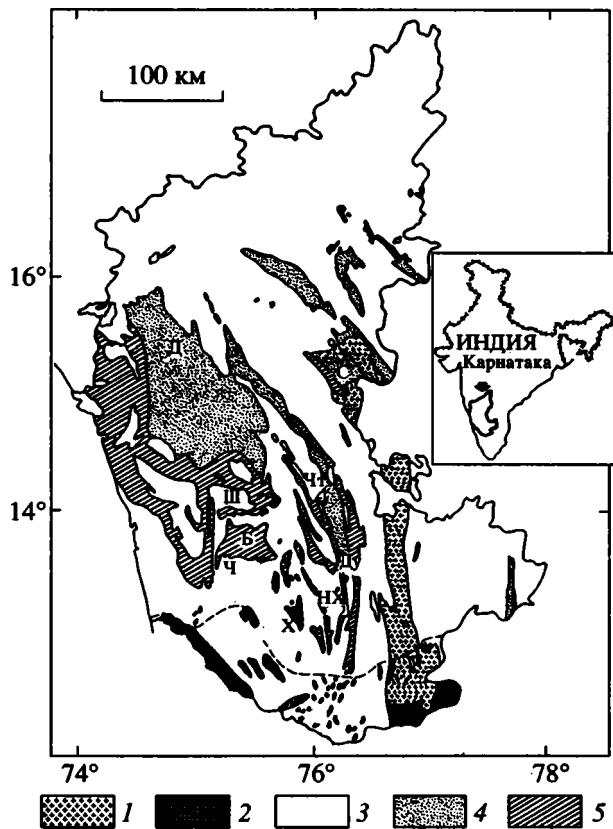


Рис. 3. Схематическая геологическая карта докембрия южной части (штат Карнатака) Южно-Индийского щита [31].

1 – клосепетские и другие “поздние” граниты (PR); 2–5 – архей: 2 – чарнокиты, 3 – гнейсы Пенинсулар; 4, 5 – группа Дарвар, субгруппы: 4 – Читрадурга (породы мобильных зон), 5 – Дудгуни, Бабабудан, Нугги-Халли (породы стабильных зон). Буквами обозначены зеленокаменные пояса: Д – Дарвар, Ш – Шимога, Б – Бабабудан, Ч – Чикмагалур, Чт – Читрадурга, Ду – Дудгуни, НХ – Нугги-Халли, Х – Холенарасипур, С – Саргур.

Принимая за время начала развития зеленокаменных поясов Балтийского щита возраст толеитов и коматиитов Шилоской и Костомукшской структур (см. табл. 1, № 1, 2, 10), андезито-дацитов Койкарской структуры (№ 5), нижней выетуккалампинской свиты Хаутаваарской структуры (№ 3) и группы Луома-Суомисалминской (№ 12) в интервале 3.02–2.8 млрд. лет, а за верхний возрастной предел – возраст постскладчатых гранитов Койкарской (2.74 млрд. лет, № 6), Хаутаваарской (2.74 млрд. лет, № 4), Палаламбинской (2.81 млрд. лет, № 8) структур, пегматитов пояса Полмос-Порос (2.73 млрд. лет, № 16) и синскладчатых гранитов пояса Кухмо (2.81 млрд. лет, № 13), устанавливаем, что длительность формирования соответствующих зеленокаменных поясов Балтийского щита составляет не более 200–150 млн. лет.

На Балтийском щите природа и характер соотношений лопийских зеленокаменных поясов и высокометаморфизованных (вплоть до гранулитовой фации) осадочно-вулканогенных пород, пара- и ортогнейсов беломорского и/или саамского комплекса до сих пор остаются проблематичными. Ряд авторов считают [17], что саамский, или беломорский, комплекс является более древним по отношению к лопийскому и представляет его фундамент. В настоящее время для южной части Беломорского пояса установлено, что большая часть тоналитов (керетьская свита) аналогична по составу тоналитам Карельской гранит-зеленокаменной области, а гранат-амфиболитовые сланцы (хетоламбинская свита) идентичны metabазальтам лопийских зеленокаменных поясов [8]. В Северной Карелии лопийские вулканогенно-осадочные породы Хизоваарской структуры Парандово-Тикшозерского пояса прослеживаются в Керетьскую структуру Беломорского мобильного пояса, где для высокометаморфизованных и мигматизированных гнейсов установлены те же структурная эволюция, литолого-формационный состав и последовательность (коматииты, толеиты, средние и кислые вулканокластические образования и парагнейсы), что и в Хизоваарской структуре [9, 15]. На юге Кольского полуострова (Кандалакшско-Колвицкая структура) наблюдается переход лопийских конгломератов, основных даек, подушечных базальтов и вулканокластических пород в гнейсо-мигматиты и гранатовые амфиболиты [7]. В Вичанской структуре Парандово-Тикшозерского зеленокаменного пояса среди интрузивных чарнокитов установлены кристаллические сланцы с ассоциацией роговая обманка–кианит–гранат–плаггиоклаз (№ 35–40), в которых сохраняются реликты лопийских подушечных базальтов и агломератовых дацитовых туфов [12]. Возраст гранулитового метаморфизма остается дискуссионным.

Таким образом, характер границы Карельской гранит-зеленокаменной области и Беломорского мобильного пояса окончательно не ясен, однако очевидно, что такой границы в архее не существовало и эти две тектонические области развивались в сходных геотектонических режимах.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА ЮЖНО-ИНДИЙСКОГО ЩИТА

Раннедокембрийские комплексы Южной Индии представлены в различной степени метаморфизованными “сланцевыми” или зеленокаменными поясами, гнейсами, гранитоидами и гранулитами (рис. 3). Вулканогенно-осадочные образования зеленокаменных поясов, имеющих возраст 3.1–2.6 млрд. лет, традиционно объединяются в Дарварскую супергруппу или систему [31, 33]. Обширные поля гнейсов и мигматитов, а в южной части щита и чарнокитов, разделяющих Дарварские зеленокаменные пояса, выделяются под

Таблица 2. Генерализованная стратиграфическая схема Дарварского супракрустального комплекса позднерхейских зеленокаменных поясов Южно-Индийского щита [31] и его изотопный возраст

Стратиграфические подразделения и литолого-формационный состав	Районы-стратотипы	Метод	Возраст, млн. лет	Источник
Субгруппа Читрадурга Полимиктовые конгломераты и граувакки; метабазалты, андезиты ³⁾ , дациты ^{1, 2)} и риолиты; ЖРФ и ПМФ	Пояс Читрадурга (районы Читрадурга и Годар); центральная часть пояса Дарвар–Шимога	Rb-Sr ¹⁾ Pb-Pb ²⁾ Sm-Nd ³⁾	2521 ± 5 2565 ± 28 2726 ± 27	[37] [37] [28]
Субгруппа Дудгуни Кварцевые арены/аркозы; метапеллиты, строматолитовые известняки и доломиты; ЖРФ и ПМР, силлы основных пород	Низко метаморфизованные породы (район Талия–Хералекатте) и высоко метаморфизованные породы западной границы пояса Читрадурга; южная и западная части пояса Дарвар–Шимога	–	–	–
Субгруппа Бабабудан Кварцевые (олигомиктовые) конгломераты, кварцевые арены, базальты ⁴⁾ и риодциты, графитовые метапеллиты, ЖРФ	Пояс Бабабудан; районы Курнемугх–Кодахари пояса Восточные Гаты	Sm-Nd ⁴⁾	3020 ± 230	[20, 23]
Субгруппа Нугги-Халли Деформированные основные–ультраосновные расслоенные комплексы ⁵⁾ в ассоциации с коматитами, детритовыми и хемогенными кварцитами, высокоглиноземистые сланцы	Пояса Нугги-Халли и Холенарасипур	Sm-Nd ⁵⁾	3190 ± 40	[28]

Примечание. ¹⁻⁵⁾ Датированные породы. ЖРФ – железорудная, ПМФ – полосчатая марганцовисторудная формации.

названием “гнейсы Полуострова (Peninsular – Пенинсулар)”, которые многими исследователями принимаются в качестве фундамента для супракрустальных комплексов зеленокаменных поясов [33]. Однако проведенные в последние годы исследования свидетельствуют, что “гнейсы Полуострова” гетерогенны и полихронны [21–23, 36]. Установлено, что только небольшая часть включений мигматизированных амфиболитов, гранодиоритовых и диоритовых гнейсов отражают наиболее раннюю фазу деформации, метаморфизма и мигматизации, которая не устанавливается в породах супергруппы Дарвар [28, 42]. Среди гнейсов Пенинсулар развиты фрагменты высокометаморфизованных вулканогенно-осадочных пород (гипербазиты и базиты, кварциты, карбонатные осадки, железистые кварциты), которые объединяются в супергруппу Саргур.

Разрезы Дарварской супергруппы в различных зеленокаменных поясах характеризуются относительно постоянством литолого-формационного состава (табл. 2), но значительно варьируют по мощности (от 2 до 10 км), что связано с тремя этапами складчатых деформаций.

В основании разреза зеленокаменных поясов, как правило, находится осадочный комплекс (субгруппа Бабабудан) мощностью до 1800 м [42]. В зеленокаменных структурах Нугги-Халли и Холенарасипур (см. рис. 3) эти осадочные породы залегают на расслоенном перидотит-габбро-анортитовом хромито- и железо-титаноносном ком-

плексе и реликтах коматитовых вулканитов [27], которые некоторыми исследователями относятся к супергруппе Саргур [26]. Однако авторами данной работы [30, 36, 39] было показано, что эти базит-гипербазитовые магматические образования испытали те же структурно-метаморфические преобразования, что и вышележащие породы. На этом основании они были выделены в самостоятельную субгруппу Нугги-Халли (см. табл. 2).

Среди осадочных пород субгруппы Бабабудан от 25 до 50% объема разреза сложено кварцевыми конгломератами, зрелыми кварцитами с небольшими прослоями графитовых пелитов, а остальная часть разреза – бимодальной ассоциацией субаэральных толеитов и риодацитов. В целом в разрезе субгруппы выделяется от 3 до 12 пачек кварцитов в переслаивании с 14–20 потоками миндалекаменных базальтов и единичными потоками коматитов. Для кварцитов характерны косослоистая (в том числе слоистость “встречных потоков”) и волноприбойная текстуры [36]. Геохимические особенности базальтов (обогащение ЛРЗЭ и Zr) свидетельствуют об их контаминации коровым силикатическим веществом. Кварцевые конгломераты в основании разреза имеют мощность от 3 м (пояса Шигегуда и Хералекатте) до 12 м (пояс Читрадурга) и подстилаются пачкой около 1 м мощности кварц-мусковитовых сланцев, которые являются, вероятно, метаморфизованной корой выветривания [42]. Венчает разрез мощная (до 350 м) полосчатая железорудная формация (ЖРФ).

Реконструкция динамики потоков по текстурным особенностям осадков субгруппы Бабабудан позволяет считать, что они отлагались на пенепленизированной поверхности континентальной окраины или на мелководном континентальном шельфе [42].

Средняя часть разреза (субгруппа Дудгуни) представлена кварцевыми конгломератами, "чистыми" кварцевыми аренидами с косою слоистостью, доломитами, строматолитовыми известняками в ассоциации с полосчатыми железорудной и марганцовисторудной формациями и подчиненным количеством субвулканических тел основного и кислого состава [41]. Характер косою слоистости в кварцитах и присутствие в разрезе строматолитов свидетельствуют о мелководных прибрежно-морских условиях осадконакопления [40]. Полосчатая марганцовисторудная формация является маркирующим горизонтом средней части разреза практически всех Дарварских зеленокаменных структур и прослеживается на протяжении многих сотен километров, что также является признаком существования обширного бассейна осадконакопления шельфового типа и стабильных тектонических условий.

Завершает разрез Дарварской супергруппы субгруппа Читрадурга (см. табл. 2), которая в основании сложена мощной (до 1500 м) толщиной полимиктовых конгломератов с олистостромовыми структурами внизу и градационной слоистостью вверх. В ассоциации с конгломератами находятся граувакки, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Толща полимиктовых конгломератов субгруппы Читрадурга залегает как на нижележащих породах субгруппы Бабабудан, так и на гнейсах рамы. Литологические и структурные особенности конгломератов и граувакк свидетельствуют об их отложении турбидитными потоками и о размыве более древних пород комплекса и рамы [40].

Толща полимиктовых конгломератов перекрывается ортокварцит-карбонат-пелитовой ассоциацией мощностью 20–25 м, в которой присутствуют прослои железорудной и полосчатой марганцовисторудной формаций. Эта ассоциация сменяется вверх по разрезу ритмичнослойной аргиллито-граувакковой ассоциацией и лавами базальт-андезит-дацитовой серии с текстурными признаками подводных мелководных излияний и прослоями агломератовых туфов и кремней (чертов). Базальты составляют до 90% объема вулканитов и имеют геохимические характеристики, близкие к MORB [36].

Таким образом, литолого-формационный состав супергруппы Дарвар свидетельствует о стабильных геотектонических режимах начала ее формирования, отвечавших обстановкам пенепленизированного континентального шельфа и его

приподнятых окраин с формированием ассоциации высоко дифференцированных и высокозрелых кварцевых конгломератов (в том числе ураноносных) и ортокварцитов, а присутствие в разрезе субаэральных вулканитов – о режимах начала формирования континентальных рифтов или эписиалических краевых бассейнов. Этим же стабильным тектоническим условиям отвечает и кварцит-доломит-железо-марганцеворудная ассоциация (субгруппа Дудгуни), слагающая среднюю часть разреза.

Завершающая разрез Дарварских зеленокаменных поясов ассоциация полимиктовых конгломератов, турбидитов, железистых кварцитов и толеитов отражает переход к мобильным режимам развития территории, сходным с условиями более мелководных и тектонически активных задуговых бассейнов [40].

Таким образом, разрез Дарварских зеленокаменных поясов и эволюция тектонических обстановок их формирования представляются весьма сходными с протерозойскими ятулийскими структурами Карелии [5, 37, 38].

Все супракрустальные образования супергруппы Дарвар испытали три этапа складчатых деформаций и два этапа регионального метаморфизма [30, 36]. С первым этапом (DF1) изоклиальной складчатости связан региональный метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Складчатые деформации второго этапа (DF2) также сопровождались региональным метаморфизмом, достигавшим условий низкотемпературной амфиболитовой фации, и привели к образованию наложенных открытых складок различного масштаба, в том числе очень крупных, определивших общую структуру зеленокаменных поясов. Третий деформационный этап (DF3) проявился повсеместно в виде пологих открытых складок и не сопровождался метаморфизмом.

В южной части Дарварского кратона развиты высокотемпературные (высокотемпературная амфиболитовая фация) вулканогенно-осадочные породы, объединяемые в супергруппу Саргур, а также гнейсы, гранулиты и чарнокиты, взаимоотношения которых между собой и низкотемпературными породами Дарварской супергруппы являются предметом дискуссии. Проведенные авторами статьи структурные исследования этих образований показали, что как высоко-, так и низкотемпературные супракрустальные породы Саргура и Дарвара одинаково деформированы, аналогичны по литолого-формационному составу и не имеют различий в сериальном типе метаморфических преобразований [32, 39]. Для гранулитов, чарнокитов и "гнейсов Полуострова" установлена та же последовательность структурных форм трех этапов деформаций, что и для пород супергрупп Саргур и Дарвар [36, 39],

Таблица 3. Сравнительная характеристика зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов

Литолого-формационный состав (ассоциации) различных стадий развития зеленокаменных поясов	Балтийский щит	Южно-Индийский щит
	а) <i>начальная</i> : коматинит-толеитовая; андезит-дацитовая; граувакко-аргиллитовая;	а) <i>начальная</i> : ортокварцито-конгломератовая; кварцито-доломито-железомарганцеворудная;
	б) <i>средняя</i> : вулканогенная поли- и бимодальная	б) <i>средняя</i> : вулканогенная бимодальная
	в) <i>конечная</i> : алевролитито-пелитовая	в) <i>конечная</i> : турбидито-граувакковая
Средние объемные соотношения в разрезах вулканогенных и осадочных комплексов	4 : 1	2 : 3
Органическая деятельность	Углеродистые сланцы	Строматолитовые известняки
Характер метаморфизма	Полициклический амфиболитовой фации умеренных и повышенных давлений, неоднородный по площади	Полициклический зеленосланцевый и амфиболитовой фаций, однородный
Металлогеническая специализация	ЖРФ (Au, Ni, Cu), колчеданы	ЖРФ, ПМФ, Au, Cr, Ni, U-носные кварцевые конгломераты
Длительность формирования	200–250 млн. лет	400–500 млн. лет
Возможные тектонические режимы	Конвергентная континентальная окраина и задуговой спрединг	Дивергентная пассивная окраина континента и интракратонный рифтинг

и только для небольших включений амфиболитов, гранодиоритов и диоритов в гнейсах установлен наиболее ранний этап складчатых деформаций, мигматизации и метаморфизма [30].

Существующие изотопные данные для Дарварского комплекса (см. табл. 2) позволяют приблизительно оценить длительность его развития. Наиболее древний Sm-Nd изохронный возраст (3190 ± 40 млн. лет) получен для расслоенного базит-ультрабазитового комплекса субгруппы Нугги-Халли [28]. Для основных метавулканитов субгруппы Бабабудан была получена Sm-Nd изохрона по породе в целом – 3020 ± 230 млн. лет [20, 23]; для синкинематических (DF1a) гранитов Чикмагалур – Rb-Sr изохрона 3080 ± 110 млн. лет и Pb-Pb модельный возраст 3157 ± 45 млн. лет [43]. Кислые метавулканиты субгруппы Читрадурга (пояс Шимога) имеют Rb-Sr изохронный возраст 2521 ± 5 млн. лет и Pb-Pb модельный возраст 2565 ± 28 млн. лет [37], а андезито-дацитовые метавулканиты той же субгруппы в поясе Читрадурга имеют Sm-Nd изохронный возраст 2726 ± 27 [28]. Для прорывающих породы субгруппы Читрадурга одноименных гранитов получена Rb-Sr изохрона 2650 ± 25 млн. лет [39], что сходно с их Pb-Pb модельным возрастом 2605 ± 18 млн. лет [43].

Таким образом, длительность процессов накопления Дарварского вулканогенно-осадочного комплекса и его структурно-метаморфических преобразований составляет не менее 400 млн. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Рассмотренные выше особенности строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов устанавливают их принципиальные различия (табл. 3), которые возможно объяснить с позиций эволюции мощности, тектонической и термической дифференциации архейской литосферы. Следует подчеркнуть, что геологические данные для практически всех зеленокаменных поясов Южно-Индийского щита и многих – Балтийского свидетельствуют об их заложении и развитии на коре континентального типа. Для зеленокаменных поясов Балтийского щита в целом характерно: преобладание в разрезе вулканитов, в том числе мантийного происхождения (коматиты, толеиты), с циклическим характером проявления; меньшая степень зрелости и сортированности осадков; дифференцированность (появление низкоградиентных режимов) и неоднородность проявления термодинамических режимов метаморфизма. Эти особенности, вероятнее всего, определялись невысокой степенью зрелости

коры, ее высокой магматической проницаемостью, большей скоростью и амплитудой погружения троговых бассейнов осадконакопления. Такие физические параметры коры обусловили и относительно небольшую длительность формирования зеленокаменных поясов, составляющую не более 150–200 млн. лет.

Формирование зеленокаменных поясов Южно-Индийского щита происходило на континентальной коре, значительно более зрелой и мощной, с образованием мелководных, медленно погружающихся морских и пресноводных бассейнов седиментации на пенепленизированном сиалическом фундаменте, имевшем ограниченную проницаемость для мантийных расплавов. Эти же причины определили в целом более низкие термодинамические параметры метаморфизма поясов и их большую изотропность в отличие от линейных структур Балтийского щита. Стабильные условия формирования Дарварских зеленокаменных поясов определили и большую длительность их развития, составляющую не менее 400 млн. лет, что приблизительно в два раза больше, чем предполагается для Балтийского щита, и сопоставимо с длительностью формирования (3.56–2.99 млрд. лет) зеленокаменных поясов блока Пилбара Западной Австралии, также являющегося частью Гондванского материка [34]. В целом особенности развития зеленокаменных поясов Южно-индийского щита ближе к тектоническим условиям, возникшим на Балтийском щите лишь в протерозое при формировании ятулийского комплекса [5, 37, 38].

Если попытаться провести сравнение условий формирования зеленокаменных поясов этих двух регионов с современными геодинамическими режимами развития литосферы в плейттектонических понятиях [44], то можно найти лишь относительное сходство (см. табл. 3). Так, Дарварские зеленокаменные пояса развивались в режимах, напоминающих обстановки дивергентной пассивной континентальной окраины с переходом в интраконтинентальный рифтинг, а пояса Балтийского щита – конвергентной несжатой (“non-contracted”) континентальной окраины и задугового спрединга.

Несмотря на столь различные режимы и обстановки развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов в позднем архее, соотношение образующих их низкометаморфизованных гранит-зеленокаменных и высокометаморфизованных гранулит-гнейсовых областей имеет принципиальное сходство. В обоих регионах гранулит-гнейсовые области, вероятно, представляют собой более глубокие эрозивные срезы гранит-зеленокаменных областей или, по крайней мере, развивались синхронно с ними как единая тектоническая провинция.

Установленные геологические и тектонические отличия зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов имеют и металло-

геническое выражение. Так, для Дарварских зеленокаменных поясов характерны крупные (Колар) и ряд более мелких месторождений золота, небольшие месторождения хрома и меди (Нугги-Халли), а также крупные месторождения железа и марганца (Бабабудан) [33]. В то же время на Балтийском щите не известно сколько-нибудь значимых месторождений золота и марганца, связанных с лопийскими зеленокаменными поясами, а крупные месторождения железа локализованы практически только в двух структурах (Костомукшской в Карелии и Оленегорской на Кольском полуострове). Характерно, что ураноносные кварцевые конгломераты и строматолитовые известняки, присутствующие в разрезе супергруппы Дарвар, на Балтийском щите появляются лишь в ятулийских субплатформенных комплексах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибилова Е.В., Крылов И.Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 2. С. 442–444.
2. Ваасйоки М., Сакко М. Изотопные ограничения возраста и происхождения зеленокаменных поясов и рудных месторождений в них // Типы и эпохи развития зеленокаменных поясов и их металлогения. Петрозаводск: КНЦРАН, 1991. С. 17–19.
3. Вревский А.Б. Геолого-петрологическая систематика зеленокаменных поясов архея // Проблемы эволюции раннедокембрической литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 63–71.
4. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука, 1989. 143 с.
5. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1983. 193 с.
6. Гровс Д.И., Бетт Е.Т. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 98–129.
7. Ефимов М.М., Богданова М.Н. О совмещении мобильных поясов-кратогенов северо-восточной части Балтийского щита (Гранулитовый пояс Кольского полуострова) // Проблемы эволюции докембрия. Л.: Наука, 1986. С. 174–181.
8. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов). Л.: Наука, 1988. 215 с.
9. Кожевников В.Н. Геология и геохимия северо-карельских зеленокаменных структур. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1992. 199 с.
10. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Левченков О.А., Пушкарев Ю.Д. Геохронология восточной части Балтийского щита // Методы изотопной

- геохронологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 77–134.
11. *Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З., Гороховский Б.М.* U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // *Петрология*. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
 12. *Рыбаков С.И., Гришин А.С., Володичев О.А.* О структурно-метаморфической эволюции архейских зеленокаменных поясов // *Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов*. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1988. С. 6–17.
 13. *Рыбаков С.И., Кожевников В.Н., Володичев О.И. и др.* Метаморфизм архейских зеленокаменных поясов Карелии // *Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы*. Л.: Наука, 1990. С. 128–138.
 14. *Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б.* Возраст фукситовых метасоматитов Хизоваары (Сев. Карелия) по результатам U-Pb датирования единичных зерен циркона // *Докл. АН СССР*. 1993. Т. 333. № 1. С. 73–76.
 15. *Слабунов А.И.* Гранит-зеленокаменная система оз. Кереть (Сев. Карелия) // *Типы и эпохи развития зеленокаменных поясов и их металлогения*. Петрозаводск: КНЦРАН, 1991. С. 38–40.
 16. *Сочеванов Н.Н., Арестова Н.А., Матреничев В.А. и др.* Первые данные о Sm-Nd возрасте архейских базальтов Карельской гранит-зеленокаменной области // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 318. № 1. С. 175–180.
 17. *Стенарь М.М.* Беломорская серия Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье). Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1972. 48 с.
 18. *Фашии метаморфизма Восточной части Балтийского щита*. Л.: Наука, 1989. 144 с.
 19. *Хаин В.Е.* О происхождении древних платформ (кратонов) // *Вестн. МГУ. Геология*. 1984. № 2. С. 32–37.
 20. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. М.: Недра, 1988. 383 с.
 21. *Beckinsale R.D., Drury S.A., Holt R.W.* 3360 m.y. gneisses from the South Indian craton // *Nature*. 1980. V. 283. P. 469–470.
 22. *Beckinsale R.D., Reeves-Smith G., Galt N.H., Hott R.L.W., Thompson B.* Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages and REE data from the Archaean gneisses and granites, Karnataka State, South India // *INDO-US Workshop on Precambrian of South India*. Abstr. NGRI. Hyderabad, India, 1982. P. 35–36.
 23. *Bhaskar Rao Y.J., Naha K., Srinivasan R., Gopalan K.* Geology, geochemistry and geochronology of the Archaean Peninsula Gneiss around Gorur, Hassan District, Karnataka, India // *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth and Planet. Sec.)*. 1991. P. 46–57.
 24. *Drury S.A.* Petrogenesis and setting of Archaean volcanics from Karnataka State, India // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. P. 317–329.
 25. *Eriksson K.* Archaean sedimentary associations: Signature of crustal evolution // *3rd International Archaean Symposium. Abstracts Volume*. University of Western Australia. 1990. P. 279–282.
 26. *Gruau G., Tourpin S., Fourcade S. et al.* Loss of isotopic (Nd, O) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites: new evidence from eastern Finland // *Contrib. Miner. Petrol.* 1992. V. 112. P. 66–82.
 27. *Hussain S.M., Naqvi S.M.* Geological, geophysical and geochemical studies over the Holenarasipur schist belt, Dharwar craton, India // *Geol. Soc. India. Mem.* 1983. V. 4. P. 73–95.
 28. *Jaffri S.H., Khan N., Ahmed S.M., Saxena R.* Geological and geochemistry of Nuggihalli schist belt, Dharwar craton // *Geol. Soc. India. Mem.* 1983. P. 110–120.
 29. *Krapez B.* Sequence stratigraphy of the Archaean supracrustal belts of the Pilbara Block, Western Australia // *Precamb. Res.* 1993. V. 60. P. 1–45.
 30. *Naha K., Srinivasan R., Jayaram S.* Sedimentation, structural and migmatitic history of Archaean Dharwar tectonic province, India // *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth and Planet. Sci.)*. 1991. V. 100. P. 413–433.
 31. *Pichamithu C.S., Srinivasan R.* A billion year history of the Dharwar Craton (3200 to 2100 m.y. ago) // *Geol. Soc. India. Mem.* 1983. V. 4. P. 121–142.
 32. *Raase P., Raith M., Ackermann D., Lal R.L.* Progressive metamorphism of mafic rocks from greenschist to granulite facies in the Dharwar Craton of South India // *J. Geol.* 1986. V. 94. P. 261–282.
 33. *Radhakrishna B.P.* Archaean granite-greenstone terrain of the South Indian Shield // *Geol. Soc. India. Mem.* V. 4. P. 1–46.
 34. *Rumar A., Bhaskar Rao Y.J., Gopalan K., Srinivasa Sm-Nd* age of Archaean metavolcanic rocks from the Chitradurga supracrustal belt // *Annual Rep. NGRI*. 1994. P. 2.
 35. *Samsonov A.V., Pukhtel I.S., Bibikova E.V. et al.* Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, West Karelia // *Precambrian of Europe, Abstr. vol.* 1995. P. 98.
 36. *Srinivasan R.* Present status of the Sargur Group of the Archaean Dharwar Craton, South India // *Indian J. Geology*. 1988. V. 60. P. 57–72.
 37. *Srinivasan R., Naha K., Bhaskar Rao Y.J., Gopalan K., Vrevsky A.B. et al.* Archaean greenstone belts of the eastern Baltic and the southern Indian shields – a comparative study // *Current Sci.* 1992. V. 62. № 11. P. 741–744.
 38. *Srinivasan R., Naha K., Bhaskar Rao Y.J., Vrevsky A.B. et al.* Middle to late Archaean geology of the eastern Baltic shield, with a note on its similarity and contrast with the Archaean of southern India // *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*. 1993. V. 102. № 4. P. 567–585.
 39. *Srinivasan R., Naha K., Gopalan K. et al.* The nature of the basement in the Archaean Dharwar craton of southern India and the age of Peninsular Gneiss // *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*. 1993. V. 102. № 4. P. 547–565.
 40. *Srinivasan R., Naqvi S.M.* Some distinctive trends in the evolution of the early Precambrian (Archaean) Dharwar Craton, South India / Ed. Naqvi S.M. // *Precambrian continental crust and its economic resources*. Elsevier, 1990. P. 245–266.

41. *Srinivasan R., Naqvi S.M., Vasantha Kumar B.* Archaean shelf facies and stromatolite proliferation in the Dharwar Supergroup, North Kanara District, Karnataka // *J. Geol. Soc. India.* 1990. V. 35. P. 203–212.
42. *Srinivasan R., Ojakangas R.W.* Sedimentology of the quartz pebble conglomerates and quartzites of the Archaean Bababudan Group, Dharwar Craton, South India // *Evidence for Early Precambrian Crustal Stability* // *J. Geol.* 1986. V. 94. P. 199–214.
43. *Taylor P.N., Chadwick B., Friend C.R.L., Ramakrishnan M., Moorbath S., Viswanathan M.N.* New age data on the geological evolution of southern India // *J. Geol. Soc. India.* 1988. V. 31. P. 155–157.
44. *Wessel G.R.* The geology of plate margins. *Geol. Soc. of America*, 1986. Map and Chart Series MCH059A.

Рецензент: В.Е. Хаин, В.М. Моралев

Greenstone Belts of the Baltic and South Indian Shields: Comparative Study of the Geological Structure and Evolution

A. B. Vrevskii¹, S. I. Rybakov², M. M. Efimov³, P. Srinivasan⁴, B. Rao⁴, K. Naha⁵

¹ *Institute of Geology and Geochronology of the Precambrian, Russian Academy of Sciences, Petersburg*

² *Institute of Geology, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk*

³ *Institute of Geology, Kola Research Center, Russian Academy of Sciences, Murmansk*

⁴ *National Geophysical Research Institute, Uppal Road, Hyderabad, India*

⁵ *Indian Institute of Technology, Kharagpur*

Comparative study of the greenstone belts of the Baltic and South Indian shields shows them to be substantially different. In contrast to the mobile regimes and relatively short period of development of the greenstone belts of the Baltic shield, the Dharwar greenstone structures formed for a longer period of time (about 400 m.y.) during tectonic quiescence; such quiescence was not present in the Baltic shield until the Early Proterozoic (Jatulian).

УДК 551.243(470.4+470.5)

О ДЕФОРМАЦИЯХ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

© 1996 г. Ю. В. Архипов, К. А. Высоцкий, А. Т. Калинин

*Государственное научно-производственное объединение "Аэрогеология", Москва**Государственное геологическое предприятие "Волгагеология"*

Поступила в редакцию 10.08.94 г.

Анализ геолого-геофизических материалов и полевые наблюдения в Волго-Уральской области показали, что деформации ее осадочного чехла качественно не отличаются от таковых многих складчатых областей. В пределах только позднепермско-раннетриасовой части чехла здесь установлены три типа тектонических меланжей, маркирующих разновозрастные и разнотипные разрывные нарушения (дуплексы, чешуйчатые вееры, сдвиги). С ними ассоциируют разнообразные складки трёх генераций, которые различаются по геометрическим характеристикам, условиям локализации и параметрам. Указанные деформации обнаружены и в других частях осадочного чехла и за пределами области, а также выявлены в фундаменте и более глубоких горизонтах земной коры Восточно-Европейской платформы. Указанные факты позволяют предполагать деформированное состояние всей континентальной литосферы платформы. Формирование всего этого комплекса структур осадочного чехла происходило в несколько этапов, которые по времени коррелируются с коллизионными процессами в смежных складчатых сооружениях Урала и Кавказа.

Уже первые исследователи геологического строения Восточно-Европейской платформы А.П. Павлов, А.П. Карпинский, Л.И. Лутугин и другие [16, 24, 31] в конце прошлого и начале настоящего столетий установили широкое распространение деформаций ее осадочного чехла. Поэтому в те годы развивались представления об отсутствии различий между деформациями платформ и складчатых сооружений. Позднее в работах А.Д. Архангельского, А.Н. Мазаровича, Н.С. Шатского, А.А. Богданова, В.Е. Хаина [2, 5, 23, 35, 38] стала преобладать точка зрения о принципиальных отличиях строения и развития платформ (плит, кратонов) от таковых складчатых регионов и отрицалось какое-либо серьезное значение деформаций в строении комплексов чехла первых, в том числе Волго-Уральской области и всей Восточно-Европейской платформы. Платформы стали рассматриваться как стабильные области, "обрамленные складчатыми (геосинклинальными) поясами" [5, с. 205]. Любые случаи обнаружения деформаций осадочного чехла как в пределах Восточно-Европейской платформы, так и других древних платформ отмечались как чисто локальные и аномальные объекты без должного анализа.

Эту точку зрения о значительной стабильности и исключительной недеформированности осадочного чехла Волго-Уральской области не поколебали исследования Р.Н. Валеева, И.Х. Кавеева, М.А. Камалетдинова, В.А. Лобова [6, 11, 13–15, 22], устано-

вивших надвиги и связанные с ними дислокации, что подтверждает "Тектоника литосферных плит территории СССР" [9].

Авторы в результате полевых наблюдений в естественных обнажениях по берегам рек Волги, Вятки, Кобры и более мелких водотоков, а также тщательного анализа материалов геологического картирования, геофизических исследований в совокупности с данными разведочного бурения в пределах Вятского мегавала, Жигулевско-Пугачевского поднятия, Токмовского свода пришли к выводу о правоте первопроходцев и указанных выше исследователей [6, 11, 15, 23] и убедились, что деформации комплексов чехла значительны и не укладываются в рамки общепринятых парадигм.

В разной степени деформированные комплексы осадочного чехла распространены практически повсеместно на территории рассматриваемой области. Наиболее уверенно деформации фиксируются в доступной для наблюдений позднепермско-раннетриасовой части чехла (рис. 1). Они здесь достаточно многочисленны, разнообразны и представлены различными телами тектонических меланжей (рис. 2, 3), маркирующими разрывные нарушения разной кинематики. С разрывами ассоциируют складки различных размеров и морфологии (рис. 4, 5), валообразные поднятия и множество "локальных" структур [36].

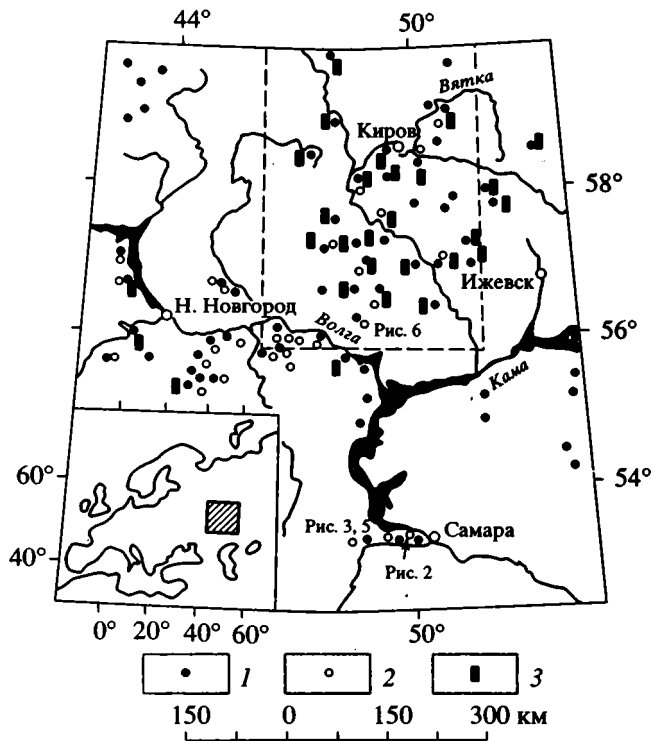


Рис. 1. Схема размещения разных типов деформаций позднепермско-раннетриасовой части осадочного чехла Волго-Уральской области

1, 2 – места обнаружения: 1 – тектонических меланжей, маркирующих разнотипные разрывные нарушения, 2 – складок; 3 – участки моноклинального залегания пород.

В первую очередь, необходимо отметить постоянное обнаружение в разрезах верхнепермско-нижнетриасовых осадочных комплексов необычных тел раздробленных и брекчированных пород, в которых разноориентированные обломки погружены в материал глинисто-алевритовой размерности и распределены крайне хаотично. Для вмещающего материала характерно полное отсутствие слоистых текстур и остатков ископаемых фаун, и он наиболее близок палеомилонитам.

В этом основном материале постоянно наблюдаются примеси более крупных частиц, гидроксидов железа и продуктов вулканической деятельности. Часто в нижнетатарских и казанских комплексах указанные образования интенсивно сульфатизированы, а иногда и карбонатизированы. Все примеси локализованы, как правило, очень неравномерно в виде отдельных скоплений, что придает им в естественных обнажениях и образцах из керна разведочных скважин пятнистый облик. В таком материале беспорядочно рассеяны многочисленные обломки

карбонатных и терригенных пород, сплошные массивы которых закартированы поблизости. Наряду с доминирующими обломками, чьи размеры не превышают в поперечнике первых сантиметров, нередко фиксируются глыбы, реже отторженцы растресканных пород длиной соответственно от 0.2–0.5 до первых и многих десятков метров. Свойственны также гнездо-, линзо- и жиллообразные обособления гипсов, ангидридов, твердых битумов, явно новообразованных агатовидных кремней толщиной от долей сантиметра до 0.2–0.4 м, а длиной от первых сантиметров до нескольких метров. Последние, включая битумы, локализованы преимущественно как в прикровельных частях рассматриваемых образований, так и в подошвенных горизонтах перекрывающих пластов пород с обычными слоистыми текстурами. При этом обособления кремней и битумов отчетливо осложняют первичную слоистость перекрывающих пород.

В районе пос. Печерского (южная часть Самарской Луки) в обрывах правого берега р. Волги в подобных образованиях встречены угловато-округлые глыбы трещиноватых известняков и доломитов, достигающих в поперечнике 2–3 м, пронизанных жилками кальцита и окруженных каймами карбонатно-глинистого материала с полосчатой текстурой. Полосчатость обусловлена концентрически-“послойным” распределением по отношению к указанным глыбам новообразованных минералов, главными из которых являются кристаллы кальцита, гипса (в том числе двойники типа ласточкина хвоста), марказита, пирита, гетита и гидрогетита. Длина кристаллов изменяется от долей до 3–7 см, и кристаллы часто ориентированы длинными осями поперек полосчатости. Отличия полос заключаются в разных количествах, размерах и соотношениях указанных минералов. Все полосы как бы “пропитаны” гидроокислами железа, различными окислами и легко различаются одна от другой благодаря разным количествам налетов ярозита. Толщина полос не превышает 1–5, а все каймы – 10–20 см. Эти каймы чисто морфологически напоминают каймы вокруг глыб родингитов и нефритоидов в серпентинитовых меланжах офиолитовых ассоциаций складчатых областей [3, 8, 18].

Мощности тел раздробленных и брекчированных пород, которые по всем признакам есть не что иное, как тектонические меланжи, на севере области в татарских толщах Вятского мегавала достигают 20–110 м. Тела таких же образований неустановленной мощности встречены при геологическом картировании, разведочном бурении в разрезах верхнепермско-нижнетриасовых комплексов на площадях Токмовского и Южно-Татарского сводов, группы Камских структур и дру-

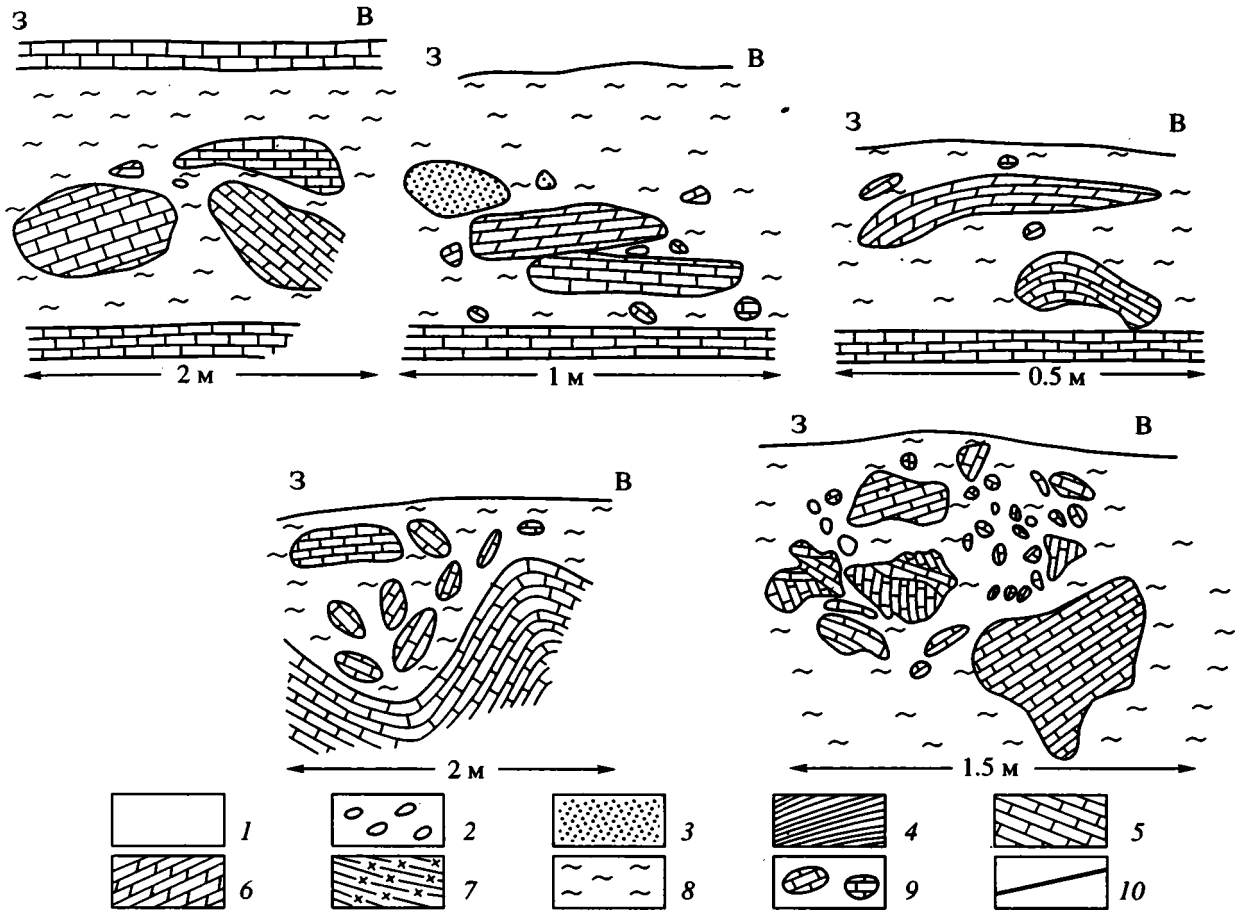


Рис. 2. Зарисовки субпластовых тектонических меланжей в естественных обнажениях казанских отложений по правому берегу р. Волги в южной части Самарской Луки (см. рис. 1)

Для рис. 2–5: 1 – нерасчлененные кайнозойские образования; 2–6 – верхнепермские комплексы пород: 2 – конгломераты, 3 – песчаники и алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – известняки, 6 – мергели; 7 – тектонические меланжи; 8 – основной материал тектонических меланжей глинисто-алевритовой размерности; 9 – глыбы и крупные обломки пород в тектонических меланжах; 10 – разрывные нарушения. Вертикальный масштаб равен горизонтальному.

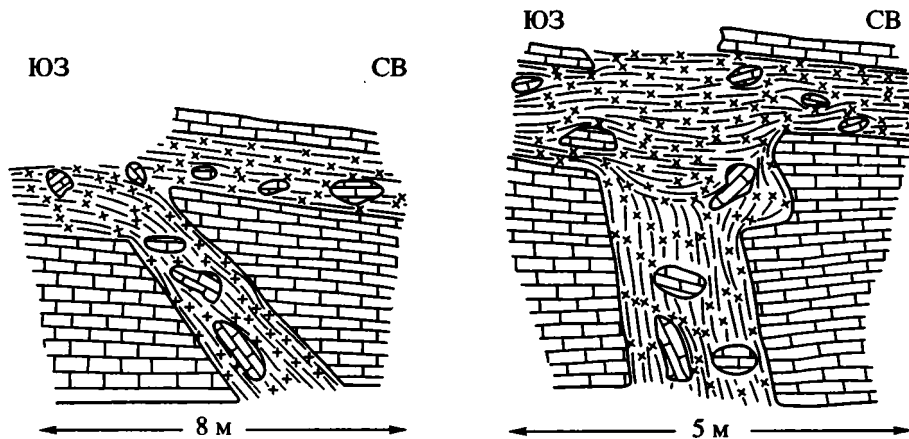


Рис. 3. Зарисовки строения зон тектонических меланжей третьего типа в естественных обнажениях казанских отложений по правому берегу р. Волги в южной части Самарской Луки в 5–7 км выше по течению г. Сызрани (см. рис. 1) Условные обозначения см. на рис. 2. Вертикальный масштаб равен горизонтальному.

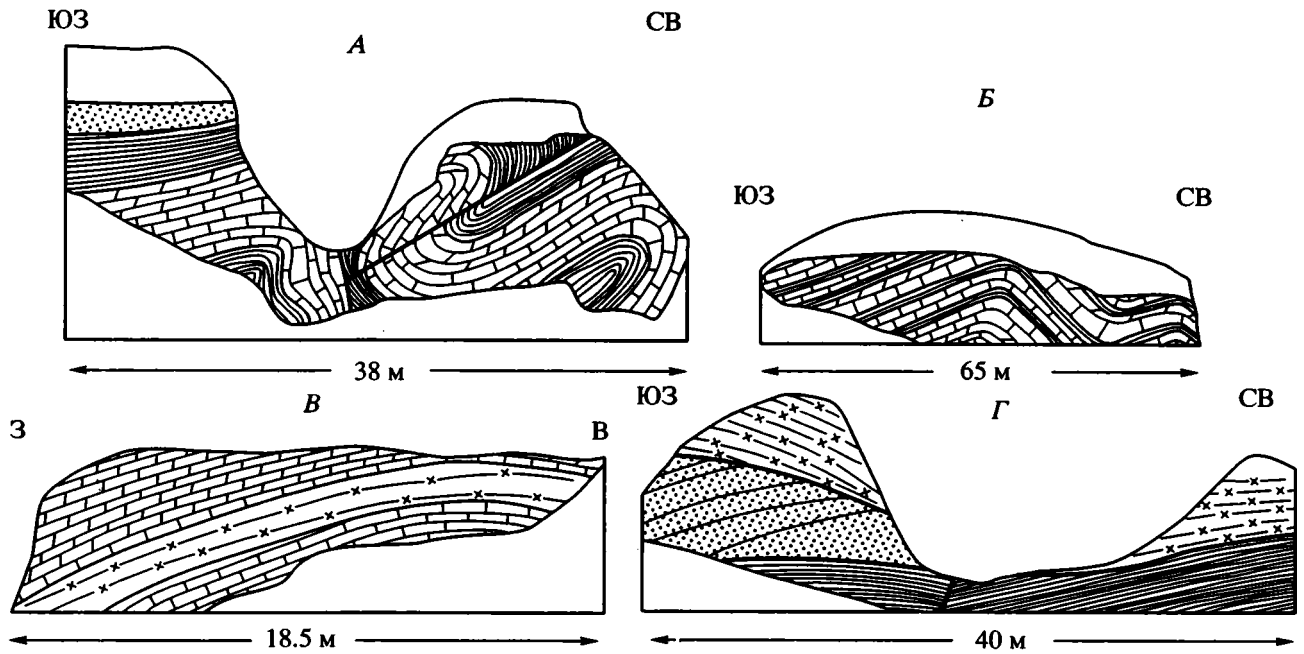


Рис. 4. Зарисовки деформаций верхнепермско-нижнетриасовых комплексов в естественных обнажениях по берегам водотоков на площади Вятского мегавала (см. рис. 6)

Условные обозначения см. на рис. 2. Вертикальный масштаб равен горизонтальному.

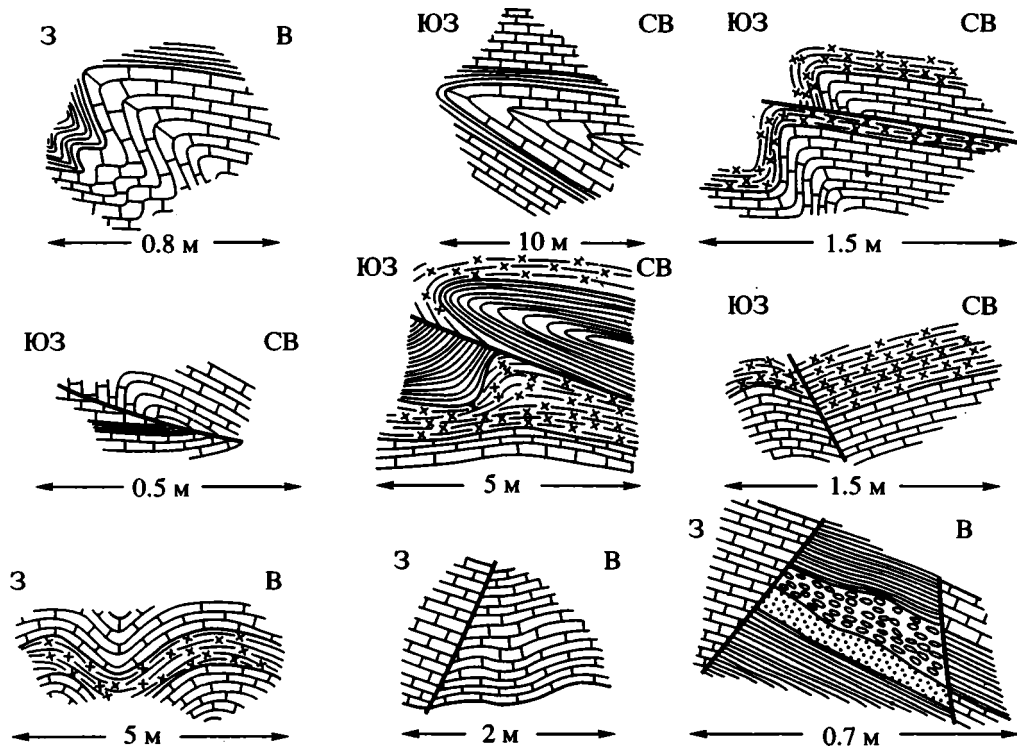


Рис. 5. Зарисовки деформаций верхнепермских отложений в естественных обнажениях правого берега р. Волги в южной части Самарской Луки между г. Сызранью и пос. Печерским (см. рис. 1)

Условные обозначения см. на рис. 2. Вертикальный масштаб равен горизонтальному.

гих районов Волго-Уральской области, а также некоторых смежных участков, в частности, к северо-западу от Московской синеклизы. В южных частях Самарской Луки в толщах казанских отложений их мощности не превышают 5–20 м. Таким образом, меланжи прослеживаются практически на всей территории Волго-Уральской области (см. рис. 1) и имеют протяженность по латерали в десятки и сотни километров.

Среди тектонических меланжей на рассматриваемой территории различаются три морфологических типа. Необходимо отметить, что меланжи всех типов разграничивают разнофациальные разнотипные (карбонатные, терригенные и др.) вещественные комплексы. Наиболее ярко такие резкие соотношения установлены в пределах Вятского мегавала на участках локализации татарских толщ (вятский, северо-двинский, верхнеуржумский и другие горизонты), что, скорее всего, указывает на их тектоническую природу. Надо подчеркнуть, что на многих смежных участках зафиксированы и постепенные взаимопереходы указанных толщ, которые резко контрастны первым и делают их аномальными на этом фоне. В южной части Самарской Луки, некоторых районах Токмовского свода, на западе Волго-Камской антеклизы такие меланжи разделяют толщи казанского яруса близкого фациального и литологического составов. Но в этом случае устанавливаются аномальные мощности этих толщ, как, например, в Верхнекамской структуре.

Первый тип тектонических меланжей представлен субпластовыми телами. В районах Вятского мегавала они разделяют верхнепермско-нижнетриасовые комплексы на ряд тектонических пластин, почти конформных напластованию вмещающих осадочных формаций (рис. 6, 7, см. рис. 4). Здесь тектонические пластины имеют северо-западное и запад-северо-западное простирания, дискордантные ориентировкам современных структур [36]. Они образованы нижнетриасовыми, татарскими толщами или различными их частями, толщина их варьирует от 30–40 до 100–150 м и более. В геологических разрезах Самарской Луки такие же меланжи разделяют казанские толщи на пластины толщиной от первых до 30–50 м.

Эти тела субпластовых тектонических меланжей, наиболее вероятно, маркируют разрывные нарушения, приближающиеся по своим морфологическим особенностям к надвигам типа дуплексов [27, 40, 41]. В последние годы надвиги, сходные с дуплексами, стали известны и в других регионах Восточно-Европейской платформы, в частности, они описаны в Верхнепечорской впадине [28].

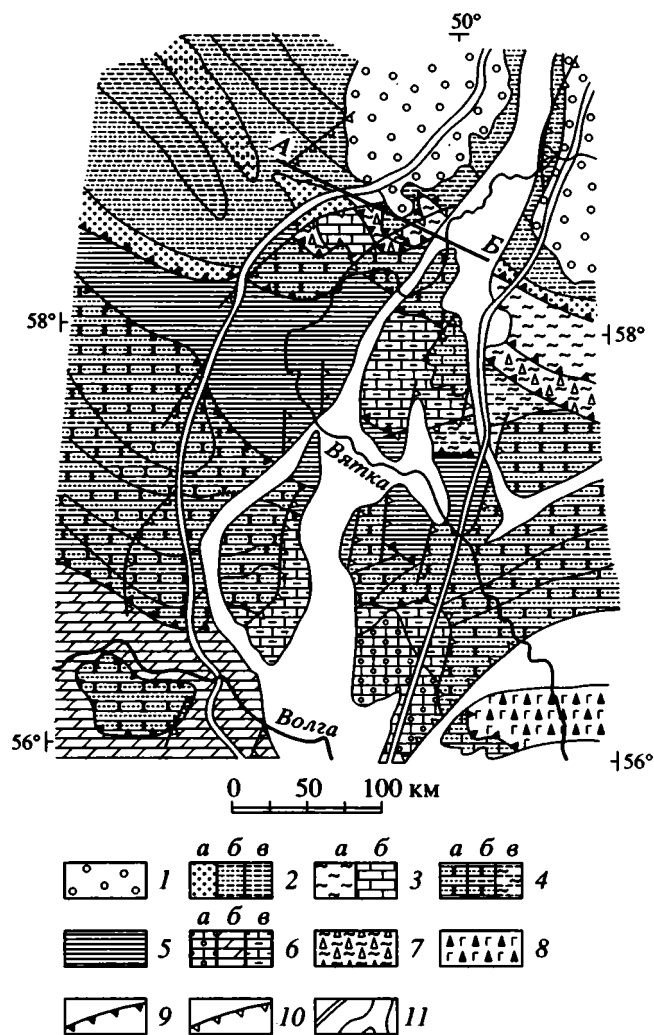


Рис. 6. Структурная схема строения Вятского мегавала и смежных территорий (см. рис. 1). Составили К.А. Высоцкий, Ю.В. Архипов, 1994 г.

1–6 – комплексы: 1 – среднеюрско-нижнемеловые сероцветные песчано-глинистые, 2 – нижнетриасовые красноцветные туфогенные песчано-аргиллитовые: а – существенно песчаниковые, б – песчаниково-алевролитовые, в – алевролит-аргиллитовые, 3 – верхнетатарские красноцветные карбонатно-терригенные, существенно: а – аргиллито-алевролитовые, б – известняковые, 4, 5 – ниже-верхнетатарские красноцветные туфогенные: 4 – алевролит-песчаниковые: а – существенно песчаниковые, б – песчаниково-алевролитовые, в – существенно аргиллито-алевролитовые, 5 – аргиллитовые; 6 – ниже-верхнетатарские пестроцветные карбонатные: а – существенно известняковые, б – мергельно-известняковые, в – аргиллито-известняковые; 7 – брекчированные аргиллиты с обломками известняков и кремней; 8 – огипсованные брекчированные карбонатно-терригенные породы; 9 – места локализации фронтальных частей субпластовых тектонических меланжей; 10 – местоположение фронтальных частей тектонических меланжей других морфологических типов; 11 – границы зон десульфатизируемых пород. А–Б – положение разреза, изображенного на рис. 7.

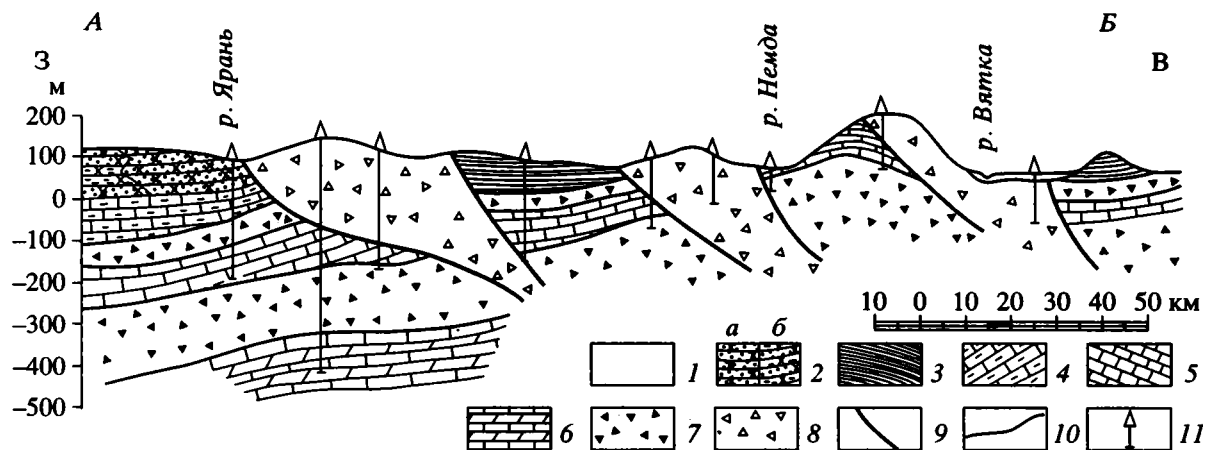


Рис. 7. Принципиальный геологический разрез западной части Вятского мегавала (см. рис. 6)

1–6 – комплексы: 1 – кайнозойские, 2 – ниже-верхнетатарские красноцветные туфогенные песчаниково-алевролитовые: а – существенно песчаниковые, б – песчаниково-алевролитовые, 3 – верхнепермско-нижнетатарские красноцветные туфогенные аргиллитовые, 4 – нижнетатарские пестроцветные аргиллитово-известняковые, 5 – нижеказанские сероцветные известняковые, 6 – нижнепермско-верхнекаменноугольные мергельно-известняковые; 7, 8 – тектонические меланжи: 7 – субпластовые, 8 – второго типа (объяснения в тексте); 9 – тектонические взаимоотношения комплексов; 10 – геологические границы; 11 – скважины.

Второй тип тектонических меланжей Вятского мегавала представлен преимущественно полого наклоненными в восточных румбах телами общего субмеридионального простирания. При этом они в отличие от первых всегда под разными углами секут напластования осадочных толщ и явно осложняют субпластовые меланжи. Углы их наклонов последовательно возрастают от западных тел к более восточным с 1° – 5° до 10° – 15° и более. В плане же тектонические меланжи второго типа ориентированы конформно структурам мегавала (см. рис. 6, 7). Сходные по морфологии и ориентировкам тела тектонических меланжей легко выявляются при обследовании береговых обрывов р. Волги в южной части Самарской Луки, где углы их наклонов постепенно увеличиваются на восток с 5° до 40° – 60° . Структуры, генерировавшие тела меланжей второго типа, принадлежат надвигам, наиболее сходным с чешуйчатыми веерами. Последние характеризуют строение многих складчатых областей Мира [1, 27, 41].

Третий тип тектонических меланжей является собой резко секущие вмещающие осадочные комплексы и рассмотренные первые типы меланжей разноориентированные (установлены субширотные, северо-западные и северо-восточные) и круто наклоненные тела плитообразной формы (см. рис. 3), толщина которых минимальна для такого рода образований и обычно изменяется от первых дециметров до 5–7 м. Материал в них часто наименее уплотнен и иногда представлен просто дезинтегрирован-

ными разновеликими обломками. По контактам этих тел устанавливаются фрагменты зеркал скольжения с преимущественно горизонтально ориентированными штрихами и бороздками, указывающими на сдвиговые смещения вдоль рассматриваемых тел, а сами они фиксируют на местности положение сдвигов. Наблюдения в южной части Самарской Луки показали, что, помимо сдвиговых, вдоль части их происходили и взбросовые перемещения (см. рис. 3). Доминирующие углы наклонов указанных сдвигов и взбросо-сдвигов на юг, юго-запад и юго-восток составляют 70° – 80° , но иногда не превышают 45° – 60° .

С перечисленными тектоническими меланжами всех типов, которые, несомненно, следует интерпретировать как овецественные следы разрывных нарушений указанной выше кинематики, ассоциируют разномасштабные и разнотипные складки, особенно часто – только их фрагменты (см. рис. 4, 5), а также многочисленные участки моноклинального залегания верхнепермско-нижнетриасовых комплексов и большое число “локальных” структур [36]. Все они локализованы как в рассмотренных меланжах, так и в разделенных ими осадочных толщах. Особенно часто наиболее масштабные складки приурочены к краевым районам распространения этих толщ или фронтальным частям тектонических пластин.

Геометрический анализ всех складчатых деформаций показал, что среди них различаются цилиндрические и конические складки [4, 12, 27].

Они подразделяются, но крайней мере, на три генерации. При этом параметры складок всех генераций изменяются в широких пределах: от микро- (в сантиметры и первые дециметры) до макроформ (таких, как антиклиналь Вятского мегавала протяженностью до 500 км и сходные структуры Волго-Уральской области и смежных территорий Восточно-Европейской платформы).

Складки первой генерации являются цилиндрическими (рис. 8) и широко распространены по периферии Вятского мегавала, а их фрагменты опознаются и в центральных районах мегавала. Установлены они также в южных частях Самарской Луки. По результатам геологического картирования можно предполагать их наличие на западе Южно-Татарского и северной оконечности Токмовского сводов и в некоторых других участках Волго-Уральской области. Это асимметричные, часто запрокинутые на северо-восток и юго-запад складки северо-западного и запад-северо-западного простираний. Большое число складок первой генерации можно наблюдать в пределах Вятского мегавала в тектонических пластинах, образованных татарскими отложениями или их частями. Их размеры достигают 15–30 м и более. Юго-западные крылья складок обычно наклонены под углами 30° – 40° , северо-восточные – 70° – 80° (вплоть до запрокидывания). В южных частях Самарской Луки складки этой генерации локализованы, главным образом, в субпластовых тектонических меланжах. Но при этом они имеют меньшие размеры (до первых метров), и более пологими крыльями у них являются северо-восточные (углы наклонов всего 10° – 30°), а юго-западные круче (углы наклонов 70° – 80° вплоть до запрокидывания). Морфология и общая ориентировка складок сохраняются. Углы крыльев составляют от 30° – 40° до 100° – 110° . Осевые поверхности наклонены соответственно под углами от 30° – 40° до 70° – 85° . Шарниры складок погружаются на запад и северо-запад под углами 5° – 15° .

Складки второй генерации тоже цилиндрические (см. рис. 8), они достаточно многочисленны и уверенно устанавливаются в регионе. К их числу принадлежат антиклиналь в центральной части Вятского мегавала, многие сходные структуры в его пределах (только меньших размеров), большинство пликативных дислокаций Самарской Луки [36]. Это наиболее разнообразная в морфологическом отношении генерация: с одной стороны, ее представляют асимметричные, часто запрокинутые как в восточных, так и западных румбах складки, а с другой, – слабо асимметричные формы, примером которых может служить упомянутая антиклиналь Вятского мегавала.

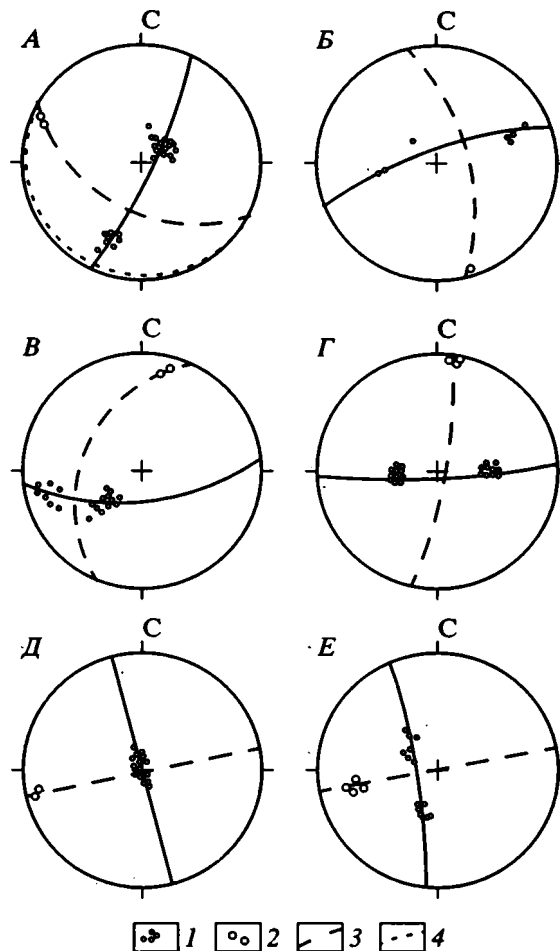


Рис. 8. Стереогаммы складок Волго-Уральской области

1 – полюса слоистости; 2 – шарниры складок; 3 – осевые плоскости складок; 4 – плоскости надвигов. Цилиндрические складки: А – первой генерации в обнажениях правого берега р. Волги в 3.5 км выше по течению г. Сызрани; Б, В – второй генерации в пределах Вятского мегавала на правом берегу р. Волги около с. Новинское (Б), около с. Мумариха (В); Г – второй генерации на правом берегу р. Волги в 2 км выше по течению г. Сызрани; Д – куполовидные цилиндрические складки второй генерации на правом берегу р. Волги в 0.5 км от западной окраины пос. Печерского; Е – конические складки третьей генерации на правом берегу р. Волги в 2 км ниже по течению от западной окраины пос. Печерского.

ла. Параметры складок в ширину варьируют от первых дециметров до десятков метров и десятков километров, протяженность от десятков метров до сотен километров. Всех их объединяет общее субмеридиональное простирание. По латерали намечается смена асимметричных разновидностей почти симметричными при движении от фронтальных (западных) частей тектонических пластин к их центральным участкам.

Осевые поверхности складок наклонены в соответствии с их асимметричностью и запрокидыванием на восток и запад под углами 60° – 80° , но нередко они почти вертикальны. Углы крыльев меняются от 30° – 60° до 110° – 140° . Шарниры складок погружаются в северных направлениях под углами 10° – 25° . На крыльях складок фиксируется линейность типа бугорчатости с элементами залегания: азимут падения 340° – 360° , углы – 5° – 15° , что согласуется с ориентировками шарниров. Отмечаются и элементы грубого кливажа [7], простирающегося по азимуту 350° , с наклоном кливажных поверхностей почти исключительно на восток под углами 70° – 80° . Важно подчеркнуть, что эти складки и их фрагменты наложены и осложняют субпластовые меланжи и связанные с последними складки первой генерации. При этом в субпластовых меланжах в районах локализации складок второй генерации часто обнаруживаются следы десульфатизации. Подобная зона десульфатизированных образований таких меланжей наиболее четко зафиксирована в центральной антиклинали Вятского мегавала (см. рис. 6).

Третья генерация складок распространена более локально, и параметры зон их распространения в ширину редко превышают первые километры. На отдельных участках Самарской Луки удается установить, что эти складки приурочены к дешифрируемым линеаментам субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний. Складки этой генерации здесь же уверенно опознаются в естественных обнажениях правого берега р. Волги, где их размеры составляют первые дециметры и первые метры. Здесь также можно видеть, что они осложняют складки первых генераций и первые типы меланжей. По геометрическим характеристикам это исключительно конические складки (см. рис. 8). Их шарниры наклонены (20° – 40° и более) по азимутам 355° , 35° , 160° , а полюса слоистости располагаются на стереограммах по дугам малого круга.

Перечисленные разрывы, складки в совокупности с другими материалами [5, 15, 36] позволяют выделить только в позднепермско-раннетриасовой части осадочного чехла Волго-Уральской области три дискретных структурных парагенезиса, свидетельствующих о трех самостоятельных этапах деформаций этой части чехла на данной территории.

Формирование дуплексов, субпластовых меланжей и ассоциирующих с ними складок общих северо-западных и запад-северо-западных ориентировок, наиболее вероятно, происходило в среднетриасово-раннеюрское время. Необходимо отметить, что указанные структуры конформны

Притиманским, что может свидетельствовать об общих причинах их возникновения в результате коллизии на севере Урала и смежных областей. Недавно в северных частях Восточно-Европейской платформы в зоне сочленения Верхнепечорской впадины с североуральскими структурами описаны надвиговые структуры, сходные с дуплексами [28].

Второй этап деформаций – образование субмеридиональных надвигов типа чешуйчатых верев, тектонических меланжей второго типа и таким же образом простирающихся складок, завершившееся в начале раннемеловой эпохи. Об этом можно судить по такой же субмеридиональной ориентировке структур в берриасовых отложениях в центральных частях Московской синеклизы. Последние несогласно перекрываются уже валанжин-альбскими и верхнемеловыми комплексами, прослеживающимися в восток-северо-восточном направлении. В целом структуры этапа ориентированы согласно уральским, и на этом основании их формирование можно коррелировать с какими-то постколлизийными процессами в Уральской складчатой области [9].

Третий этап деформаций ознаменовался возникновением разноориентированных сдвигов и взбросо-сдвигов, а также обусловленных ими конических складок. Все они уверенно могут быть сопоставлены с коллизийными структурами в зоне сочленения Альпийской складчатой области (в первую очередь, сооружениями Кавказа) и южных окраин Восточно-Европейской платформы. По некоторым материалам [9, 10, 21], коллизийные процессы наиболее активно воздействовали на указанные окраины платформы в палеогене.

Кратко рассмотренные структурные элементы верхнепермско-нижнетриасовых комплексов не являются характерными только для этой части чехла, но известны и на других его горизонтах. В частности, складки и разрывы выявлены в каменноугольных отложениях севера Токмовского свода, антиклинали и разрывы установлены в пашийских и кыновских микрограбенах в пределах Жигулевско-Пугачевских поднятий и т.д. Деформации осадочного чехла обнаружены и за пределами Волго-Уральской области. Они представлены горизонтами брекчированных пород, разрывами, складками, различными осложнениями слоистых текстур, признаками наложенных сульфатизации и десульфатизации, постседиментационного окремнения, перемещенных и преобразованных битумов и т.п. По результатам геологического картирования и разведочного бурения они наблюдались на значительной площади Восточно-Европейской платформы, в том числе в пале-

огеновых отложениях (нижнесызранские слои) Рязано-Саратовского прогиба, юрско-меловых терригенных толщах Московской синеклизы, каменноугольных образованиях Южного Подмосквья и др.

Все это заставляет иначе взглянуть на некоторые устоявшиеся проблемы региональной геологии рассматриваемой платформы. В этом свете парадоксальность ранневендских "тиллитов" может быть объяснена по-другому. Не исключено, что эти "тиллиты" на самом деле представляют собой олистостромы. Тогда понятны и глобальный характер их распространения, и сочетание холодных (часто определяемых по "тиллитам") и теплых эпох в венде, и нахождение в вендских толщах продуктов глубокого химического выветривания, и цветовые гаммы пород (часто красноцветные), и палеомагнитные данные о нахождении региона в венде в экваториальных широтах [9], и постоянная ассоциация вендских осадков с продуктами вулканической деятельности, и местный характер обломочного материала, и текстурные особенности пород (конседиментационные тектонические типы), и многое другое.

Образование вендских олистостром, вероятно, происходило по следующему сценарию. После первичных рифейских расколов и появления авлакогенов уже в ранневендскую эпоху регион оказался в состоянии напряжения, что характерно и для современных геодинамических обстановок платформ [17, 28, 39]. При этом растяжение и сжатие могли быть как одновременными, так и почти одновременными [32, 41]. Напряженное состояние и обусловило формирование надвигов по бортам рифейских авлакогенов [6] и образование олистостром.

Изложенное позволяет по-новому раскрыть тектоническое строение Волго-Уральской области. На рассматриваемой территории можно выделить структурные зоны с различными вещественными комплексами. Эти зоны отличаются одна от другой отмеченными в статье деформациями и множеством разноориентированных структур [36]. Небезынтересно отметить удовлетворительную сопоставимость новой схемы с картой горизонтальных градиентов современных вертикальных движений [17]. Они, особенно карта, наглядно демонстрируют доминирующее в данном регионе латеральное сжатие, согласующееся с ориентировками закартированных и установленных при бурении структур. На возможность значительных напряжений во внутренних областях континентов, каковой и является Волго-Уральская область, указали недавние исследования [19, 29, 39].

Приведенные в статье данные позволяют заключить, что деформации осадочного чехла области и всей Восточно-Европейской платформы распространены более широко, чем это представлялось ранее, и являются неотъемлемой частью внутреннего строения чехла. Если учесть деформации фундамента данной платформы и более глубоких горизонтов ([11, 13, 14, 22], авторский анализ геолого-геофизических материалов), можно заключить, что вся континентальная литосфера платформы находится в деформированном состоянии, что согласуется с последними исследованиями [25, 26, 37, 39]. Этот вывод о возможности значительных деформаций континентальной литосферы вытекает и из основных положений механики сплошных сред [20]. Именно на основании механики сплошных сред Д. Теркот и Дж. Шуберт [33], по-видимому, первыми указали на теоретическую возможность таких деформаций, включая и деформации удаленных от коллизионных зон участков.

Указанные факты дают основание предполагать, что деформации континентальной литосферы данной платформы качественно не отличаются от таковых в складчатых сооружениях. Как справедливо отмечал В.И. Попков [25, 26, с.12], "можно говорить о близком, в принципе одинаковом, механизме их формирования, что свидетельствует о достаточно универсальном характере структурообразования в земной коре": Действительно, силам, создающим напряженное состояние в литосфере, а затем и деформации разных типов, безразлично, к каким объектам они приложены. В зависимости от реологических свойств сплошных геологических сред, наличия неоднородностей, тепловых потоков, состояния гидродинамических систем и других параметров могут различаться только результаты единого механизма формирования структур платформ и складчатых сооружений. В этой связи уместно напомнить, что все миеосинклинальные складчатые системы и большинство краевых прогибов представляют собой, по существу, интенсивно переработанные складчато-надвиговыми деформациями значительные участки с континентальной литосферой [3, 5, 9, 14, 34]. Все это согласуется с современной геодинамикой [17, 19, 29, 30, 37].

Предварительно можно заметить, что отличия деформаций платформы (континентальной литосферной плиты) от деформаций в складчатых областях заключаются лишь в большей дискретности и меньших параметрах. Все это заставляет пересмотреть ряд кардинальных проблем геодинамики (в первую очередь, исключительную жесткость литосферы платформ или континентальных литосферных плит) и изменить взгляды на металлогению [10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгирей Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 155 с.
2. *Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. I. М.: П гос. изд-во, 1923. С. 138–144.
3. *Архипов Ю.В.* Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и связанные с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1984. С. 110–131.
4. *Архипов Ю.В., Натальин Б.А., Парфенов Л.М.* Опыт применения структурного анализа при изучении дислокаций Верхояно-Чукотской области // Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых в Якутии. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1983. С. 29–44.
5. *Богданов А.А.* Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Недра, 1976. 340 с.
6. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1978. 157 с.
7. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы. М.: Наука, 1979. 208 с.
8. *Добрецов Н.Л., Молдавцев Ю.В., Казак А.П. и др.* Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 218 с.
9. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. I. 322 с.
10. История развития и минерагения Русской платформы / Ред. Старицкий Ю.Г. Л.: Недра, 1981. 224 с.
11. *Кавеев И.Х., Степанов В.П., Булгаков В.Н.* Тектонические особенности зон местных землетрясений Татарского свода // Шарьирование и геологические процессы: Тез. докл. сессии Ин-та геологии Баш. НЦ УО АН СССР, 12–14 дек. 1989 г. Уфа, 1989. С. 78.
12. *Казаков А.Н.* Геометрический анализ складчатых структур с помощью стереограмм // Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Л.: Недра, 1980. С. 28–48.
13. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Шарьяжные и надвиговые структуры фундамента платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
14. *Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.* Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы. М.: Наука, 1991. 225 с.
15. *Камалетдинов М.А., Степанов В.П., Жуков И.М. и др.* Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области. М.: Наука, 1990. 149 с.
16. *Карпинский А.П.* К тектонике Европейской России // Изв. Рос. Акад. наук. 1919. Т. 12. Ч. II. № 12–15. С. 573–590.
17. Карта горизонтальных градиентов современных вертикальных движений земной поверхности на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Румынии, СССР (Европейская часть), Чехословакии. Масштаб 1 : 2 500 000. М.: ГУК СССР, 1990. 2 л.
18. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
19. *Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.* Новые доказательства теории тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1994. № 1. С. 16–23.
20. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Механика сплошных сред. М.: Изд-во Гостехиздат, 1953. 788 с.
21. *Леонов Г.П.* Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1961. 552 с.
22. *Лобов В.А.* Обоснование дислокаций типа надвига и поднадвиговых зон нефтегазоаккумуляции на востоке Русской платформы. Казань, 1970. С. 26–40. (Тр. Геол. ин-та, Вып. 30).
23. *Мазарович А.Н.* Историческая геология. Изд. 3-е. М.-Л.: ГОНТИ, 1938. 464 с.
24. *Павлов А.П.* Самарская Лука и Жигули. Геологическое исследование. Спб.: Тип. Якобсона, 1887. 63 с. (Труды геол. ком. Т. II. № 5).
25. *Попков В.И.* Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13–27.
26. *Попков В.И.* Тангенциальная тектоника платформ // Тектоника платформ: современные данные и идеи: Тез. докл. М.: РАН. Межвед. тектон. ком., Геол. фак. МГУ, 1993. С. 11–12.
27. *Прокопьев А.В.* Кинематика мезозойской складчатости (западная часть Южного Верхоянья). Якутск: Якут. кн. изд-во, 1989. 128 с.
28. *Соборнов К.О.* Структура клиновидного вдвига зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины: строение и перспективы нефтегазоносности // Геология и геодинамика нефтегазоносных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1990. С. 59–72.
29. Современная геодинамика и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. 200 с.
30. Современная динамика литосферы континентов. Платформы. М.: Недра, 1991. 279 с.
31. *Соколов В.Д., Лутугин Л.И.* Горловский район главного антиклинала Донецкого бассейна. Спб.: Тип. М.М. Стасюлевича, 1910. 50 с.
32. *Старосельский В.С.* Структуры растяжения и сжатия внутренних районов Тунгусской области траппового магматизма // Тектоника платформ: современные данные и идеи: Тез. докл. М.: РАН. Межвед. тектон. ком. Геол. фак. МГУ, 1993. С. 41–43.
33. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. 730 с.
34. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
35. *Хаин В.Е., Ясаманов Н.А.* Парадокс позднепротерозойского оледенения и дрейф материков // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. № 1. С. 15–25.

36. *Хачатрян В.С.* Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волго-Камской антеклизы. М.: Наука, 1979. 172 с.
37. *Хромовских В.С., Николаев А.А.* Внутриплитная сейсмичность в геодинамическом аспекте // Тектоника платформ: современные данные и идеи: Тез. докл. М.: РАН. Межвед. тектон. ком. Геол. фак. МГУ, 1993. С. 51–54.
38. *Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области и смежных частей западного склона Южного Урала. М.: Изд-во МОИП, 1945. 131 с.
39. *Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
40. *Boyer S.E., Elliot D.* Thrust systems // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1982. V. 66. № 9. P. 1196–1236.
41. *Ramsay J., Hubert M.* The techniques of modern structural geology. V. 2: Folds and fractures. London: Acad. press, 1987. 700 p.

Рецензенты: В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов

Deformations of the Platform Cover in the Volga–Urals Region

Yu. V. Arkhipov, K. A. Vysotskii, A. T. Kalinin

Aerogeologiya State Scientific–Industrial Corporation, Moscow

Volgageologiya State Geological Enterprise

Geological and geophysical data, as well as field studies in the Volga–Urals region, show that deformations of sedimentary cover there do not differ in type from those of folded areas. Three types of tectonic melanges marking faults of various ages and types (duplexes, imbricate fan structures, and strike-slip faults) were discovered only within the Upper Permian–Lower Triassic part of the sedimentary sequence. Diverse folds of three generations are associated with them, differing in their geometry, mode of occurrence, and basic parameters. The said deformations were also discovered in other parts of the sedimentary cover of the region and outside it, as well as within the basement and deeper crustal horizons within the East European platform. These data suggest that all the continental lithosphere of this platform is warped. Formation of the entire range of the sedimentary cover was accomplished in several stages, which correspond to collisions in the adjacent orogens of the Urals and Caucasus.

УДК 551.242.3(234.851)

ОБРАЗОВАНИЕ УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА – РЕЗУЛЬТАТ НЕРАВНОМЕРНОЙ КОСООРИЕНТИРОВАННОЙ КОЛЛИЗИИ КОНТИНЕНТОВ

© 1996 г. В. Н. Пучков

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Поступила в редакцию 17.11.94 г.

Уральская складчатая область образовалась в ходе коллизии Евразийского и Казахстанского континентов. Континенты впервые пришли в соприкосновение в начале фанерозоя на Южном и Среднем Урале, что отразилось в появлении на юго-восточной окраине Евразийского континента граувакк, образовавшихся при эрозии поднятия, возникшего на краю Казахстанского континента. В дальнейшем коллизия распространялась на север волнообразно, что устанавливается по все более позднему первопоявлению граувакк в соответствующих зонах западного склона Урала. При этом на Южном Урале в конце времени образования зилаирской серии (раннее турне) и после него, в поздне-турнейском, визейском и серпуховском веках, наблюдается ослабление орогенических процессов, что выразилось в широком развитии пелагических прослоев, разделяющих граувакки в поздне-турнейско-серпуховском разрезе Зилаирского синклинория. Более того, на восточном склоне Урала в это время, наряду с известково-щелочными комплексами – индикаторами субдукции, формировались вулканические и интрузивные комплексы – индикаторы рифтогенеза. Это, возможно, вызвано поворотом Казахстанского континента на несколько градусов против часовой стрелки вокруг оси, находившейся в районе Уфимского амфитеатра. Выравнивание коллизионных процессов – переход от косоугольной к цилиндрической коллизии – произошло в перми. Новое усиление коллизионных процессов, отделенное от варисских событий этапом рассеянного рифтогенеза и траппового магматизма, произошло в начале юры, когда коллизии подверглись районы Пай-Хоя и Новой Земли, что и привело к формированию этой части складчатого пояса, имеющей древнекембрийский возраст. Древнекембрийские дислокации захватили и территорию Урала, причем они носят резко наложенный характер; граница распространения интенсивных дислокаций этого возраста косо сечет структурные зоны урала и захватывает Тиман.

Прямая (цилиндрическая) конвергенция литосферных плит, при которой их края остаются приблизительно параллельными в течение длительного времени, а сдвиговых смещений между ними не происходит, является скорее исключением, чем правилом (то же справедливо и для дивергенции плит). Более того: при континентальной коллизии края сходящихся континентов обычно бывают изломанными, зубчатыми, что вместе с вышеприведенным обстоятельством определяет существенные особенности коллизионного процесса и формирующихся при этом структур. В последнее время это все чаще принимается во внимание при анализе складчатых поясов, как докембрийских, так и фанерозойских [25–29, 33–35]. Наблюдения, имеющие прямое отношение к данному вопросу, делались и на Урале [11, 23, 31], но систематизированы не были.

Как было показано ранее [3, 30 и др.], Уральская варисская складчатая область возникла в ходе развития Палеоуральского океана и его континентальных окраин, завершившегося коллизией Евразийского и Казахстанского континентов. Здесь мы подробнее рассмотрим особенности этой коллизии, связанные с неравномерным и не-

одновременным проявлением однотипных процессов в разных частях коллизионного орогена.

Палеомагнитные данные [16, 17] показывают, что, начиная с ордовика, Восточно-Мугоджарский, Кокчетавский сиалические блоки (первоначально микроконтиненты) и расположенный между ними Денисовский (первично океанический) блок двигались по близким траекториям и предполагаемое их сближение и коллизия [30] связаны с перемещениями, масштаб которых не выходит за пределы чувствительности палеомагнитного метода. Вместе с тем, эти блоки, вошедшие в состав Казахстанского континента вследствие процессов аккреции, находились в ордовике на одной широте с территорией современного Кольского полуострова, в позднем карбоне – напротив Среднего Урала и только в пермское время заняли положение относительно Восточно-Европейского континента, близкое современному. Таким образом, уже палеомагнитные данные заставляют отказаться от представлений о прямолинейном схождении континентальных блоков в течение всей уральской истории, в том числе и на коллизионном этапе.

Длительное время, в ордовике, силуре и большей части девона, вышеупомянутые и другие блоки континентальной и переходной коры акретировали войдя в состав Казахстанского континента, размеры которого постепенно увеличивались вследствие центростремительного наклона зон субдукции вокруг него [30].

Первые признаки того, что окраины Казахстанского и Евразийского континентов вплотную сблизилась, обнаруживаются с начала раннефаменского времени на юге Урала. В Сакмарской зоне и в восточном борту Зилаирского синклинория кремнистые пачки егиндинской и ибрагимовской свит франа, интерпретируемые как батимальные отложения пассивной окраины Евразийского континента [11], согласно через переслаивание перекрываются мощной толщей граувакк зилаирской серии, образованной за счет восточного источника сноса. Этот момент фиксирует касание двух континентальных окраин (активной—Казахстанского континента и пассивной—Восточно-Европейского) и формально может считаться началом коллизионного процесса. Вместе с тем, в течение всего фамена и раннего карбона этот процесс все еще сопровождается на Южном Урале образованием формаций-индикаторов субдукции: андезитовой, трахиандезит-риолитовой, монзонит-граносиенитовой (шошони-товой), тоналит-гранодиоритовой [13, 15 и др.]. Таким образом, указанный промежуток времени носит черты переходного периода от субдукции к коллизии, когда окраины континентов уже сомкнулись и вовлекаются в совместные деформации, а реликтовая пластина океанической коры все еще погружается и испытывает частичное плавление.

Такую коллизию можно назвать “мягкой”, в отличие от “жесткой”, которая сопровождается резким утолщением земной коры, шарьированием, формированием палингенных гранитов и образованием краевого прогиба.

Вполне допустимо предположить, что при “мягкой” коллизии элементом активной окраины являлась островная дуга, как это имеет место сейчас, на начальной стадии столкновения Австралии и Евразии. Проблема лишь в том, что мы пока не нашли реликтов фаменско-раннекаменноугольного задугового бассейна. Вместе с тем, в конце указанного этапа на Южном Урале появились формации-индикаторы локального растяжения [3, 4, 15], что требует специального объяснения. Попытка такого объяснения будет дана ниже. Однако вначале рассмотрим, как коллизия отражается в распространении терригенного материала (прежде всего, грауваккового), поступавшего с территорий, расположенных к востоку от Главного Уральского разлома, на западный склон Урала.

Для характеристики проявления коллизии на западном склоне Урала важно уточнить следующие обстоятельства: когда и где граувакки, образованные восточным источником сноса, начинают заполнять реликтовую батимальную впадину; когда и где они выплескиваются на шельф континента. Значение и смысл этих событий нами обсуждалась ранее [11].

На большей части Южного Урала (по всему восточному борту Зилаирского синклинория) первый из моментов фиксируется достаточно хорошо позднефранским возрастом кремней, подстилающих граувакки [11]. Второй момент определяется значительно сложнее.

Наиболее северные выходы зилаирской серии на западном склоне Урала отмечены в Уфимском амфитеатре [5, 19, 20]), где эти отложения залегают среди шельфового палеозоя; считается, что они имеют нормальные стратиграфические взаимоотношения с подстилающими мелководными известняками франского возраста.

Приводились данные (В.А. Маслов, устное сообщение) о том, что зилаирская серия залегают непосредственно на шельфовых девонских отложениях и в северо-западной части Зилаирского синклинория (например, к западу от Кракинского аллохтона, у д. Яумбаево). Здесь известняки с конодонтами и брахиоподами аскынского яруса (поздний фран) перекрываются сланцами и граувакками с прослоями известняков, содержащими конодонты зоны *triangularis* (т.е. барминский горизонт, или низы фамена, по современной западноевропейской шкале). Однако здесь непосредственный контакт не вскрыт; возможно, он тектонически подорван, как это нами наблюдалось в свежей выемке дороги Белорецк—Старосубхангулово, в 1 км к югу от д. Яумбаево. Здесь полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты зилаирской серии подстилаются тектонической брекчией, представленной пластичными глинами с обломками пород этой серии и нижележащих известняков предположительно франского возраста. Еще в 3 км южнее по тракту, справа от него, в новом придорожном карьере, вблизи предполагаемой линии выхода подошвы зилаирской серии нами наблюдалась 20–30-метровая пачка плитчатых кремней с редкими конодонтами позднедевонского возраста, сопоставимая с ибрагимовской свитой восточного борта Зилаирского синклинория. Вероятно, это фрагмент глубоководной толщи, подстилавшей зилаирскую серию в ненарушенном разрезе.

Примерно в 30 км севернее, также на западном борту Зилаирского синклинория, в районе с. Кагарманово, напротив средней части массива Крака, зилаирская серия подстилается пачкой кремнистых пород (устное сообщение В.А. Маслова). В восточном борту Зилаирского синклинория,

почти у его северного окончания, в 20 км к востоку от Белорецка, на Магнитогорском тракте западнее ст. Абзаково (к западу от меланжа Главного Уральского разлома), в придорожном карьере можно наблюдать типичное близподошвенное переслаивание зилаирских граувакк и кремней с кондонтами *Palmatolepis* позднефранского облика. Таким образом, сообщение о нормальном стратиграфическом контакте франских шельфовых известняков с фаменским граувакковым флишем в районе с. Яумбаево не вполне согласуется с другими данными. Кроме того, это не отвечает и достаточно аргументированному представлению [11] о зилаирской серии как о терригенном флише, заполняющем глубоководную впадину.

Учитывая все эти данные, нельзя полностью исключить возможность того, что и в Уфимском амфитеатре зилаирская серия имеет тектонические взаимоотношения с шельфовыми известняками франа. Альтернативное предположение заключается в том, что на широте Уфимского амфитеатра реликтовой глубоководной впадины либо вообще не существовало, либо она была очень быстро заполнена и терригенный материал с внутренних поднятий Урала беспрепятственно проникал на шельф Восточно-Европейского континента.

В более южных районах, вдоль западного края Сакмарской зоны, выявляется фациальный переход в западном направлении от граувакк зилаирской серии к глубоководным конденсированным отложениям киинской свиты (гониятитовые известняки, кремнистые и битуминозные глинистые сланцы, мергели), для которой сейчас доказано, что ее возраст охватывает весь фамен [12]. Таким образом, для самого юга Урала удастся показать, что зилаирская серия заполняла глубоководный прогиб, который служил ловушкой терригенного материала, благодаря чему этот материал не выплескивался на шельф. Время переполнения этой ловушки трудно назвать вполне однозначно, так как оно могло быть разным на разных широтах. Во всяком случае, как показывают наблюдения Б.М. Келлера [6], в разрезах бас. р. Малая Ика (Суюшевская антиклиналь) терригенные отложения с горизонтами кремнистых и карбонатных пород визейско-намюрского (визейско-серпуховского) возраста, мощностью до 1100 м (вдвое более мощные, чем одновозрастные отложения карбонатного шельфа западных разрезов), залегают на мелководных карбонатных отложениях верхнего девона и турнейского яруса т.е. видно, что здесь прогиб начинает накатываться к западу, на шельф, с начала визейского времени.

Мощные терригенные отложения среднего и верхнего карбона, образованные восточным источником сноса (молассойды, флиш и сопровож-

дающие их олистостромы, так же, как и опережающие их конденсированные отложения глубоководной части прогиба), также присутствуют в юго-западной части Южного Урала, причем границы их распространения смещаются еще дальше к западу, и они также перекрывают край шельфовой зоны [6, 21].

В целом вышеприведенные данные являются хорошим поводом для того, чтобы подчеркнуть, что поступление терригенного материала восточного происхождения на западный склон Южного Урала, начавшееся в позднем девоне, происходило затем в течение всего позднего палеозоя и закончилось в триасе. Правда, интенсивность этого процесса варьировала, что отражалось на западном краю Зилаирского синклинория в чередовании в разрезе в течение позднего девона, всего раннего и начала среднего карбона более мощных пачек терригенного, терригенно-кремнистого и терригенно-кремнисто-карбонатного состава, содержащих прослойки полимиктовых песчаников (асташская и авашлинская, мазитовская, иткуловская, умбетовская свиты) и менее мощных пачек кремней, аргиллитов и карбонатных пород (яумбаевская, ямашлинская, куруильская, бухарчинская свиты [6]), рис. 1.

На Среднем Урале, в Уфимском амфитеатре, Предуральский краевой прогиб возник в позднем карбоне, когда здесь уже наметился, а с начала перми сформировался следующий латеральный ряд формаций (с востока на запад): моласса, флиш, глубоководные конденсированные отложения, рифовые постройки и формация слоистых известняков мелководного шельфа [8, 9, 22]. В дальнейшем, вплоть до артинского века включительно, этот формационный ряд сохранялся, смещаясь к западу, по мере того как Предуральский прогиб накатывался на Русскую плиту.

На юге Южного Урала картина зарождения краевого прогиба оказывается, по-видимому, более полной: здесь удастся показать, что краевому прогибу предшествовал по времени позднедевонско-раннекаменноугольный граувакковый прогиб остаточной природы, возникший на месте баттальной зоны пассивной континентальной окраины [11]. Уже к началу визе этот прогиб начал смещаться к западу, захватывая край шельфа [6]. Этот момент можно было бы считать временем заложения Предуральского краевого прогиба с одной оговоркой: в современном краевом прогибе эти фаии отсутствуют, будучи полностью захвачены более поздними деформациями Западно-Уральской зоны и в значительной мере уничтожены эрозией.

Подобная же картина перерастания остаточного прогиба баттальной зоны в краевой, Предуральский, выявляется и на Полярном Урале, на широте Лемвинской зоны [2, 11]. Однако аналогичные

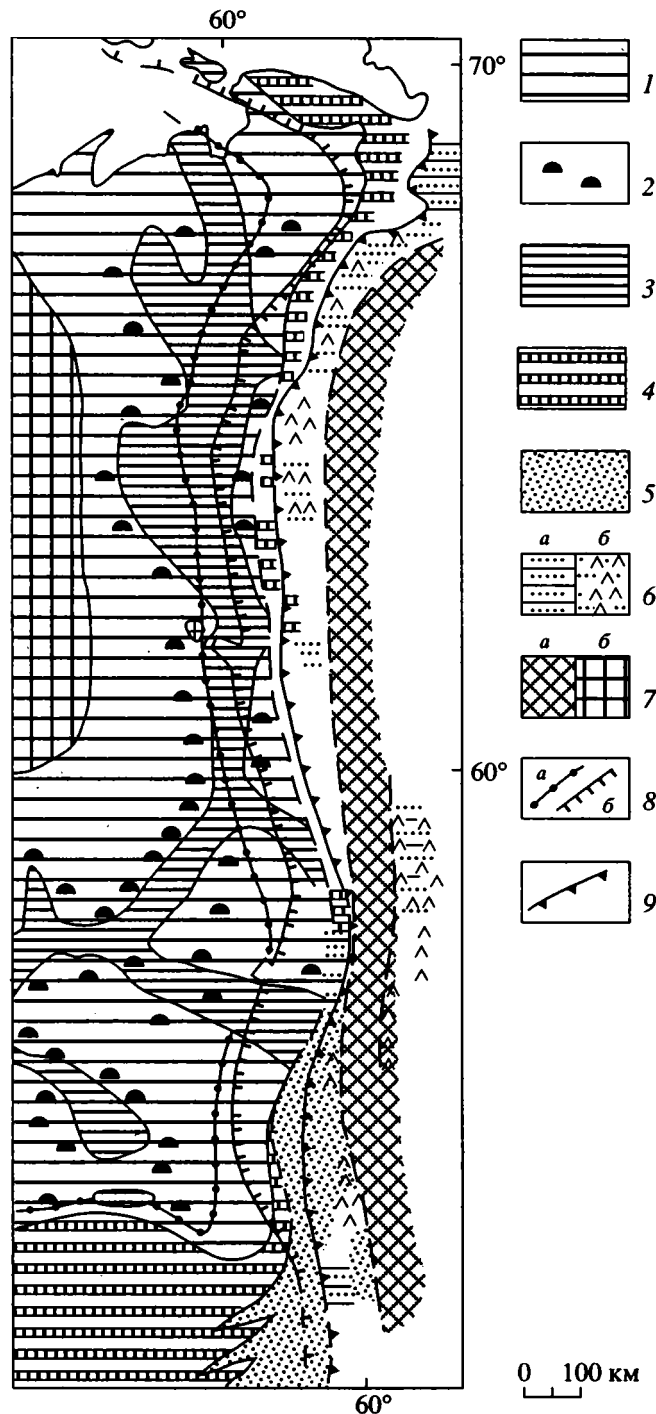


Рис. 2. Принципиальная схема распределения литофациальных типов отложений на Урале и смежных частях платформы в конце девона – начале карбона

1 – мелководные шельфовые осадки (главным образом, слоистые карбонатные; в раннем–среднем визе–преимущественно терригенные осадки фалаховой угленосной формации); 2 – рифовые массивы и биогермы; 3 – относительно глубоководные (доманиковые) фации, преимущественно сланцы и мергели, приуроченные к осевым частям Камско-Кинельской системы прогибов; 4 – глубоководные, батинальные кремни, сланцы, известняки; 5 – преимущественно терригенные породы, имеющие уральский источник сноса (обломочные и туфогенно-обломочные турбидиты; для более поздних этапов развития – также моласса); 6 – зилаирская формация и связанные с ней образования: *а* – терригенные глубоководные комплексы, имеющие уральский источник сноса, переслаивающиеся с шельфовыми комплексами или перекрывающие их, *б* – известково-щелочные вулканы зоны субдукции и сопровождающие их терригенные толщи; 7 – поднятия: *а* – интенсивные, *б* – слабые, впоследствии подвергшиеся эрозии; 8 – границы: *а* – западная Предуральского краевого прогиба и северная Прикаспийской депрессии, *б* – западная Западно-Уральской структурной зоны; 9 – Главный Уральский разлом.

события происходили там со значительным запазданием. Появление граувакк на восточном борту остаточного глубоководного прогиба бативальной зоны датируется здесь окско-серпуховским временем, прогиб заполнялся в течение среднего и позднего карбона, терригенные осадки восточного источника сноса появились на шельфе впервые в ранней перми. В кунгурское время, наоборот, интенсивность коллизии усилилась на Полярном Урале по сравнению с более южными территориями. В Косью-Роговской впадине в это время формировалась мощная терригенная угленосная формация, тогда как на юге широким распространением пользовались эвапориты, образование которых было обусловлено не только климатическими условиями, но и периодическими ослаблениями сноса терригенного материала.

Такая асинхронность событий связана с продвижением коллизии вдоль Урала с юга на север, происходившей постепенно, что хорошо иллюстрирует серия упрощенных палеогеографических схем для позднего девона – ранней перми (фиг. 2, 3, 4, 5) на которых видно, как в северном направлении все более поздним становится появление граувакк в соответствующих структурных зонах западного склона Урала. Границы фациальных зон, расположенные под очень острым углом к границам современных структурных зон западного склона Урала, постепенно косо смещаются не только с запада на восток, но и с юга на север. При этом коллизия не просто продвигается на север, а одновременно ослабевает на юге, т.е. идет волнообразно: на восточном обрамлении Прикаспийской впадины она достигает максимальной интенсивности в зилаирское время [1], когда активной являлась Южно-Эмбенская ветвь варисцид; на севере пик ее активности в сравнении с более южными территориями падает на кунгурское время.

Вышеописанный ход полеозойской коллизии на Урале осложнялся, по-видимому, наличием на краю Евразийского континента Уфимского выступа, который на определенном этапе мог служить осью, вокруг которой Казахстанский континент, сближаясь с Евразийским, одновременно повернулся на несколько градусов против часовой стрелки. Этот поворот, на фоне общего сближения структур континентальных окраин, одновременно с последними проявлениями известково-щелочного вулканизма, могло вызывать локальное образование структур растяжения на верхних уровнях литосферы. Данный этап коллизии, названный нами парадоксальным, по-видимому, имел место на Южном Урале в визейско-раннебашкирское время [15]. Это время характеризуется на восточном склоне Южного Урала образованием магматических и осадочных формаций, необычных для коллизии или субдук-

ции: шельфовой карбонатной, вулкано-терригенной трахириолит-базальтовой, габбро-гранитной, расслоенной габбро-диабазовой) близкой к трапповой) [15]. Кроме того, в восточных Мугоджарах отмечается развитие раннекаменноугольного комплекса параллельных диабазовых даек [3] и (в Иргизской зоне) подушечных базальтовых лав, иногда сопоставляемых (хотя и без достаточных доказательств) с офиолитовыми.

Короткие эпизоды растяжения, возможно, асинхронные аналогичным эпизодам Южного Урала, имели место и к северу от Уфимского амфитеатра [10]. Они также проявлялись лишь как небольшие осложнения мощного процесса сокращения поперечника сжимаемой коры в зоне коллизии. Подобные эпизоды растяжения коры на фоне коллизии отмечались и в других орогенах [32].

В целом, сравнивая степень сокращения поперечника орогена на юге и на севере Урала, надо принимать во внимание, что изолированные офиолитовые аллохтоны (клиппы), перекрывающие шельфовые отложения западного склона Урала, присутствуют лишь на Южном и Среднем Урале, что, возможно, связано с тем, что поперечное тектоническое сокращение здесь было не только более длительным, но и более интенсивным, чем в его северных областях.

Уравнивание интенсивности коллизионного процесса в южных и северных районах Урала (переход к цилиндрической коллизии) произошел лишь со второй половины перми. В поздней перми определились современные границы Предуральяского краевого прогиба.

Пространственно-временная неоднородность процессов коллизии в рассматриваемом регионе вновь ярко проявилась на древнекиммерийском этапе, когда эти процессы резко усилились, приведя к формированию Пай-Хойско-Новоземельской складчатой системы и усложнив структуру самого Урала [7, 14, 24].

Казахстанский континент столь далеко на север не простирался и в коллизии на этом этапе не участвовал: смыкались северные участки Евразийского и Сибирского блоков, смещавшихся по системе сдвигов в пределах Пангеи.

Как уже отмечалось, позднелеозойская и раннеюрская коллизии разделялись периодом ослабления складчатых деформаций в триасе, а на границе перми и триаса – даже эпизодом растяжения, связанным с тем, что территория Урала оказалась в это время на окраине гигантской области рассеянного рифтогенеза и траппового магматизма, включавшей также Западную, Центральную Сибирь и Таймыр. Складчато-надвиговые деформации начала юры захватили до того не дислоцированные пермские и триасовые отложения, что позволяет составить схему древнекиммерийских деформаций региона и сделать два важных выво-

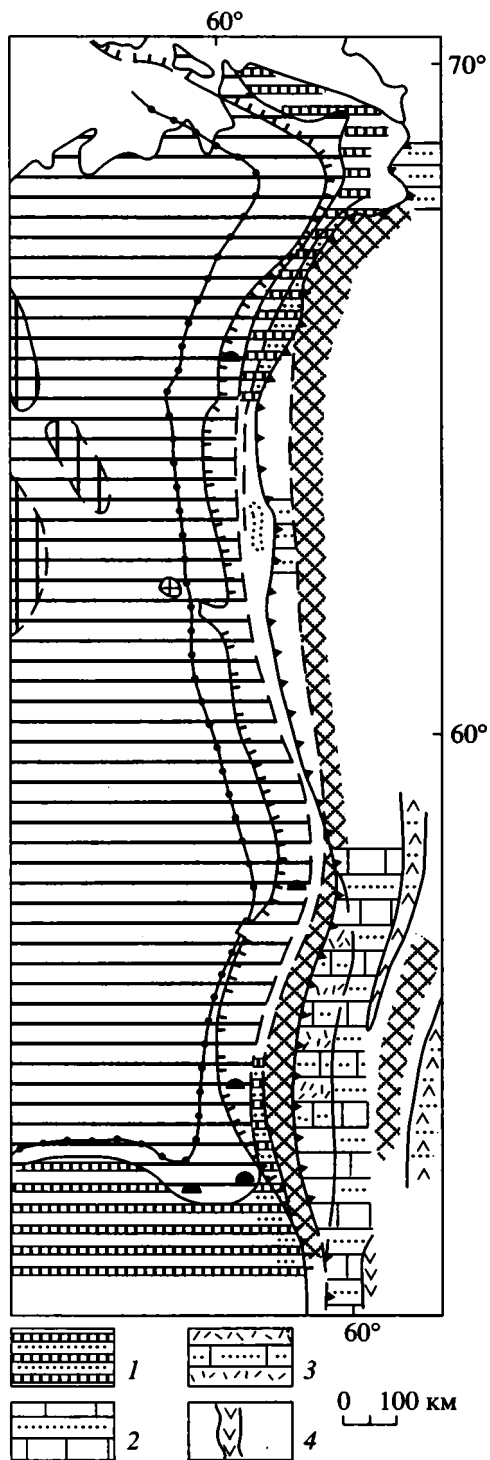


Рис. 3. Принципиальная литофациальная схема Урала и смежной части платформы для раннего карбона (визейский и серпуховский века)

1 – конденсированные глубоководные отложения (кремни, глинистые сланцы, мергели), переслаивающиеся с граувакками или перекрытые ими; 2 – терригенные отложения, образованные местным источником сноса; слоистые мелководные известняки; 3 – они же в ассоциации с трахириолит-базальтовой формацией; 4 – толеитовые базальты Иргизской зоны. Остальные условные обозначения – на рис. 2.

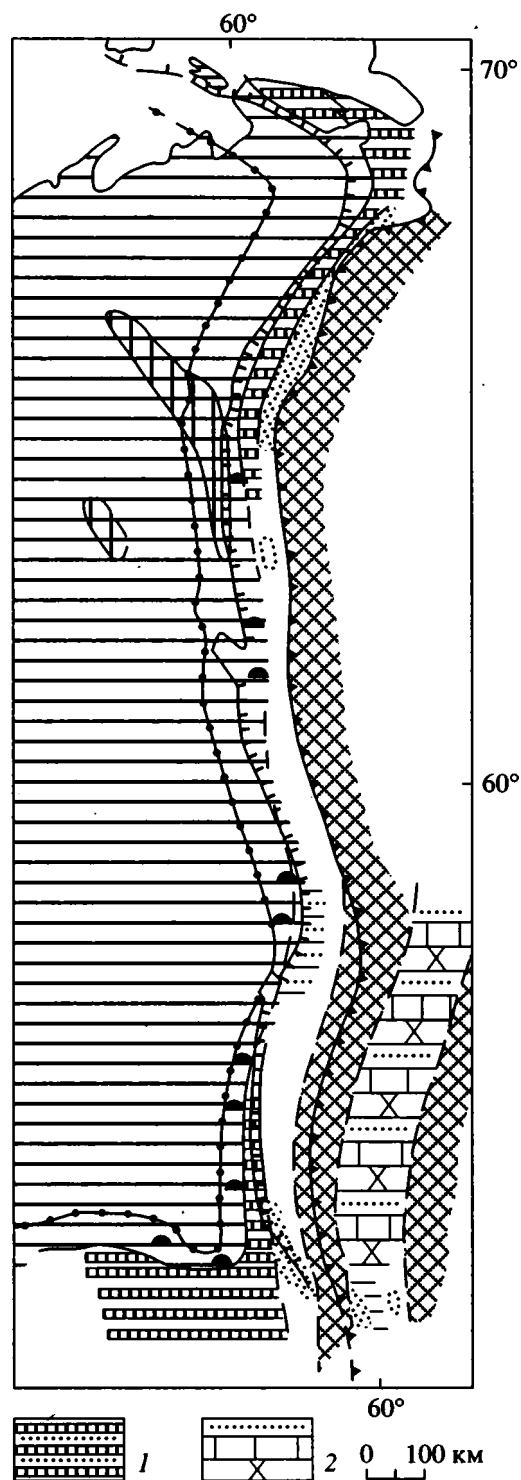


Рис. 4. Принципиальная литофациальная схема Урала и смежной части платформы для среднего и большей части позднего карбона

1 – глубоководные отложения (глинистые сланцы, кремни, известняки, склоновые брекчии), перекрытые граувакками или переслаивающиеся с ними; 2 – мелководные известняки, вверх по разрезу сменяющиеся флишем вблизи поднятий; в позднем карбоне осадки не отлагались. Остальные условные обозначения – на рис. 2.

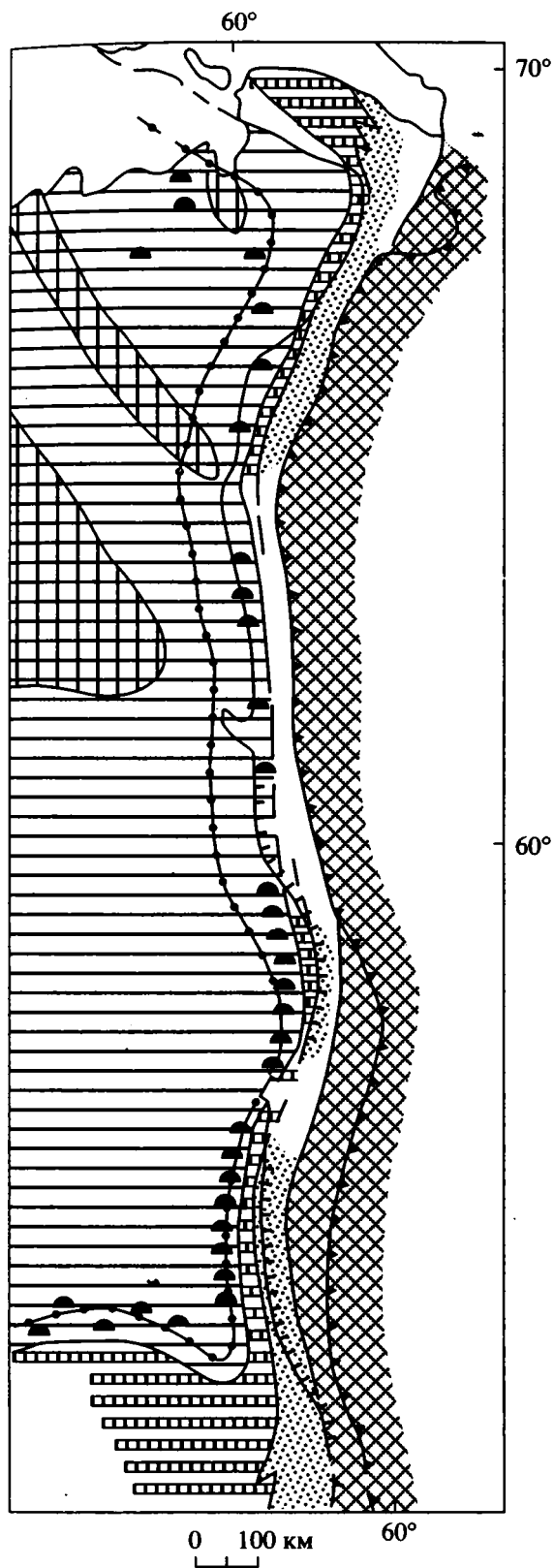


Рис. 5. Принципиальная литофациальная схема Урала и смежной части платформы для конца карбона – начала перми
Условные обозначения – на рис. 2.

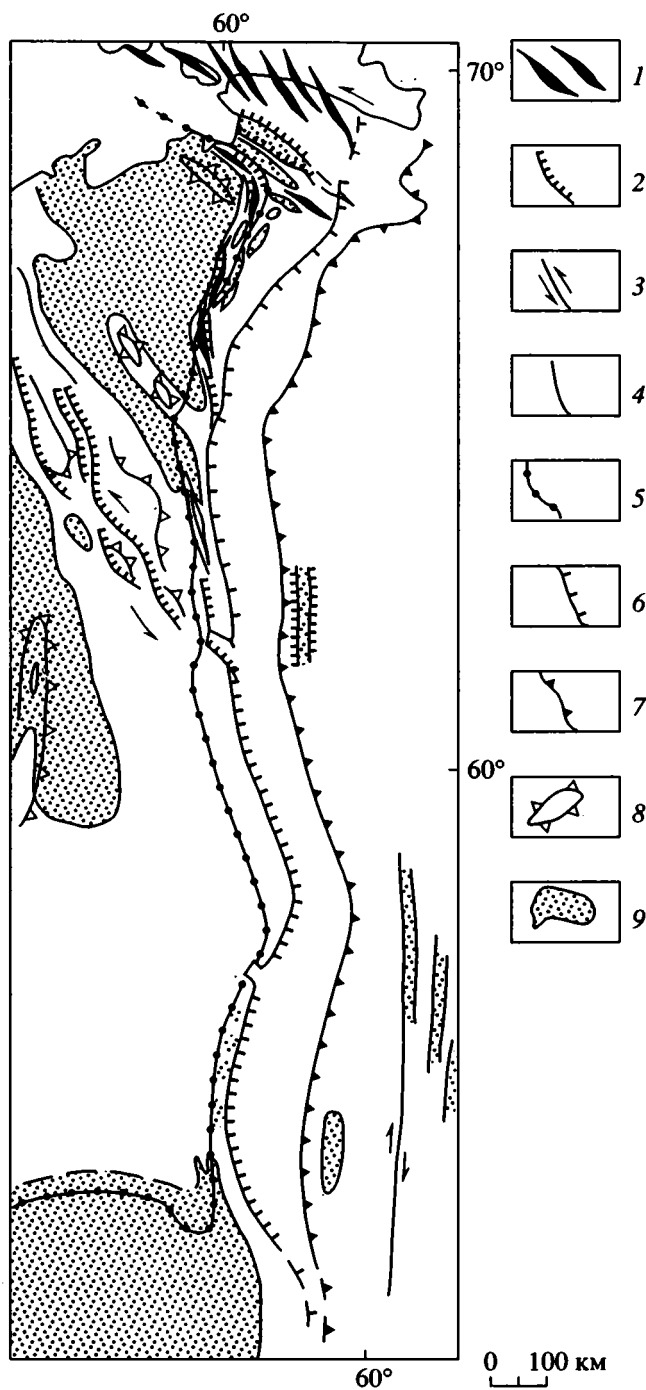


Рис. 6. Распределение древнекаиммерийских дислокаций на территории Урала и смежных областей, соотнесенное с границами варисских складчатых структур
1-4 – древнекаиммерийские структуры: 1 – складчато-надвиговые дислокации; 2 – надвиги, 3 – сдвиги, 4 – разломы неясной морфологии; 5-7 – западные границы варисских складчатых зон Урала: 5 – Предуральской, 6 – Западно-Уральской; 7 – Тагило-Магнитогорской; 8 – пологие платформенные поднятия и уступы; 9 – области развития триасовых отложений.

да (рис. 6). Во-первых, западная граница интенсивных древнекиммерийских дислокаций имеет северо-северо-западное простирание и косо сечет структурные границы уралид, захватывая в то же время Тиман. Во-вторых, структурный рисунок древнекиммерийских дислокаций (эшелонированное расположение складок и разломов) заставляет предполагать в механизме их образования сочетание сжатия со сдвигом (в англоязычной терминологии такие дислокации обозначаются довольно удачным термином *transpression*).

Все вышеизложенное говорит о нелинейном характере тектонических процессов рассмотренного типа и позволяет сделать заключение о том, что силы, приведшие к формированию Урало-Новоземельской складчатой системы в ходе коллизийного процесса, неоднократно меняли направление и интенсивность, что обусловило сложную историю деформаций и породило зачастую противоречивые сочетания разновозрастных формаций-индикаторов геодинамических обстановок.

Исследования проводились при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-14033).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акишев Т.А., Волож Ю.А., Курманов С.К. и др. Строение докунгурского разреза Прикаспийской депрессии и ее окраин с точки зрения сейсмостратиграфического анализа // Осадочный чехол океанического дна и континентов (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 88-111. Тр. ГИН. АН СССР; Вып. 338.
2. Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны Урала. М.: Наука, 1973. 95 с.
3. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры. М.: Наука, 1986. 248 с.
4. Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф. Магматизм предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 387-391.
5. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
6. Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 168 с. (Тр. ИГиН; Вып. 104).
7. Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Труфанов Г.В. Формации, тектоника и геологическая история киммерид Новой Земли // Геотектоника. 1989. № 6. 40-61 с.
8. Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1949. 206 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 46.)
9. Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1950. 128 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 47.)
10. Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25-37.
11. Пучков В.Н. Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
12. Пучков В.Н., Иванов К.С. К стратиграфии верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ Сакмарской зоны // Новые данные по геологии Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1987. С. 84-93.
13. Пучков В.Н., Рапопорт М.Б., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала / Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 85-95.
14. Расулов А.Т. Тектоника раннемезозойских депрессий восточного склона Урала. Свердловск.: УНЦ, 1982. 44 с.
15. Салихов Д.Н., Юсупов С.Ш., Митрофанов В.А. Раннеколлизийный этап развития Южного Урала и его металлогения. Препринт докл. Президиуму УНЦ РАН. Уфа, 1993. 23 с.
16. Свяжина И.А. Роль Казахстанской плиты в формировании земной коры Южного Урала по палеомагнитным данным. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН. В печати.
17. Свяжина И.В., Пучков В.Н., Иванов К.С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17-22.
18. Синицына З.А., Синицын И.И., Шамов Д.Ф. Краткий стратиграфический очерк верхнего палеозоя Южного Урала. // Южный Урал: Путеводитель экскурсии 047 к 27-му МГК. М.: Наука, 1984. С. 9-19.
19. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. Свердловск: УФАН СССР, 1961. 85 с.
20. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск: УФАН СССР, 1967. 204 с.
21. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолаассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.
22. Чувашов Б.И., Дюпина Г.В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1973. 208 с.
23. Чувашов Б.И., Пучков В.Н. Геологическая история Урала в карбоне // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: ИГГ Уро АН СССР, 1990. С. 111-115.
24. Юдин В.В. Орогенез Северного Урала и Пай-Хоя: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1991. 33 с.
25. Glazner A.F. Plutonism, oblique subduction and continental growth: An example from the Mesozoic of California // Geology. 1991. Vol. 19. № 8. P. 784-786.
26. Hefferan K.P., Rarson J.A., Saquaque A. Proterozoic collisional basins in a Pan-African suture zone, Anti-Atlas mountains, Morocco // Precambrian Res. 1992. Vol. 54. № 2/4. P. 295-319.

27. Holdsworth R.E., Strachan R.A. Interlinked strain system of ductile strike slip and thrusting formed by Caledonian sinistral transpression in northeastern Greenland // *Geology*. 1991. Vol. 19. № 5. P. 510–513.
28. Hudleston P.J., Schulz-Ela D., Southwick D.L. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota // *Can. J. Earth Sci.* 1988, Vol. 25. № 7. P. 2060–2068.
29. Lyberis N., Yurur T., Chorovich J., Kasapoglu E., Gundoglu N. The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 204. № 1–2. P. 1–15.
30. Puchkov V.N. The Paleozoic of the Uralo-Mongolian fold system // *Occas. Publ. ESRI. New Series*. 1991. № 7. Part II. 69p.
31. Puchkov V.N. Tectonic evolution of the Urals and flanking sedimentary basins (with special reference to Pan-gea). *Memoirs of Canad. Soc. Petr. Geol.*, in print.
32. Rey P., Burg J.-P., Caron J.-M. Middle and Late Carboniferous extension in the Variscan belt: structural and petrological evidences from the Vosges massif (Eastern France) // *Geodinamica Acta*. Paris, 1991–1992. Vol. 5. № 1–2. P. 17–36.
33. Russo R.M., Speed R.C. Oblique collision and tectonic wedging of the South American continent and Caribbean terranes // *Geology*. 1992. Vol. 20. № 5. P. 447–450.
34. Ryan H.P., Coleman P.J. Composite transform-convergent plate boundaries: Description and discussion // *Mar. and Petrol. Geol.* 1992. Vol. 9. № 1. P. 89–97.
35. Sims P.K. Great Lakes tectonic zone in Marquette area, Michigan—implications for Archean tectonics in north-central United States // *US Geol. Surv. Bull.* 1991. № 1904-E. P. 1–17.

Рецензенты: С.В. Руженцев, В.Е. Хаин

Formation of the Urals–Novaya Zemlya Foldbelt: a Result of Irregular Oblique Collision of the Continents

V. N. Puchkov

Institute of Geology, Ufa Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Ufa

The Ural fold area arose through a collision between the Euro-American and Kazakhstan continents. The first stage of the collision in the early Famennian, in the Southern and Middle Urals, is recorded by the graywackes, which appeared at the southeastern margin of the Euro-American continent and resulted from erosion of a rise formed at the edge of the Kazakhstan continent. Later, the collision propagated northward like a wave, based on a systematic decrease in age of the first appearance of graywackes in corresponding zones of the western slope of the Urals. In the Southern Urals, in the late Zilair (the early Turnaisian), the late Turnaisian, Visean, and Serpukhovian orogenic processes slowed down, resulting in the formation of pelagic intercalations in graywackes of the late Turnaisian–Serpukhovian successions of the Zilair synclinorium. Furthermore, on the east slope of the Urals, at the same time, calcalkaline complexes indicative of subduction were being formed, alongside rift-related volcanic and intrusive complexes. Possibly, this was caused by counter clockwise rotation of the Kazakhstan continent through several degrees about a pole located at the Ufa Amphitheater area. Alignment of collision processes with transition from oblique to cylindrical collision occurred in the Permian. The stage of diffuse riftogenesis and flood magmatism followed Variscan events, and then, in the Early Jurassic, a new acceleration of collision processes occurred, in which the areas of Pai-Khoi and Novaya Zemlya were involved, to result in the early Cimmerian foldbelt. The Urals region was also overprinted by the early Cimmerian dislocations, and the boundary of their distribution crosses obliquely the Uralides structural zones embracing the Timan.

УДК 551.242.31(234.9)

СТРУКТУРНАЯ СЕГМЕНТАЦИЯ ВОСТОЧНО-КАВКАЗСКОГО ПОЯСА НАДВИГОВ

© 1996 г. К. О. Соборнов

Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт, Москва

Поступила в редакцию 24.11.94 г.

Интерпретация геологических и сейсмических данных показывает, что строение Восточно-Кавказского пояса надвигов определяется развитием вдвиговых деформаций. Аллохтонные пластины, сложенные, главным образом, мезозойскими отложениями, расщепляют Терско-Каспийский прогиб вдоль пластичных глинистых отложений майкопской серии. В пределах пояса надвигов отмечаются значительные вариации структурных стилей. В западном, Терско-Сунженском, сегменте надвиговые деформации проявляются далеко к северу (до 80 км) от склона Кавказа, а аллохтонный комплекс имеет малую толщину и слабо дислоцирован. В восточном, Дагестанском, сегменте тектонические пластины сгружены перед Кавказом, образуя многоярусный пакет покровов. Исследование показывает, что основной причиной продольной структурной сегментации пояса надвигов является распространение позднеюрских солей, которые развиты в западной части региона. Соли служили эффективной поверхностью расслоения осадочного чехла большей части Терско-Сунженской зоны, способствуя распространению надвиговых нарушений на большое расстояние без значительных внутренних деформаций и утолщения аллохтонного комплекса. В зоне Дагестанского клина подобные поверхности скольжения отсутствуют. Здесь мезозойские отложения разбиты на систему пластин, надвинутых одна на другую и образующих тектонически утолщенный аллохтонный клин. Поперечное сокращение длины слоев в пределах пояса надвигов оценивается в 30–50 км.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геологического строения Восточного Кавказа и Терско-Каспийского прогиба имеет более чем столетнюю историю. В геологических исследованиях в этом районе участвовали многие выдающиеся геологи. Вместе с тем вплоть до настоящего времени некоторые особенности структуры данной территории остаются проблематичными. К их числу относится происхождение многочисленных надвигов южной (антикавказской) вергентности, их соотношение с погребенными разрывами противоположного падения, возраст складчато-надвиговых деформаций Дагестанского клина, причины продольной сегментации пояса надвигов Восточного Кавказа на Терско-Сунженскую, Дагестанскую и Кусаро-Дивичинскую структурные зоны, отличающиеся одна от другой стилями деформаций осадочного чехла. В данной статье рассматриваются строение, условия формирования и структурные взаимоотношения двух первых из них.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Коллизионный ороген Большого Кавказа располагается в центральной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса, формирование которого связано с закрытием океана Тетис. Современная структура этого поднятия связана с продвижением в северо-северо-восточном направлении Аравийской плиты, которая, воздейст-

вуя на расположенные перед ней микроконтиненты, вызвала пододвигание Закавказской плиты под Скифскую [3, 9, 11, 33, 34, 45]. На погружение Закавказской плиты под Большой Кавказ указывают прежде всего сейсмологические данные, выявившие существование падающей под Кавказ сейсмофокальной зоны [15], и закономерности изменения состава позднекайнозойских вулканитов с юга на север, в частности, увеличение содержания калия от осевой зоны к Скифской плите [24]. Это объясняет также преимущественную южную структурную вергентность и топографическую асимметрию этого горного сооружения, северный склон которого значительно шире и положе южного. Общее субмеридиональное сжатие Кавказа находит отражение в закономерном распределении деформаций, при котором поперечное сжатие сопровождается продольным растяжением [25]. Высокая современная сейсмичность и молодость горного рельефа [17, 19, 22] указывают на продолжение деформаций Кавказа вплоть до настоящего времени.

Целый ряд фактов свидетельствует о том, что в пределах Восточного Кавказа деформации литосферы, связанные с континентальной коллизией, особенно сильны. К их числу относится следующее: 1) именно здесь, в районе Дагестанского клина, орогенный пояс наиболее широк (до 200 км); 2) этой части Кавказа соответствуют максимальные значения толщины земной коры (до 60 км)

[14, 38]; 3) восточный сегмент Большого Кавказа обрамлен поясами надвигов не только с юга, но и с севера [8, 28], в то время как к западу и востоку от него устанавливается лишь южная вергентность деформаций; и 4) прилегающие к нему Куринский и Терско-Каспийский прогибы, развитие которых во многом обусловлено изостатическим погружением, связанным с надвиганием тектонических покровов Кавказа, являются крупнейшими и глубочайшими осадочными бассейнами региона с мощностью осадков свыше 12 км [1]. По всей вероятности, эти особенности строения Восточного Кавказа обусловлены тем, что именно здесь сжатие литосферы, вызванное столкновением континентальных плит, максимально. Между тем погружение под окраину платформы океанической коры Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской впадин к западу и востоку от рассматриваемого района сопровождалось менее напряженными деформациями. То, что высочайшие горные пики Кавказа, в том числе и вулкан Эльбрус (5642 м), расположены на Центральном, а не на Восточном Кавказе, по-видимому, не противоречит высказанному предположению, так как они приурочены к молодой магматически активной зоне растяжения субмеридионального простирания, парагенетически связанной с субширотным сжатием Кавказа [11].

Образование пояса надвигов в зоне сочленения Восточного Кавказа и Терско-Каспийского прогиба, именуемого здесь Восточно-Кавказским, не имеет общепризнанного толкования. Дело в том, что от субдукции зоны южного склона Кавказа, которая рассматривается как главная причина деформаций, его отделяет обширная (до 120 км) платообразная возвышенность Нагорного Дагестана, в пределах которой осадочный чехол относительно слабо дислоцирован. По всей вероятности, данная поперечная структурная зональность связана с образованием в всячем крыле зоны поддвига Большого Кавказа V-образного корового блока [28]. Его перемещение к северу передало сжимающие напряжения на значительное расстояние от зоны коллизии в Предкавказье, что, видимо, и привело к образованию рассматриваемого пояса надвигов. Этим может быть объяснено наблюдаемое и подтвержденное данными сейсморазведки наибольшее тектоническое утолщение коры (до 60 км) Восточного Кавказа. Эта структурная модель согласуется с данными о сейсмичности Восточного Кавказа [15, 17]. Ее реальность косвенно подтверждается существованием подобных дивергентных структур в других молодых коллизионных орогенах, например, Альпах и Пиренеях [43, 44], и согласуется с результатами компьютерного моделирования орогенных деформаций [40].

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Геологическому строению зоны сочленения Восточного Кавказа и Терско-Каспийского прогиба (рис. 1) посвящено большое количество публикаций [6, 7, 11, 12, 18, 19, 27–39 и др.]. Накопленные данные позволяют достаточно уверенно интерпретировать мезозойско-кайнозойскую эволюцию этого региона. На рис. 2 приведены схематизированные литолого-стратиграфические колонки, показывающие основные особенности состава осадочного чехла предгорьев Восточного Кавказа в пределах Терско-Сунженской зоны и Дагестанского клина.

Согласно современным представлениям, в конце палеозоя в ходе образования суперконтинента Пангея в пределах южной окраины Восточно-Европейской платформы, которая включала в себя Кавказ, сформировался складчато-надвиговый пояс [4, 5, 33]. В триасовый период, в эпоху раскола суперконтинента Пангея, на этой территории возникла система рифтов, в которых накапливались терригенно-вулканогенные осадки [18, 30]. Однако уже в позднем триасе–ранней юре Кавказ вновь испытал сжатие, вызванное столкновением с киммерийскими микроконтинентами. В ранней–средней юре на месте Большого Кавказа возник крупный прогиб, в котором накопилось до 15 км преимущественно терригенных отложений [33], обогащенных в верхней части углистым материалом. Его развитие было прервано фазой сжатия на рубеже средней и поздней юры. В последующем вплоть до эоцена рассматриваемый регион представлял собой обширный окраинно-континентальный бассейн, развитие которого, вероятно, определялось задуговым растяжением и термическим погружением северной активной окраины океана Тетис [9, 33]. В поздней юре этот бассейн был изолирован от океана барьерными рифами, что вызвало его эвапоризацию в титонском веке и накопление солей в западной части Терско-Каспийского прогиба.

В олигоцене карбонатное осадконакопление, преобладавшее в поздней юре–эоцене, сменилось терригенным. При этом произошло резкое углубление Терско-Каспийского бассейна, что сопровождалось образованием мощных подводно-оползневых горизонтов вдоль его северного и южного бортов. Наличие этих горизонтов, а также своеобразный стиль деформаций в предгорьях Восточного Кавказа, который рассматривается ниже, побудил ряд исследователей рассматривать олигоценый век как время складчатости и надвигообразования на Большом Кавказе. Это, однако, противоречит целому ряду фактов, которые говорят о том, что в это время Кавказ не представлял собой значительного поднятия и источником осадочного материала оставалась Восточно-Европейская платформа. На это указывает

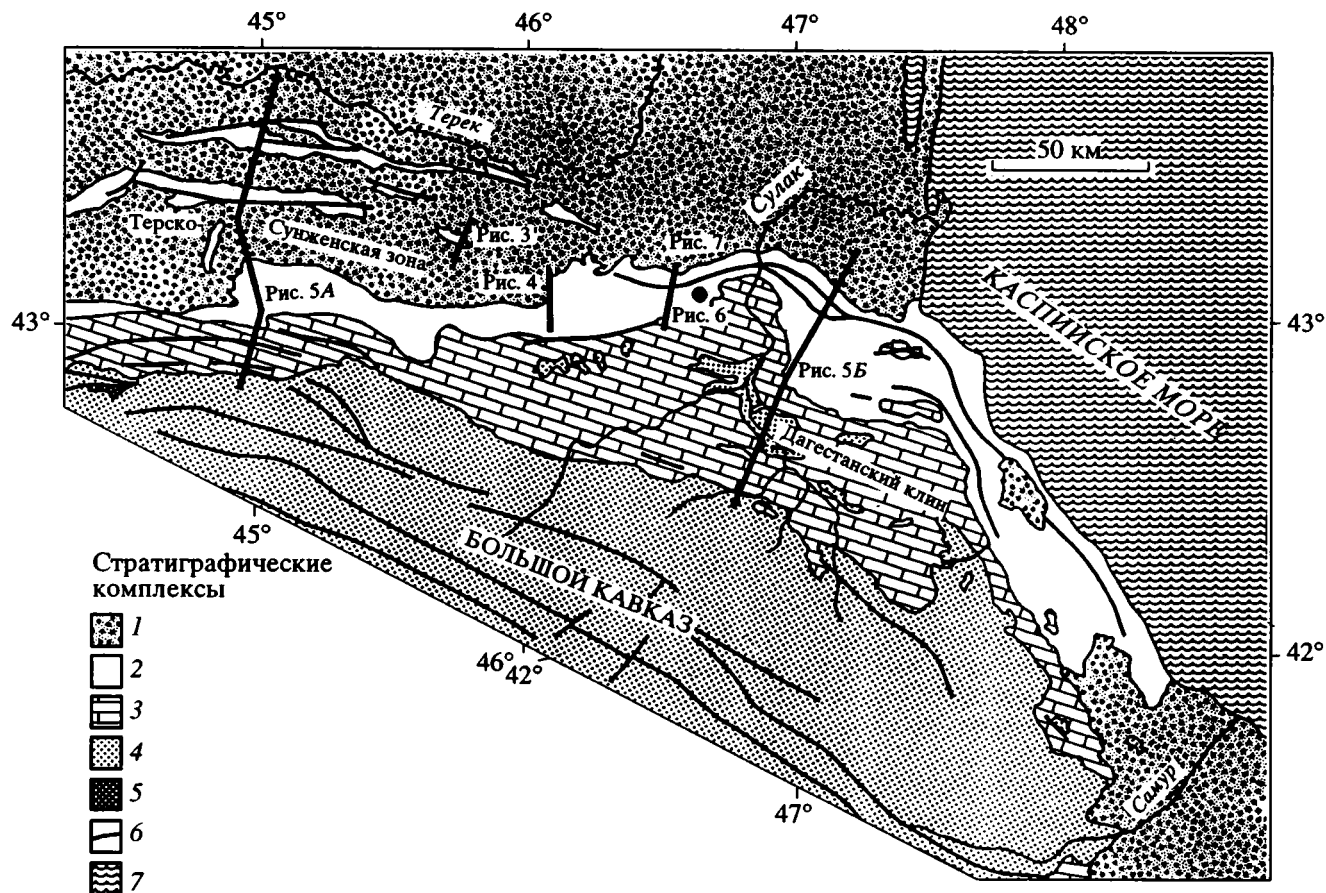


Рис. 1. Схематическая геологическая карта зоны сочленения Северо-Восточного Кавказа и Терско-Каспийского прогиба.

1–5 – стратиграфические комплексы: 1 – плиоцен-четвертичный, 2 – олигоцен-нижнемиоценовый (майкопская серия), 3 – верхнеюрско-эоценовый, 4 – ниже-среднеюрский, 5 – палеозойско-триасовый; 6 – разрывы; 7 – вода. Линиями показано положение разрезов на рис. 3–5 и 7, жирной точкой – обнажение на рис. 6.

минеральный состав глинистых отложений [26] и отчетливая южновергентная проградационная (клиноформная) структура этого комплекса, наблюдаемая на сейсмических разрезах [2, 16]. Сохранность на Большом Кавказе морских позднемиоценовых отложений [19, 22] свидетельствует о том, что орогенция произошла значительно позднее, главным образом, в плиоцен-четвертичное время. Этот вывод подкрепляют палеонтологические данные, свидетельствующие о родственности фаунистических остатков в майкопской свите (олигоцен–ранний миоцен) как Предкавказья, так и Закавказья [21].

Начавшееся в олигоценное время столкновение Индии с Евразией привело к внутриплитным деформациям коры северной окраины Тетиса. При этом произошло относительное воздымание Кавказа и погружение в Предкавказье и/или увеличение угла падения поддвигающейся части плиты, что вызвало резкое погружение в Предкавказье [23]. Кроме того, причиной смены карбонатной седиментации терригенной на рубеже

эоцена и олигоцена, по-видимому, явилось глобальное падение уровня моря [41], которое осушило значительные области шельфов и активизировало эрозию.

Первые очевидные признаки общего поднятия и размытия Кавказа обнаруживаются только в верхнесарматских слоях, которые содержат крупные горизонты конгломератов кавказского происхождения [6, 19, 22]. Еще более отчетливо орогенные деформации Кавказа зафиксированы в плиоцен-четвертичных отложениях. Наиболее значительная складчатость имела место в предкавказьяльское время, на что указывает резкое угловое несогласие в пределах Терской и Сунженской антиклинальных зон, где размыты отложения сармата-понта [6, 22]. Денудация быстро растущего горного сооружения послужила источником осадочного материала, сформировавшего среднеплиоценовую Продуктивную толщу Южно-Каспийской впадины. В южных районах предгорного Дагестана плиоценовые отложения находятся на

высотах до 1.5 км, где они трансгрессивно налегают на нижне-среднеюрские слои. Деформированность четвертичных отложений и высокая современная сейсмичность этого района свидетельствуют о том, что складчатость в пределах Кавказа продолжается до настоящего времени.

СТРОЕНИЕ ПОЯСА НАДВИГОВ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Достаточно беглого взгляда на геологическую карту Восточного Кавказа и Предкавказья, чтобы заметить существенные различия в строении Терско-Сунженской складчатой зоны и Дагестанского клина (см. рис. 1). В пределах первой склон Большого Кавказа, сложенный преимущественно юрско-меловыми отложениями, узкий и крутой. К северу происходит быстрое выполаживание слоев, а на значительном удалении от Кавказа деформации осадочного чехла сосредоточены в двух протяженных антиклинальных зонах: Терской и Сунженской, которые граничат с широкими плоскостными синклиналиями. Совершенно по-иному выглядит Дагестанский клин. На поверхности он сложен юрско-меловыми и кайнозойскими отложениями, которые на большей части территории дислоцированы и погружаются к северу, в направлении осевой зоны прогиба. Граница между этими структурными зонами проходит в междуречье Акташа и Аргуна. В этом районе установлено наличие левосторонних сдвигов, кроме того, он характеризуется сложной дислоцированностью мезозойско-эоценовых отложений [20].

Общей особенностью этой территории является то, что подавляющее большинство разрывов, картируемых на поверхности, представлены надвигами южной, антикавказской, вергентности. Исключением являются Терская и Сунженская антиклинальные зоны, где разрывы дивергентны. Амплитуда разрывов в большинстве случаев измеряется сотнями метров. Примечательно, что в районе Дагестанского клина надвиги южной вергентности затрагивают, главным образом, майкопско-миоценовые отложения (см. рис. 1), между тем западнее, в районе Скалистого хребта и Черных гор, они развиты в верхнеюрско-меловых отложениях [6]. Здесь амплитуда некоторых из них, по данным В.И. Шевченко, достигает 5–6 км [37]. И в том, и другом районах существование этих структур установлено не только в обнажениях, но и подтверждено бурением.

Для объяснения происхождения этих антикавказских надвигов предлагались различные гипотезы. Согласно наиболее распространенной концепции, надвиги Дагестанского клина, развитые преимущественно в глинистых третичных отложениях, трактовались как "постэрозионные" разрывы [6]. Предполагалось, что они возникли

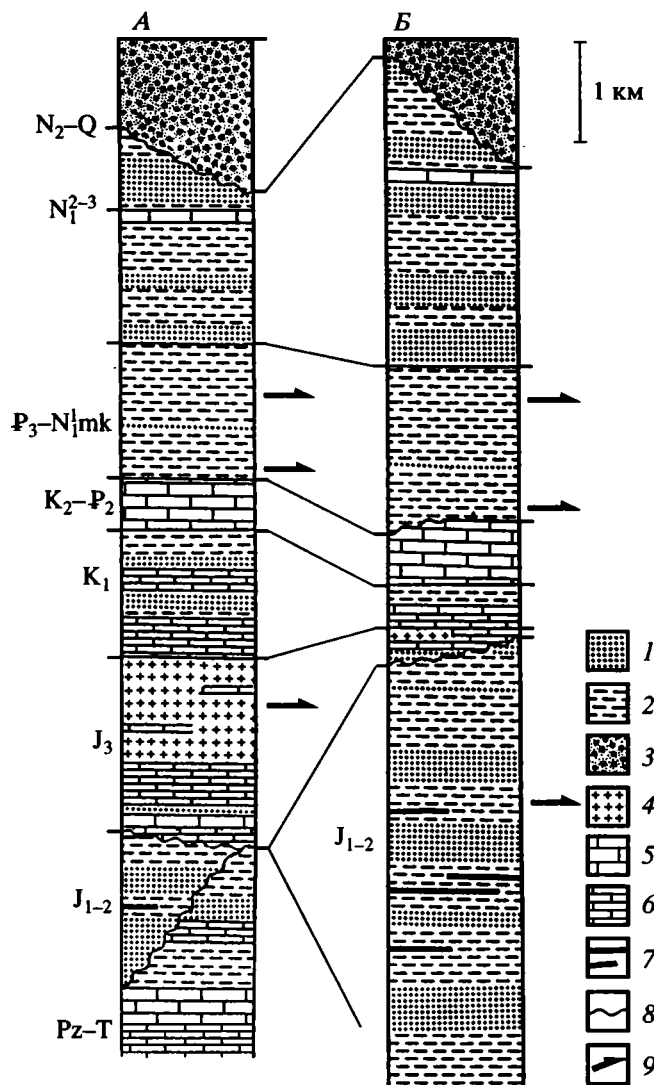


Рис. 2. Литолого-стратиграфические колонки: А – терско-Сунженской складчатой зоны и Б – Дагестанского клина

1 – песчаники и алевролиты; 2 – глины и глинистые сланцы; 3 – конгломераты; 4 – эвапориты; 5 – известняки и мергели; 6 – доломиты; 7 – угли; 8 – несогласия; 9 – поверхности срывов.

вследствие быстрого поднятия и эрозии Кавказа, что нарушало гравитационное равновесие в осадочном чехле, для восстановления которого материал из краевого прогиба перемещался в сторону орогена, образуя надвиги. Не останавливаясь подробно на критике этой концепции, отметим лишь отсутствие проявления подобных явлений в других районах Кавказа, где также происходит быстрое поднятие и третичный разрез содержит пластичные глинистые горизонты. Надвиги, секущие компетентные мезозойские отложения в районе Скалистого хребта и Черных гор, В.И. Шевченко интерпретировались как выполаживающиеся и

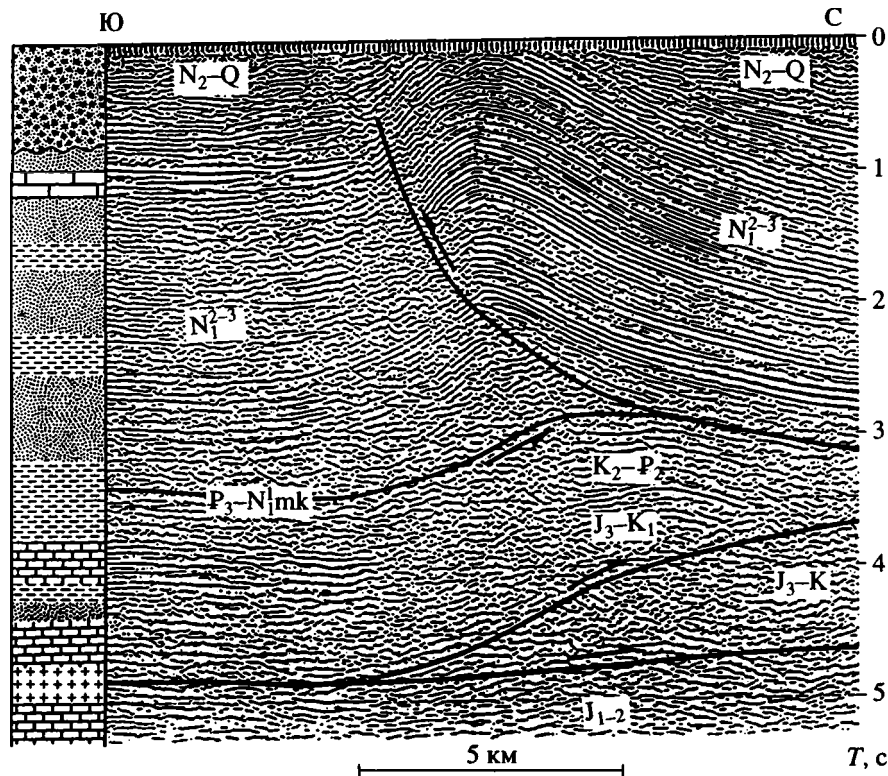


Рис. 3. Интерпретированный мигрированный сейсмический разрез Сунженской антиклинальной зоны, показывающий несоответствие структурных планов неогеновых и надсолевых верхнеюрско-эоценовых отложений. Данные треста Грознефтегеофизика

Положение разреза см. на рис. 1, условные обозначения – на рис. 2.

затухающие с глубиной. Их образование объяснялось увеличением объема осадочных толщ за счет минеральных преобразований и привноса материала извне [37].

Геолого-геофизические данные, собранные за последние годы, наиболее ценными из которых являются сейсмические разрезы МОГТ, позволяют по-иному трактовать происхождение этих структур. Главным содержанием новых представлений является признание тектонической расчлененности осадочного чехла и широкого распространения надвиговых структур [7, 8, 12, 27–30].

Терско-Сунженская зона. Тектоническая природа Терской и Сунженской антиклинальных зон долгое время являлась предметом споров. Неясными были структурные взаимоотношения поднятий в миоценовых и мезозойских отложениях, которые во многих случаях не совпадали в плане, а также происхождение крупных “раздувов” мощности майкопских глин. Существовали различные точки зрения на соотношения структуры осадочного чехла и фундамента.

Лишь относительно недавно данные глубокого бурения на антиклиналях Малгобек, Карабулак, Заманкул и некоторых других, дополненные

материалами сейсморазведки, показали, что эти складки контролируются надвигами северной vergentности в объеме надсолевых титонско-меловых отложений [12]. Кроме этого, сейсмическим профилированием МОГТ было установлено, что, как правило, эти надвиги выполаживаются с глубиной и переходят в субпластовые срывы в титонских эвапоритах (рис. 3). В результате многими геологами было признано, что эти антиклинальные зоны связаны с надвигами северной vergentности в надсолевых отложениях. Однако их геодинамическая природа оставалась проблематичной. Дело в том, что между этими складками и горным сооружением Кавказа находится слабо дислоцированная Аргунская впадина, ширина которой достигает 40 км. Кроме того, как было отмечено ранее, на северном склоне Кавказа разновозрастные верхнеюрско-меловые отложения разбиты надвигами противоположной – южной vergentности. Казалось, что эти факты исключают непосредственную связь Терской и Сунженской антиклинальных зон с Кавказским складчатым сооружением. Однако нам представляется, что это не так.

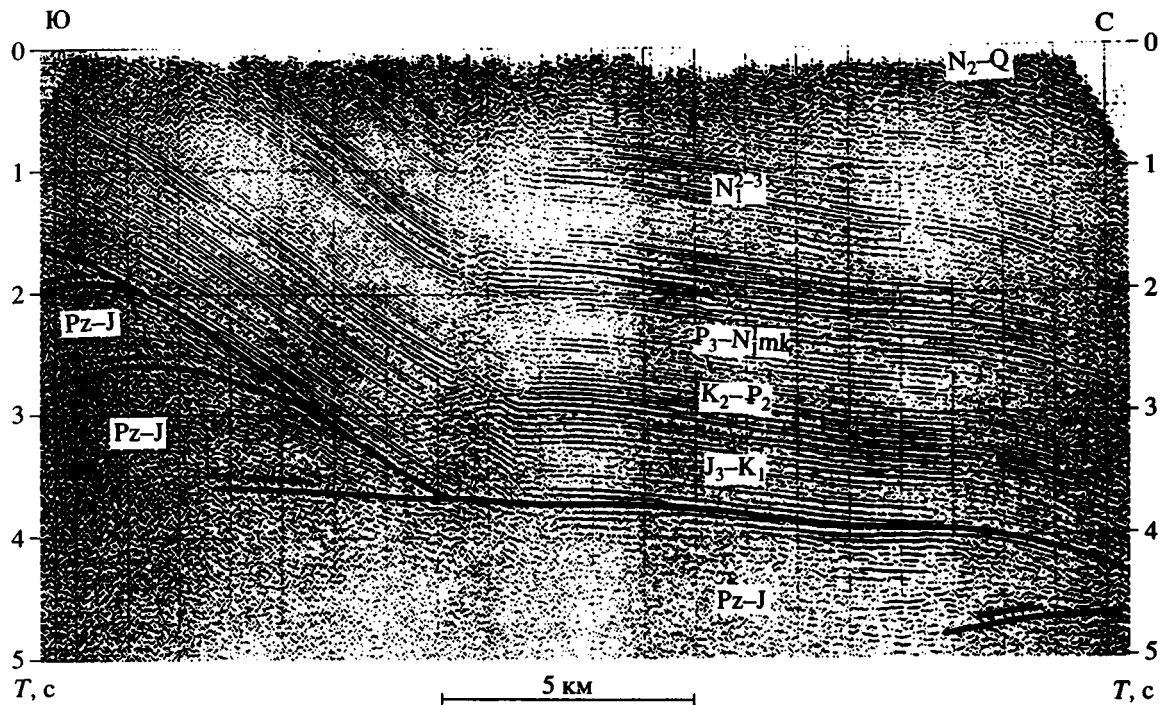


Рис. 4. Интерпретированный сейсмический разрез через Черногорскую моноклинали, показывающий пододвигание под верхнеюрско-кайнозойские отложения тектонического клина, сложенного палеозойско(?)юрскими толщами. Данные треста Грознефтегеофизика. Положение разреза см. на рис. 1.

Данные сейсморазведки и бурения небольшого числа скважин на площадях, расположенных к югу от Терской и Сунженской зон, показывают, что и там осадочный чехол расслоен на уровне титонских эвапоритов. В скв. 14-Первомайская такой надвиг выражен в виде резкого (до 260 м) увеличения мощности титонских эвапоритов, а в скв. 12-Даттых в нижних горизонтах этих отложений в интервале 4130–4170 м находится зона тектонического дробления [32]. Данные сейсморазведки показывают, что к верхнеюрской толще нередко приурочены сейсмические “несогласия”, разграничивающие сейсмоструктурные комплексы. Они интерпретируются как разрывные нарушения (рис. 4). На приведенном сейсмическом разрезе выделяется два сейсмоструктурных комплекса: верхний, позднеюрско-кайнозойский, “надсолевой”, и нижний – подсолевой, сложенный палеозойско-юрскими отложениями. Верхний комплекс состоит из протяженных слабодислоцированных отражающих горизонтов, которые образуют моноклинали, взброшенную на дислоцированные отложения нижнего комплекса. Нижний комплекс представлен короткими прерывистыми осями синфазности, которые образуют несколько наслаивающихся волновых пакетов. Подобный сейсмический образ, а также данные бурения свидетельствуют о надвиговой структуре этого комплекса. Наличие надвигов северной vergentности в пале-

озойско-юрских отложениях в зоне северного склона Кавказа подтверждается материалами бурения нескольких скважин. Так, в скв. 13-Первомайская в интервале 2500–3804 м были вскрыты келловей-оксфордские отложения в перевернутом залегании, что связывается с надвиговыми дислокациями [32]. На площади Элистанжи в скв. № 42 под пермскими и нижне-среднеюрскими отложениями были вскрыты верхнеюрские [7, 31]. Примечательно, что надвиги в “подсолевых” отложениях во многих случаях остаются “слепыми”, так как они не достигают эрозионной поверхности.

Интерпретация регионального сейсмического разреза II на участке от площади Первомайской до скважины 1-Бурунная показывает, что поверхность расслоения осадочного чехла на уровне позднеюрских эвапоритов, вероятно, имеет региональное распространение, подстилая большую часть западного сегмента Терско-Каспийского прогиба. В промежутке между склоном Кавказа и Сунженской антиклинальной зоной эта поверхность становится субпластовой, что объясняет слабую дислоцированность вышележащих осадочных толщ.

В совокупности приведенные данные свидетельствуют о том, что на большей части Терско-Сунженской складчатой зоны имеет место срыв мощной толщи осадочного чехла по титонским

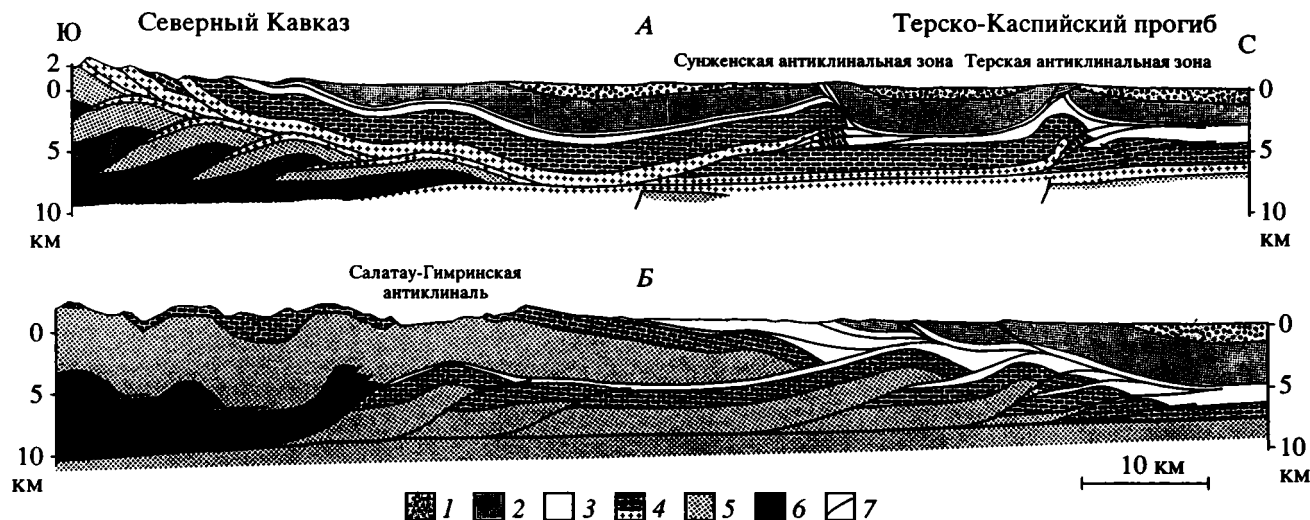


Рис. 5. Геологические разрезы: А – Терско-Сунженской складчатой зоны, Б – Дагестанского клина (см. рис. 1)

1–6 – стратиграфические комплексы: 1 – плиоцен-четвертичный, 2 – верхне-среднемиоценовый, 3 – олигоцен-нижнемиоценовый (майкопская серия), 4 – верхнеюрско-эоценовый, 5 – нижне-среднеюрский, 6 – палеозойско-триасовый; 7 – разрывы.

эвапоритам. На юге рассматриваемой территории, в пределах северного склона Кавказа, в надвижении на предгорный прогиб участвуют “подсолевые” палеозойско-юрские отложения.

Суммарная величина поперечного сокращения слоев в западной части Терско-Каспийского прогиба точно не известна. Однако есть достаточные основания полагать, что она измеряется десятками километров. Эта суммарная оценка включает в себя сокращение, связанное с надвиговыми дислокациями как на северном склоне Кавказа, так и в пределах Терской и Сунженской зон. По данным В.И. Шевченко, суммарная минимальная амплитуда смещения по трем надвигам в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях, закартированным в долине р. Фиагдон, составляет 12–15 км [37]. Структурные построения (рис. 5А), основанные на данных бурения и сейсморазведки, свидетельствуют о том, что в Терской и Сунженской зонах надвиги, секущие меловые отложения, имеют не меньшую совокупную величину смещения. Лишь в пределах Карабулакской складки Сунженской антиклинальной зоны поперечное сокращение меловых слоев составляет около 10 км. Таким образом, суммарное сокращение протяженности верхнеюрско-меловых слоев может быть оценено в 30 км. Не исключено, что эта величина может быть и большей. Отсутствие в юрско-миоценовых отложениях значительных несогласий и их выдержанность в пределах рассматриваемой территории свидетельствуют о том, что складчато-надвиговые деформации имели место в плиоцен-четвертичное время [12, 32].

Рассматривая строение Терской и Сунженской антиклинальных зон, нельзя не заметить дисгар-

монию структурных планов надсолевых компетентных мезозойско-эоценовых и вышележащих олигоцен-миоценовых отложений. Обращает на себя внимание не только различие стилей деформаций, но и очевидное превышение длины слоев нижнего из этих комплексов относительно верхнего, связанное с более интенсивной деформированностью нижнего (см. рис. 5А). Так как деформации рассматриваемой структурной зоны имели место в плиоцен-четвертичное время и, следовательно, затронули весь объем юрско-миоценовых отложений одновременно, то, на первый взгляд, это несоответствие протяженности слоев выделенных структурных комплексов представляется парадоксальным. Эта проблема находит решение, если допустить, что эти стратиграфические комплексы разделены субпластовым срывом в майкопских глинах (см. рис. 5А). Его существование снимает проблему разницы длины слоев, допуская ее компенсацию за пределами этих антиклинальных зон в предгорьях Кавказа. Иными словами, предполагается, что имело место взаимное проскальзывание этих комплексов одного относительно другого по майкопским глинам на всей площади Терско-Сунженской зоны. “Бульдозерный” эффект, производимый тектоническими пластинами, сложенными верхнеюрско-эоценовыми отложениями, на майкопские глинистые толщи объясняет значительные “раздувы” мощности последних в пределах антиклинальных зон.

Изложенные данные дают основание полагать, что строение Терско-Сунженской зоны определяется существованием крупных субпластовых срывов в верхнеюрских эвапоритах и майкопских глинах (см. рис. 5А). Эти разрывы обособляют ал-



Рис. 6. Пологий разрыв в нижнемайкопских отложениях в западной части Дагестанского клина
Разрыв разделяет полого залегающие слоистые алевролито-глинистые толщи и представлен зоной смятия и интенсивного дробления пород толщиной до 1.5 м. Размеры обнажения $7 \times 4 \text{ м}^2$. Положение обнажения см. на рис. 1.

лохтонный комплекс, сложенный главным образом компетентными меловыми отложениями. Южнее, на северном склоне Кавказа, в надвигании на предгорный прогиб принимают участие более древние палеозойско-верхнеюрские отложения. Судя по сейсмическим данным, они разбиты на серию пластин, которые образуют вдвиговый клин, пододвинутый под верхнеюрско-миоценовые отложения (см. рис. 4). Здесь в отличие от Терско-Сунженской зоны поверхность расслоения в верхнеюрских отложениях образует не подошвенную, а кровельную поверхность клинообразного аллохтона. Эта структурная модель объясняет общее моноклинальное залегание последних и их нарушение антикавказскими надвигами, которые интерпретируются как надвиги, оперяющие кровельный разрыв клиновидной (вдвиговой) пластины. То обстоятельство, что эти надвиги затрагивают не только титонские, но местами и келловей-оксфордские отложения, говорит о том, что расслоение осадочного чехла в южной части рассматриваемой территории происходит на более низком стратиграфическом уровне, чем в Терско-Сунженской зоне. Данное обстоятельство, вероятно, связано с изменениями литологического состава отложений, главным из которых является выпадение из разреза солей титонского яруса к югу.

Иными словами, согласно предлагаемой модели в западном секторе пояса надвигов Восточного Кавказа выделяется два аллохтонных комплекса,

вдвинутых в осадочный чехол Терско-Каспийского прогиба. Нижний комплекс выделяется в пределах северного склона Кавказа. Он сложен палеозойско-юрскими отложениями и пододвинут под "надсолевые отложения". Верхний комплекс образован верхнеюрско-эоценовыми отложениями, которые расщепляют Терско-Каспийский прогиб на уровне майкопских глин.

Значительная крутизна нижнего аллохтонного клина (угол между подошвенным и кровельным надвигами около 20°) свидетельствует о том, что его перемещение было затрудненным. Возможно, это связано с тем, что он сложен плотными породами, включая породы кристаллического фундамента, в которых отсутствовали эффективные поверхности скольжения. Надвигание палеозойских пород на юрские и образование подобного "толсточешуйчатого" аллохтонного комплекса говорит о том, что несущий его надвиг под относительно крутым углом погружается в фундамент. Остроугольность (угол между ограничивающими надвигами менее 5°) и пологий структурный рельеф аллохтонного клина, расположенного севернее, указывает на то, что расслоение чехла по титонским эвапоритам происходило значительно легче. В результате стала возможной передача тангенциального стресса через тело аллохтонной пластины на десятки километров без значительных внутренних деформаций тектонического покрова.

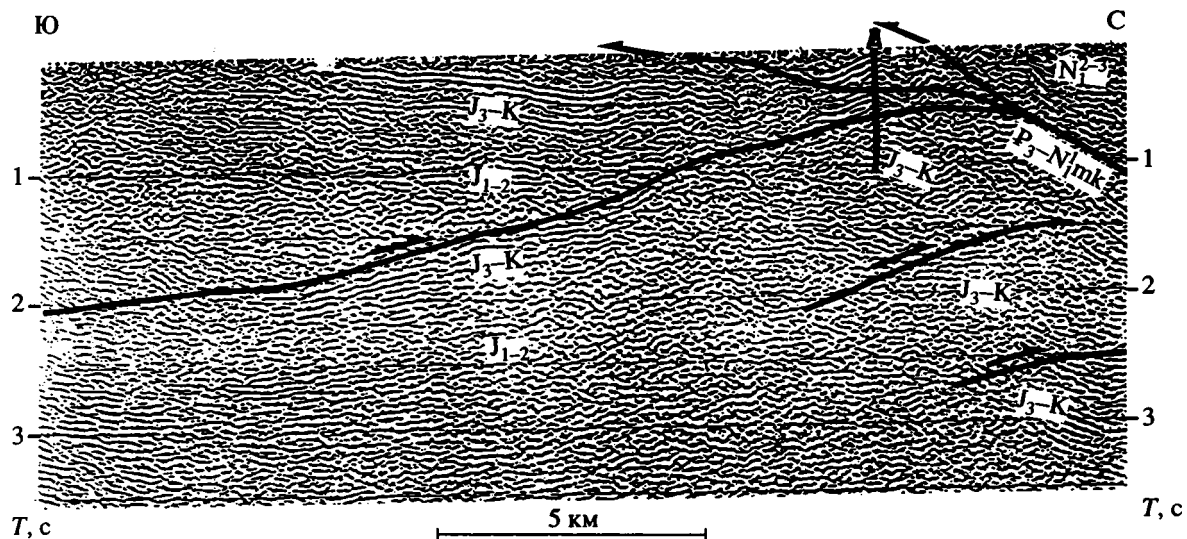


Рис. 7. Интерпретированный сейсмический разрез фронтальной части Дагестанского клина, показывающий вдвиговую структуру фронта пояса надвигов. Данные треста Грознефтегеофизика
Положение разреза см. на рис. 1, условные обозначения – на рис. 2.

Дагестанский клин. Поверхностное строение Дагестанского клина определяется моноклиальным погружением юрско-меловых и третичных отложений на север в сторону осевой зоны Терско-Каспийского прогиба. Основным видом разрывных нарушений здесь являются многочисленные, но, как правило, малоамплитудные надвиги южной вергентности, секущие отложения майкопской серии и миоцена (рис. 6) [6, 36]. Геолого-геофизический материал, собранный в ходе проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ, показал, что и в этой структурной зоне имеет место структурная дисгармония между мезозойскими и третичными отложениями [20, 27–30]. На Дузлакской, Шамхал-Булакской и Талгинской антиклиналях бурением было достоверно установлено наличие надвигов, по которым пластины, состоящие из юрско-эоценовых отложений, надвинуты к северо-востоку [13, 20, 27–30]. Признаки подобных нарушений были встречены и на других площадях, однако разрозненность фактических данных не допускала их однозначной интерпретации. Лишь получение качественных сейсмических данных подтвердило предполагаемую общую северную вергентность структуры мезозойских отложений (рис. 7).

Для объяснения происхождения “слепых” надвигов северной вергентности, а также резких колебаний мощностей, присутствия олистолитов и перемятости нижнемайкопских глин под моноклиальными слоями миоцена была предложена концепция, согласно которой эти деформации концентрировались как результат складчатости в раннемайкопское (олигоценовое) время [35]. Однако, как уже отмечалось ранее, данная концепция облада-

ет серьезными недостатками. Помимо отмеченных противоречий регионального характера, она не согласуется и с более частными фактами. Так, например, в поднадвиге Дузлакской складки в южной части Дагестанского клина были вскрыты более молодые (миоценовые) горизонты майкопской серии [13, 30]. Это явно противоречит олигоценовому возрасту надвигов, затрагивающих мезозойские отложения. Помимо этого, данная гипотеза не дает объяснения происхождению моноклиального залегания олигоцен-неогеновых слоев над “погребенными” надвиговыми зонами, а также нарушенности первых антикавказскими надвигами, которые, как правило, пространственно приурочены к складкам в подстилающих мезозойских отложениях. Причем разрывы, секущие майкопские слои, в обнажениях нередко представлены зонами дробления вмещающих пород (см. рис. 6). Это означает, что эти разломы формировались в относительно литифицированных породах, а не в глинистых илах, что следовало бы ожидать, если бы деформации были синхронны накоплению этих отложений.

Изложенные данные указывают на то, что надвиги противоположной вергентности на разных стратиграфических уровнях принадлежат единой парагенетической системе, возникшей в плиоцен-четвертичное время и связанной с вдвиговым механизмом деформаций [27–30]. Согласно данной модели, тектонические пластины, сложенные компетентными мезозойско-эоценовыми породами, расщепляют осадочное выполнение Терско-Каспийского прогиба вдоль глинистых отложений майкопской серии. При этом вышележащие третичные слои испытывают массивный подъем

на величину, соответствующую толщине пододвинутых под них аллохтонных пластин, образуя взброшенные моноклинали, определяющие облик предгорий Дагестана. Косвенно реальность предлагаемой интерпретации подтверждается тем фактом, что структуры сходного строения в аналогичных тектонических позициях установлены во многих складчатых поясах. Наиболее детально они исследованы в Кордильерах Канады [42].

Приведенный на рис. 5Б геологический разрез показывает геологическую интерпретацию строения Дагестанского клина, основанную на предлагаемой структурной модели. При его построении использованы данные геофизических исследований, бурения и геологического картирования. Эти данные позволяют достаточно определенно судить о строении внешней зоны Дагестанского клина до глубин 5–8 км. Разумеется, наиболее проблематичной является интерпретация глубинного строения наиболее южной части рассматриваемой территории, где регионально нефтегазоносные юрско-меловые отложения выходят на эрозионную поверхность (см. рис. 5Б). Здесь предлагаемая структурная модель строится, главным образом, на материалах сейсморазведки, полученных в последние годы. На ряде временных разрезов можно видеть, что отражающие горизонты в юрско-эоценовых отложениях протягиваются из Терско-Каспийского прогиба к югу под Дагестанский клин, что свидетельствует об аллохтонной природе последнего. Например, на сейсмических разрезах 048719, 048718 и некоторых других, пересекающих западную часть рассматриваемого района, предположительно поднадвиговый комплекс юрско-эоценовых отложений прослеживается на протяжении 25 км под Дагестанским клином (см. рис. 7).

Реальность предлагаемой интерпретации, допускающей многокилометровое перемещение Дагестанского клина к северу, согласуется с некоторыми геологическими наблюдениями. Во-первых, с севера на юг происходит увеличение размера складок. Это говорит о том, что деформированные тектонические пластины утоняются в северном направлении. Следовательно, самыми молодыми и малоамплитудными являются надвиги внешней периферии Дагестанского клина, а к югу амплитуды надвигов увеличиваются. Во-вторых, предполагаемое значительно более крупное надвиговое перекрытие и связанное с ним сдвигание разреза южной части региона хорошо объясняет аномально приподнятое положение мезозойских отложений Дагестанского клина. На это указывает также и 2–3-кратное тектоническое утолщение нижнемайкопских отложений (до 1000 м) перед фронтом этой пластины в Буйнакской синклинали, которое, по нашему мнению, образовалось за счет соскребания этих отложений с их субстрата. В-третьих, в плане фронт этой пластины “срезает” под-



Рис. 8. Схема, иллюстрирующая количественную оценку величины поперечного сокращения Дагестанского клина по линии профиля Б (см. рис. 5) методом площадного баланса

Область S' (450 км^2) показывает площадь (в разрезе) тектонически утолщенных палеозойско-эоценовых отложений, приподнятых над их додеформационной поверхностью. Предполагается, что наблюдаемое воздымание этих пород обусловлено тектоническим перемещением эквивалентного количества пород из внутренней части складчатой области (область $S = S'$) по надвигу, расположенному на глубине 12 км (h) от поверхности эоценовых отложений. При определении площади S' учтены предполагаемые количества эродированных домайкопских отложений и майкопских отложений, перекрытых мезозойскими пластинами. Деление площади S' (450 км^2) на h (12 км) дает величину сокращения (L), равную в данном случае 37.5 км.

стилающие структуры, простирающиеся со значительным азимутальным несогласием, что допускает существенное надвиговое перекрытие.

Ограниченность данных, освещающих глубинное строение Дагестанского клина, позволяет применить лишь наиболее простой площадной способ балансирования геологического разреза для количественной оценки величины поперечного сокращения зоны надвигов. Он основывается на допущении, что воздымание складчатой области определялось ее тектоническим утолщением. Следует отметить, что это воздымание весьма значительно. Поверхность недеформированных мезозойских отложений перед фронтом пояса надвигов находится на глубинах до -6.5 км , а во внутренней части пояса приподнята до 2–3 км. Анализ разреза Дагестанского клина показывает, что площадь мезозойских отложений, расположенных выше их недеформированной поверхности, составляет около 450 км^2 . Принимая, что современный структурный рельеф мезозойских отложений образовался вследствие срыва по поверхности расслоения, средняя глубина которой составляет около 12 км от кровли мезозойско-эоценовых отложений (что согласуется с данными по региональной геологии), получаем, что поперечное сокращение пояса надвигов составляет 37.5 км (рис. 8). Уместно отметить, что данный метод дает лишь минимальные величины сокращения, так как он не учитывает литификацию отложений, кливаж, продольное перемещение пород из зон максимальных напряжений, занижающих величину сжатия на 15–45% [46]. Следовательно, поперечное сокращение пояса надвигов в этом районе может достигать 50 км и более.

Так как амплитуды надвигов северной периферии Дагестанского клина, как правило, невелики, то представляется оправданным предположение, что значительное надвиговое перекрытие связано именно с самой южной тектонической пластиной.

За южную границу зоны тектонического удвоения юрско-меловых отложений принято крупное Салатау-Гимринское поднятие. Оно выражено в неотектонических деформациях [22] и отделяет зону коробчатых и концентрических складок Известнякового Дагестана от зоны моноклиального падения мезозойских слоев в сторону зоны предгорной складчатости [39]. Нам представляется, что это поднятие может быть интерпретировано как вторичная деформация, возникшая в теле покрова за счет образования складок под ним. Положение последних, возможно, определялось рамповым перегибом сместителя верхней пластины, сконцентрировавшим сжимающие усилия в поднадвиговом блоке, что привело к образованию поднадвиговой складки.

Так же, как и в Терско-Сунженской зоне, в пределах Дагестанского клина предполагаемая значительная величина сжатия мезозойско-эоценовых отложений явно превышает этот параметр для перекрывающего их относительно слабо дислоцированного третичного покрова. Это несоответствие также, скорее всего, является следствием расслоения чехла вдоль пластичных глин майкопской серии и взаимного проскальзывания аллохтонных вдвиговых пластин и перекрывающих их моноклиально залегающих третичных отложений. Это предположение согласуется с данными полевых наблюдений. В целом ряде районов, особенно в западной части Дагестанского клина, в обнажениях прослеживаются пологие разрывы, приуроченные, как правило, к низам майкопской серии [28, 35, 36]. Бульдозерный эффект, производимый тектоническими пластинами на майкопские глины, привел к локальным тектоническим утолщениям последних, скомпенсировав тем самым дисгармонию структурных планов мезозойско-эоценовых и вышележащих третичных толщ.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СТРУКТУРНЫХ СТИЛЕЙ

Проведенные исследования позволяют предложить объяснение наблюдаемой структурной сегментации пояса надвигов Восточного Кавказа. В значительной степени она контролируется литологическим составом осадочного чехла. Причем особенно важную структурную роль играет распределение соленосных отложений титонского яруса.

В Терско-Сунженской складчатой зоне, там, где соленосные отложения титона развиты наиболее широко, главным фактором деформаций

является расслоение осадочного выполнения прогиба вдоль этого стратиграфического интервала. Высокая пластичность этих пород обеспечила легкость, с которой происходило расслоение чехла и передача сжимающих напряжений на значительное расстояние без значительных внутренних деформаций аллохтонных пластин. По этой причине надсолевые отложения в обширных синклиналиях зонах оказались практически недеформированными. Выпадение из разреза солей в северном направлении, вероятно, затруднило дальнейшее расслоение чехла и привело к формированию антиклинальных зон, в пределах которых горизонтальное смещение было в значительной мере трансформировано в складки. Формированию Терской и Сунженской антиклинальных зон могло способствовать также наличие глубинных разломных зон под ними [12].

В пределах дагестанского сектора Терско-Каспийского прогиба верхнеюрский разрез лишен выдержанных эвапоритовых горизонтов. Наиболее подходящей для надвигания здесь оказалась сланцевая ниже-среднеюрская толща. Однако, так как эти породы менее пластичны, чем соли, перемещение тектонических пластин на большое расстояние здесь было невозможно. В результате юрско-эоценовые отложения были разбиты многочисленными надвигами на блоки, сгруженные перед фронтом Кавказа в виде многоярусного пакета покровов.

Различия в стратиграфической приуроченности и траекториях надвигов в основании аллохтонных комплексов Дагестанского клина и Терско-Сунженской складчатой зоны дают веские основания связывать высокую дислоцированность зоны, расположенной между ними, с перестройкой в системе надвигания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Основной особенностью пояса надвигов Восточного Кавказа является структурная расслоенность осадочного чехла и широкое распространение вдвиговых структур, с которыми связана структурная дисгармония разновозрастных толщ.

2. Складчато-надвиговые деформации в пределах рассматриваемого региона происходили главным образом в плиоцен-четвертичное время.

3. Структурная сегментация пояса надвигов в значительной мере определяется стратиграфической приуроченностью и траекторией разрывов в подошве аллохтонных комплексов. На большей части Терско-Сунженской зоны аллохтонные пластины подстилаются субпластовым срывом в титонских эвапоритах. В пределах Дагестанского

клина – наклонными надвигами в ниже-среднеюрских терригенных отложениях.

4. Кровельные надвиги вдвиговых аллохтонов располагаются в глинистых отложениях майкопской серии.

5. В обеих рассмотренных частях складчатого борта прогиба предполагается значительное сокращение поперечной длины слоев за счет складок и надвигов, которое может составлять 30–50 км и, возможно, более.

Автор считает своим долгом выразить глубокую признательность А. Балли, З.К. Даштиеву, М.А. Джабраиллову, П.Б. Джонсу, Н.В. Короновскому, Д.А. Мирзоеву, М.Ю. Никитину, Ю.П. Смирнову, Б.А. Соколову, В.Д. Талалаеву, В.Е. Хайну, Л.В. Шалбузовой, В.Ф. Шарафутдинову, Ф.Г. Шарафутдинову и Н.Ш. Яндарбиеву за помощь в сборе геологических данных и обсуждении представленной в данной статье точки зрения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авербух А.Г., Бройтман А.Р., Булгакова И.А. и др.* Региональное геологическое строение Восточного Предкавказья по данным комплексных геофизических исследований. М., 1974. 34 с. (Обзор ВИЭМС. Сер. 9. Региональная разведка и промысловая геофизика.)
2. *Алиев М.Г., Гджиев А.Н., Шлезингер А.Е.* Строение осадочного чехла Среднекаспийского бассейна по данным сейсморазведки МОГТ // Известия вузов. Геология и разведка. 1989. № 12. С. 3–9.
3. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Кинематика Кавказа в кайнозое по палеомагнитным данным // Тез. докл. III семинара-школы “Геодинамика Кавказа”. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. С. 17.
4. *Баранов Г.И., Греков И.И.* Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 162–171.
5. *Белов А.А., Омельченко В.Л.* К геологии Передового хребта Большого Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 8. С. 10–16.
6. Геологическое строение восточной части северного склона Кавказа / Ред. Брод И.О. Л.: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1960. 320 с. (Тр. КЮГЭ. Вып. 2.)
7. *Гуцин А.И., Дотдугев С.И., Короновский Н.В. и др.* Строение Варандийской антиклинали в Известняковом Дагестане // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1986. № 6. С. 24–30.
8. *Дотдугев С.И.* О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.
9. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн. 2. С. 168–176.
10. *Коновалов В.И., Кононов Н.И., Станулис В.А., Хлуднев В.Ф.* Новые представления о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Черногорской тектонической зоны ЧИАССР // Геология нефти и газа. 1986. № 9. С. 30–35.
11. *Короновский Н.В.* Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (центральная часть Альпийского складчатого пояса) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 35–48.
12. *Короновский Н.В., Панина Л.В.* Надвиговая глубинная структура центральной части Терско-Каспийского передового прогиба // Геология и геодинамика нефтегазоносных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1990. С. 122–133.
13. *Коршенбаум Ф.М.* Покровно-надвиговые структуры Дагестана // Сов. геология. 1985. № 6. С. 101–105.
14. *Краснопевицева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 108 с.
15. *Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В.* Глубинные сейсмические районы Крымско-Кавказской области и движения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 1. С. 107–110.
16. *Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю.* Сейсмостратиграфический анализ осадочного выполнения Восточного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 6. С. 54–68.
17. *Левкович Р.А., Асманов О.А.* Сейсмоактивная область “Дагестанский клин”. Махачкала: Изд-во Даг. фил. АН СССР, 1985. С. 5–17. (Тр. ИГ Даг. фил. АН СССР. Вып. 33.)
18. *Летавин А.И.* Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980. 150 с.
19. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 465 с.
20. *Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г.* Геология месторождений нефти и газа Дагестана. Махачкала: Дагестан. кн. изд-во, 1986. 312 с.
21. *Невеская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А.* История Паратетиса // Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 3: Океанология. С. 91–100.
22. *Никитин М.Ю.* Неотектоника Восточного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. № 3. С. 21–36.
23. *Никишин А.М., Болотов С.Н., Ершов А.В., Назаревич Б.П., Клутинг С., Лобковский Л.И., Стефенсон Р.* Геодинамический анализ Северо-Кавказского осадочного бассейна по данным компьютерного моделирования истории погружения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: КМК, 1994. С. 85–93.
24. *Попов В.С., Короновский Н.В.* Латеральная геохимическая зональность новейших вулканитов Большого Кавказа и ее тектоническое значение // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 201–206.
25. *Расцветаев Л.М.* Тектонодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96.
26. *Саркисян С.Г., Котельников Д.Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1982. 232 с.
27. *Соборнов К.О.* Поднадвиговые зоны нефтегазонакопления – новый объект поисков нефти и газа в

Так как амплитуды надвигов северной периферии Дагестанского клина, как правило, невелики, то представляется оправданным предположение, что значительное надвиговое перекрытие связано именно с самой южной тектонической пластиной.

За южную границу зоны тектонического удвоения юрско-меловых отложений принято крупное Салатау-Гимринское поднятие. Оно выражено в неотектонических деформациях [22] и отделяет зону коробчатых и концентрических складок Известнякового Дагестана от зоны моноклиального падения мезозойских слоев в сторону зоны предгорной складчатости [39]. Нам представляется, что это поднятие может быть интерпретировано как вторичная деформация, возникшая в теле покрова за счет образования складок под ним. Положение последних, возможно, определялось рамповым перегибом сместителя верхней пластины, сконцентрировавшим сжимающие усилия в поднадвиговом блоке, что привело к образованию поднадвиговой складки.

Так же, как и в Терско-Сунженской зоне, в пределах Дагестанского клина предполагаемая значительная величина сжатия мезозойско-эоценовых отложений явно превышает этот параметр для перекрывающего их относительно слабо дислоцированного третичного покрова. Это несоответствие также, скорее всего, является следствием расслоения чехла вдоль пластичных глин майкопской серии и взаимного проскальзывания аллохтонных вдвиговых пластин и перекрывающих их моноклиально залегающих третичных отложений. Это предположение согласуется с данными полевых наблюдений. В целом ряде районов, особенно в западной части Дагестанского клина, в обнажениях прослеживаются пологие разрывы, приуроченные, как правило, к низам майкопской серии [28, 35, 36]. Бульдозерный эффект, производимый тектоническими пластинами на майкопские глины, привел к локальным тектоническим утолщениям последних, скомпенсировав тем самым дисгармонию структурных планов мезозойско-эоценовых и вышележащих третичных толщ.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СТРУКТУРНЫХ СТИЛЕЙ

Проведенные исследования позволяют предложить объяснение наблюдаемой структурной сегментации пояса надвигов Восточного Кавказа. В значительной степени она контролируется литологическим составом осадочного чехла. Причем особенно важную структурную роль играет распределение соленосных отложений титонского яруса.

В Терско-Сунженской складчатой зоне, там, где соленосные отложения титона развиты наиболее широко, главным фактором деформаций

является расслоение осадочного выполнения прогиба вдоль этого стратиграфического интервала. Высокая пластичность этих пород обеспечила легкость, с которой происходило расслоение чехла и передача сжимающих напряжений на значительное расстояние без значительных внутренних деформаций аллохтонных пластин. По этой причине надсолевые отложения в обширных синклиналиных зонах оказались практически недеформированными. Выпадение из разреза солей в северном направлении, вероятно, затруднило дальнейшее расслоение чехла и привело к формированию антиклинальных зон, в пределах которых горизонтальное смещение было в значительной мере трансформировано в складки. Формированию Терской и Сунженской антиклинальных зон могло способствовать также наличие глубинных разломных зон под ними [12].

В пределах дагестанского сектора Терско-Каспийского прогиба верхнеюрский разрез лишен выдержанных эвапоритовых горизонтов. Наиболее подходящей для надвигания здесь оказалась сланцевая нижне-среднеюрская толща. Однако, так как эти породы менее пластичны, чем соли, перемещение тектонических пластин на большое расстояние здесь было невозможно. В результате юрско-эоценовые отложения были разбиты многочисленными надвигами на блоки, сгруженные перед фронтом Кавказа в виде многоярусного пакета покровов.

Различия в стратиграфической приуроченности и траекториях надвигов в основании аллохтонных комплексов Дагестанского клина и Терско-Сунженской складчатой зоны дают веские основания связывать высокую дислоцированность зоны, расположенной между ними, с перестройкой в системе надвигания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Основной особенностью пояса надвигов Восточного Кавказа является структурная расслоенность осадочного чехла и широкое распространение вдвиговых структур, с которыми связана структурная дисгармония разновозрастных толщ.

2. Складчато-надвиговые деформации в пределах рассматриваемого региона происходили главным образом в плиоцен-четвертичное время.

3. Структурная сегментация пояса надвигов в значительной мере определяется стратиграфической приуроченностью и траекторией разрывов в подошве аллохтонных комплексов. На большей части Терско-Сунженской зоны аллохтонные пластины подстилаются субпластовым срывом в титонских эвапоритах. В пределах Дагестанского

клина – наклонными надвигами в ниже-среднеюрских терригенных отложениях.

4. Кровельные надвиги вдвиговых аллохтонов располагаются в глинистых отложениях майкопской серии.

5. В обеих рассмотренных частях складчатого борта прогиба предполагается значительное сокращение поперечной длины слоев за счет складок и надвигов, которое может составлять 30–50 км и, возможно, более.

Автор считает своим долгом выразить глубокую признательность А. Балли, З.К. Даштиеву, М.А. Джабраилу, П.Б. Джонсу, Н.В. Короновскому, Д.А. Мирзоеву, М.Ю. Никитину, Ю.П. Смирнову, Б.А. Соколову, В.Д. Талалаеву, В.Е. Хайну, Л.В. Шалбузовой, В.Ф. Шарафутдинову, Ф.Г. Шарафутдинову и Н.Ш. Яндарбиеву за помощь в сборе геологических данных и обсуждении представленной в данной статье точки зрения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авербух А.Г., Бройтман А.Р., Булгакова И.А. и др. Региональное геологическое строение Восточного Предкавказья по данным комплексных геофизических исследований. М., 1974. 34 с. (Обзор ВИЭМС. Сер. 9. Региональная разведка и промышленная геофизика.)
2. Алиев М.Г., Гджиев А.Н., Шлезингер А.Е. Строение осадочного чехла Среднекаспийского бассейна по данным сейсморазведки МОГТ // Известия вузов. Геология и разведка. 1989. № 12. С. 3–9.
3. Баженов М.Л., Буртман В.С. Кинематика Кавказа в кайнозое по палеомагнитным данным // Тез. докл. III семинара-школы “Геодинамика Кавказа”. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. С. 17.
4. Баранов Г.И., Греков И.И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 162–171.
5. Белов А.А., Омельченко В.Л. К геологии Передового хребта Большого Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 8. С. 10–16.
6. Геологическое строение восточной части северного склона Кавказа / Ред. Брод И.О. Л.: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1960. 320 с. (Тр. КЮГЭ. Вып. 2.)
7. Гуцин А.И., Дотдугев С.И., Короновский Н.В. и др. Строение Варандийской антиклинали в Известняковом Дагестане // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1986. № 6. С. 24–30.
8. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн. 2. С. 168–176.
10. Коновалов В.И., Кононов Н.И., Станулис В.А., Хлуднев В.Ф. Новые представления о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Черногорской тектонической зоны ЧИАССР // Геология нефти и газа. 1986. № 9. С. 30–35.
11. Короновский Н.В. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (центральная часть Альпийского складчатого пояса) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 35–48.
12. Короновский Н.В., Панина Л.В. Надвиговая глубинная структура центральной части Терско-Каспийского передового прогиба // Геология и геодинамика нефтегазоносных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1990. С. 122–133.
13. Коршенибаум Ф.М. Покровно-надвиговые структуры Дагестана // Сов. геология. 1985. № 6. С. 101–105.
14. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 108 с.
15. Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Глубинные сейсмические районы Крымско-Кавказской области и движения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 1. С. 107–110.
16. Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. Сейсмостратиграфический анализ осадочного выполнения Восточного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 6. С. 54–68.
17. Левкович Р.А., Асманов О.А. Сейсмоактивная область “Дагестанский клин”. Махачкала: Изд-во Даг. фил. АН СССР, 1985. С. 5–17. (Тр. ИГ Даг. фил. АН СССР. Вып. 33.)
18. Летавин А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980. 150 с.
19. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 465 с.
20. Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г. Геология месторождений нефти и газа Дагестана. Махачкала: Дагестан. кн. изд-во, 1986. 312 с.
21. Невеская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. История Паратетиса // Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 3: Океанология. С. 91–100.
22. Никитин М.Ю. Неотектоника Восточного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. № 3. С. 21–36.
23. Никишин А.М., Болотов С.Н., Ершов А.В., Назаревич Б.П., Клутинг С., Лобковский Л.И., Стефенсон Р. Геодинамический анализ Северо-Кавказского осадочного бассейна по данным компьютерного моделирования истории погружения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: КМК, 1994. С. 85–93.
24. Попов В.С., Короновский Н.В. Латеральная геохимическая зональность новейших вулканитов Большого Кавказа и ее тектоническое значение // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 201–206.
25. Расцветаев Л.М. Тектонодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96.
26. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1982. 232 с.
27. Соборнов К.О. Поднадвиговые зоны нефтегазоаккумуляции – новый объект поисков нефти и газа в

- Предгорном Дагестане // Геология нефти и газа. 1988. № 2. С. 8–12.
28. *Соборнов К.О.* Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина // Геотектоника. 1991. № 3. С. 34–46.
 29. *Соборнов К.О.* Строение зоны сочленения Кавказа и Терско-Каспийского прогиба // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 3. С. 492–496.
 30. *Соколов Б.А., Корчагина Ю.И., Мирзоев Д.А. и др.* Нефтегазообразование и нефтегазоаккумуляция в Восточном Предкавказье. М.: Наука, 1990. 206 с.
 31. *Станулис В.А., Коновалов В.И., Булгакова О.П. и др.* Новые данные по геологии юрско-палеозойских отложений юго-восточных районов Чечено-Ингушетии. Махачкала: Изд-во фил. АН СССР, 1979. С. 11–21. (Тр. ИГ Даг. фил. АН СССР. Вып. 4.)
 32. *Станулис В.А., Хлуднев В.Ф.* Некоторые проблемные вопросы геологии и нефтегазоносности Терско-Сунженского района (Северный Кавказ, Терско-Каспийский краевой прогиб) // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 246–254.
 33. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. 1975. № 1. С. 13–27.
 34. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
 35. *Шарафутдинов Ф.Г.* К тектонике Сулакского тектонического выступа в связи с нефтегазоносностью мезозойских отложений. Махачкала: Изд-во Даг. фил. АН СССР, 1975. С. 103–106. (тр. ИГ Даг. фил. АН СССР. Вып. 9.)
 36. *Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Мятлы и Дылым (Северный Дагестан). М.: Науч.-техн. упр. ВСНХ, 1929. С. 31–95. (Тр. гос. науч.-исслед. нефт. ин-та. Вып. 4.)
 37. *Шевченко В.И.* Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатых сооружениях. М.: Наука, 1984. 159 с.
 38. *Шемпелев А.Г.* О глубинном выражении Главного Кавказского надвига // Геотектоника. 1978. № 6. С. 57–65.
 39. *Шолпо В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 175 с.
 40. *Beaumont C., Quinlan G.* A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic-reflectivity patterns in compressional orogens // Geophys. J. Int. 1994. V. 116. P. 754–783.
 41. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // Sea-level changes. An integrated approach. SEPM Special Publication № 42. Tulsa, 1988. P. 71–109.
 42. *Jones P.B.* Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta foothills // Geologic studies of the Cordilleran Thrust Belt / Ed. Powers R.B. Denver: Rocky Mountain Association of Geologists, 1982. V. 1. P. 61–74.
 43. *Munoz J.A.* Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section // Thrust Tectonics / Ed. McClay K.R. London: Chapman and Hall, 1992. P. 235–246.
 44. *Pfiffner A.* Alpine orogeny // A continent revealed: The European Geotraverse / Eds. Blundell D., Freeman R., Muller S. Cambridge University Press, 1992. P. 180–190.
 45. *Philip H., Cisternas A., Gvichiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. V. 161. № 1. P. 1–21.
 46. *Price N.J., Cosgrove J.W.* Analysis of geological structures. Cambridge University Press, 1990. 502 p.

Рецензент: *Н.В. Короновский*

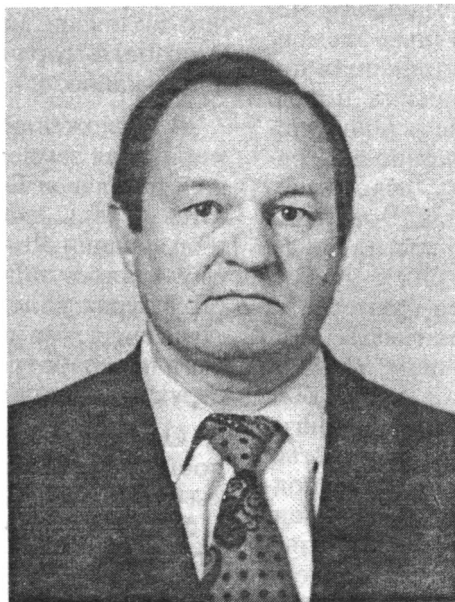
Structural Segments of the East Caucasus Thrust Belt

K. O. Sobornov

All-Russia Research Institute for Oil Geology, Moscow

Interpretation of geologic and seismic data indicates that the structure of the East Caucasus thrust belt is determined by the development of tectonic wedges. The allochthonous slabs composed mostly of Mesozoic deposits split the Terek–Caspian foredeep along the plastic mudstones of the Maikop Group. Structural styles within the thrust belt vary widely. In the Terek–Sunzha (western) segment, thrusting takes place at a considerable distance (up to 80 km) to the north of the Caucasus slope, and the allochthonous unit is thin and weakly deformed. In the Dagestan (eastern) segment, tectonic slabs are assembled in front of the Caucasus, forming a multilevel nappe pile. Investigations reveal that the main factor responsible for the lengthwise structural segmentation of the thrust belt is the spatial distribution of Late Jurassic salt, which is widespread in the western part of the region. Salt provides an effective detachment plane in the sedimentary cover over much of the Terek–Sunzha zone, facilitating long-range propagation of thrust wedges without any significant inner deformations or thickening of the allochthonous unit. No glide planes of this kind are present in the Dagestan wedge zone, where Mesozoic deposits are split into a system of slabs overriding each other and forming a tectonically thickened allochthonous wedge. The extent of transverse shortening of strata within the thrust belt is estimated at 30–50 km.

ЮБИЛЕЙ В.И. КОВАЛЕНКО (60 ЛЕТ)



Члену-корреспонденту РАН Вячеславу Ивановичу Коваленко 8 июня 1996 г. исполнилось 60 лет. Вячеслав Иванович широко известен как крупный ученый в области геохимии, петрологии, геодинамики и мантийного магматизма, геологии редкометальных месторождений. В.И. Коваленко признанный лидер российской научной школы геохимии и петрологии рудоносных магматических пород. Им опубликовано более 500 научных трудов, в том числе 14 книг, а также 5 карт геологического и металлогенического профиля.

В 1960 г., окончив с отличием Московский геолого-разведочный институт, В.И. Коваленко был направлен в Институт геохимии СО АН СССР (Иркутск), где и произошло его становление как ученого. Под научным руководством акад. Д.С. Коржинского здесь в 1965 г. он защитил кандидатскую диссертацию по петрологии среднепалеозойских магматических и метасоматических пород Тувы. Здесь же он выбрал стезю на долгие годы – в петрологию, геохимию и генезис редкометальных месторождений. В сжатые сроки им были получены важные результаты, которые отражены в докторской диссертации, защищенной в 1975 г. С 1977 г. начинается московский этап творческой биографии В.И. Коваленко, связанный с работой в Институте геологии рудных месторождений,

петрографии, минералогии и геохимии, в котором он возглавляет лабораторию рудообразующих магматических процессов. В 1990 г. В.И. Коваленко был избран членом-корреспондентом АН СССР.

Спектр научных интересов В.И. Коваленко необычайно широк. Это петрология и геохимия рудоносных гранитоидов, геодинамические условия процессов магматизма и связанного с ним оруденения, эволюция магматизма в геологической истории Земли, влияние верхней мантии на магматизм в земной коре, роль магматизма в глобальных изменениях природной среды и климата и многие другие проблемы, связанные с участием магматизма в геологической жизни Земли.

Основу геологического багажа В.И. Коваленко составляют многочисленные и практически ежегодные экспедиции в разные районы Центральной Азии – Тува, Саяны, Монголия, Забайкалье, а также исследования на территории Италии, Франции, США, Чили, Перу, Англии, Германии, Чехословакии и др. Наряду с широким использованием традиционных методов геологии, петрологии и геохимии, он находит новые оригинальные подходы к решению научных задач, используя комплексы современных методов – изотопных, геохи-

мических, локальной спектрометрии, ионного и рентгеноспектрального микроанализа и других.

Среди научных трудов В.И. Коваленко преобладают фундаментальные теоретические разработки, немало открытий. Им выявлены эффекты влияния источников магм, дифференциации и контаминации расплавов, теплового включения конвективно-гидротермальных механизмов на концентрирование рудных элементов, и на этой основе выдвинута концепция полигенной рудоносности магматических пород. Им разработаны фундаментальные основы учения о геохимической типизации рудоносных гранитоидов, обоснованы и выявлены низкотемпературные магмы редкометалльных гранитов, впервые прямыми методами по расплавам включениям определены их составы с учетом летучих компонентов и элементов-примесей, а также впервые оценены источники магм этих гранитов с широким использованием Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем. В.И. Коваленко был выделен новый вид магматических пород – онгониты – эффузивные аналоги литий-фтористых гранитов, магматическая природа которых подвергалась сомнению. С участием В.И. Коваленко открыт ряд новых минералов в щелочных редкометалльных гранитах, а также установлено неизвестное ранее явление разделения в природных процессах родственных химических элементов и накопления их вплоть до рудных концентраций, зарегистрированное как научное открытие в Комитете по изобретениям и открытиям.

Вклад В.И. Коваленко в развитие проблемы эволюции магматизма в истории Земли отражен в широко известной шеститомной монографии “Магматические горные породы”. В ней показано, что циклическая и необратимая эволюция магматизма выражена в увеличении многообразия магматических пород, в сокращении пространственных и временных границ проявлений магматизма.

Работы В.И. Коваленко внесли большой вклад в изучение магматизма и связанной с ним металлогении Центральной Азии. Он является первооткрывателем ряда редкометалльных месторождений и рудопроявлений на территории Центральной Азии, в пределах которой им обоснована и выявлена крупнейшая в мире Центрально-Азиатская редкометалльная провинция. За эти работы В.И. Коваленко в 1981 г. был удостоен премии им. В.А. Обручева АН СССР.

В.И. Коваленко является основоположником в применении петрологической геодинамики к проблемам геологического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса. На основе выделения магматических ассоциаций-индикаторов разных геодинамических обстановок им расшиф-

рована геодинамическая история континентальной стадии региона в фанерозое. Было показано, что существенная роль в процессах преобразования континентальных структур принадлежала внутриплитным процессам, в особенности континентальному рифтогенезу, проявившемуся в обстановках активных окраин андийского (в девоне) и калифорнийского (в перми) типов, континентальной коллизии монголо-охотского типа (раннем мезозое) и “горячих точек” мантии (в позднем мезозое–кайнозое).

В приложении к проблемам геодинамики, формирования земной коры и источников гранитоидных расплавов В.И. Коваленко широко применяются методы изотопной геологии. На основе использования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем ему удалось показать, что кора в складчатых структурах каледонид и герцинид Центральной Азии является новообразованной, возникшей за счет переработки участвующих в строении этих структур офиолитов.

Одной из характерных черт научной деятельности В.И. Коваленко являются тесные контакты с геологами многих регионов России, дальнего и ближнего Зарубежья. Он активно участвует в отечественных и международных конгрессах, симпозиумах и совещаниях, блестяще отстаивая свои научные идеи.

Приходится удивляться, как при таком колоссальном объеме научных исследований В.И. Коваленко удается вести большую научно-организационную работу. Более 10 лет он был заместителем начальника Советско-Монгольской геологической экспедиции. Неоднократно организовывал международные совещания и поездки на наиболее представительные объекты редкометалльных гранитов Монголии и Забайкалья. Он является членом Межведомственного Петрографического комитета РАН, научным руководителем и участником национальных и международных проектов, членом многих Ученых советов, редколлегии журналов “Геотектоника”, “Геохимия”, “Петрология”. Он один из лидеров и активный участник научных исследований государственной научно-технической программы “Глобальные изменения природной среды и климата”, являясь научным руководителем и основным исполнителем проектов по вулканизму в этой программе.

Постановка и успешное решение важнейших геологических проблем свидетельствует о большом творческом потенциале В.И. Коваленко как ученого и его несомненном научном и организационном таланте. Его научная яркость сочетается с прекрасными человеческими качествами. Он уважительно и заботливо относится к коллегам, особенное внимание уделяет молоде-

жи. Он обязателен, пунктуален. К нему, как на свет, тянутся геологи, и, несмотря на чрезвычайную загруженность, он доступен каждому, интеллигентно прост и научно щедр в общении. Все это вызывает глубокое уважение и симпатию коллег, создает хорошую атмосферу для активного творчества.

В свой юбилей Вячеслав Иванович находится в расцвете таланта и творческих сил. Желаем ему здоровья, дальнейших больших научных успехов, счастья в жизни.

Редколлегия журнала "Геотектоника"

ЧЕРМЕНУ БЕЙБУЛАТОВИЧУ БОРУКАЕВУ 60 ЛЕТ



2 августа с. г. исполнилось 60 лет со дня рождения видного российского тектониста члена-корреспондента Российской академии наук Чермена Бейбулатовича Борукаева, главного научного сотрудника Объединенного института геологии, минералогии и геофизики Сибирского отделения РАН, заведующего кафедрой общей и региональной геологии Новосибирского университета.

Чермен Бейбулатович родился во Владикавказе в семье театральных деятелей. Окончив здесь в 1953 г. школу, он в дальнейшем учился сначала в Ростовском университете, а затем в Московском им. М.В. Ломоносова, который и закончил с отличием в 1958 году. Уже в студенческие годы он был привлечен к работам Кавказской экспедиции Геологического факультета МГУ, по окончании университета поступил в эту экспедицию на должность прораба-геолога. В этом качестве Чермен Бейбулатович проявил себя прекрасным полевым геологом; собранные материалы позволили ему в 1961 г. поступить в аспирантуру Геологического факультета МГУ и подготовить кандидатскую диссертацию «Тектоническая структура юго-восточной части Новороссийского синклинория (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования», успешно защищенную в 1964 г. В этой работе доказывалось развитие на южном склоне Северо-Западного Кавказа шарьяжей, в то время еще не находивших широкого признания, и, более того, предлагалась палинспастичес-

кая реконструкция первичного положения покровов, что также являлось тогда новым для нашей науки. Значительное внимание было уделено также изучению флишевой формации Новороссийского синклинория.

После защиты кандидатской диссертации Чермен Бейбулатович был приглашен на работу в только что начинавшую формироваться под руководством Ю.А. Косыгина Лабораторию геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР. Он активно включился в две крупные коллективные работы, предпринятые лабораторией по палеотектонике Сибири и по обобщению всех имевшихся к тому времени данных по докембрию континентов. Разрабатывая первую проблему, Ч.Б. Борукаев сформулировал понятие «структурно-вещественный комплекс», вскоре завоевавшее большую популярность у советских геологов. Ч.Б. Борукаев отдал также дань увлечению коллектива лаборатории формализацией геологических понятий и внес свой вклад в эту тематику. Участие в работах по докембрию, начавшееся со сводки по докембрию Австралии, в дальнейшем определило основное направление личных исследований Чермена Бейбулатовича. Появившаяся к тому времени теория тектоники литосферных плит глубоко заинтересовала Ч.Б. Борукаева, и он задался целью применения ее к докембрию, вскоре придя к выводу, что плитно-тектонический механизм «работал» уже в архее, по крайней

мере с трех миллиардов лет назад. Этот вывод нашел подтверждение в работах как отечественных, так и зарубежных ученых.

Ч.Б. Борукаев выделил в докембрийской истории Земли ряд эпох кратонизации, в дополнение к установленным ранее Г. Штилле и А.А. Богдановым. Он высказал мысль о том, что самая ранняя такая эпоха проявилась уже перед поздним архем. На основании выделения нескольких эпох кратонизации Ч.Б. Борукаев уточнил разделение тектонической истории Земли на крупнейшие этапы, предложенные Г. Штилле, и высказал определенные соображения по остающемуся все еще спорным вопросу о стратиграфическом подразделении докембрия.

Итогом исследований Чермена Бейбулатовича по проблеме докембрия явились его докторская диссертация “Типы и эволюция докембрийских структур”, успешно защищенная в 1983 г., и написанная на ее основе монография “Структуры докембрия и тектоника плит”, вышедшая в свет в 1985 г. Этот труд получил широкую известность как первый крупный опыт применения теории тектоники плит к докембрию.

В 1973–1974 гг. Ч.Б. Борукаев был командирован на Кубу в качестве советника дирекции Института геологии и палеонтологии Академии наук Кубы. Отражением этого периода его деятельности явилась статья о структурном рисунке острова в журнале “Геотектоника”.

Научные достижения Ч.Б. Борукаева получили признание – в 1987 г. он был избран в члены корреспонденты Академии наук СССР. Вскоре Чермен Бейбулатович переехал в Хабаровск, заменив Ю.А. Косыгина, ушедшего в отставку по возрасту, на посту директора Института тектоники и геофизики Дальневосточного отделения АН СССР.

В трудное время принял Чермен Бейбулатович эту эстафету, пять лет пробыв на директорском посту. Помимо организаторской деятельности, он занялся здесь проблемами тектоники Дальнего Востока, опубликовав совместно с Б.А. Натальиным важные статьи, в которых впервые применил к этому региону террейновую концепцию, разработанную на примере противоположной стороны Тихоокеанского подвижного пояса.

В 1993 г. Ч.Б. Борукаев оставил по состоянию здоровья директорский пост и вернулся в Новосибирск, на должность главного научного сотрудника Объединенного института геологии, минералогии и геофизики Сибирского отделения Российской академии наук. В начале 1996 г. он был избран заведующим кафедрой общей и региональной геологии Новосибирского университета, на которой успешно работал с 1965 по 1987 год, до своего переезда в Хабаровск, проявив себя талантливым педагогом.

В настоящее время Чермен Бейбулатович продолжает исследования по тектонике докембрия. Им опубликовано более 220 работ, в том числе 6 монографий. Чермен Бейбулатович является членом бюро Тектонического комитета, членом редколлегии журналов “Геотектоника”, “Геология и геофизика”, “Тихоокеанская геология”. Острый ум, широкая эрудиция, благожелательность, чувство юмора заслужили Чермену Бейбулатовичу уважение и любовь коллег и учеников. Редакционная коллегия журнала “Геотектоника” от души желает своему сотоварищу доброго здоровья и дальнейшего успешного продолжения творческой деятельности.

Редколлегия журнала “Геотектоника”

КИРИЛЛ БОРИСОВИЧ СЕСЛАВИНСКИЙ (1941–1996)



10 февраля с.г. скоропостижно скончался талантливый ученый-тектонист Кирилл Борисович Сеславинский, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией геотектоники Института планетарной геофизики РАН, лауреат Государственной премии России.

Кирилл Борисович родился в 1941 г. в Москве. В 1963 г. он окончил геологический факультет Московского университета и приступил к работе в качестве геолога-съемщика на Чукотке. Здесь он проработал до 1968 г., собрав большой материал по геологическому строению слабо изученной западной части региона. С этим материалом в 1969 г. он поступил в аспирантуру МГУ и уже в 1970 г. досрочно защитил кандидатскую диссертацию на тему “Тектоника Западной Чукотки”. В этой работе им впервые была на современном уровне раскрыта тектоническая история одного из наиболее интересных регионов Северо-Востока России.

После окончания аспирантуры К.Б. Сеславинский был приглашен на работу в Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, в группу А.Б. Ронова и В.Е. Хаина, занятую составлением мировых литолого-палеогеографических карт для восстановления геохимической истории осадочной оболочки Земли. К.Б. Сесла-

винскому была поручена работа по составлению литолого-палеогеографических карт позднего докембрия и палеозоя, которые были изданы в 1984 г. в виде “Атласа литолого-палеогеографических карт Мира”, получившего широкую известность. На материале карт этого Атласа и измерений площадей распространения и объемов основных литологических комплексов К.Б. Сеславинский осуществил анализ эволюции палеогеографических условий, осадконакопления и вулканизма на каледонском этапе тектонического развития Земли. Результаты этих исследований вошли в его докторскую диссертацию “Осадконакопление, вулканизм и тектонический режим платформ и подвижных поясов на каледонском этапе развития Земли (количественный анализ), успешно защищенной в 1985 г. в МГУ. В 1987 г. эта работа опубликована в виде монографии “Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли”.

Материалы “Атласа” и дополнительный анализ обширной в значительной степени иностранной литературы, легли в основу монографии “Историческая геотектоника. Палеозой”, написанной К.Б. Сеславинским совместно с В.Е. Хаиным и опубликованной в 1991 г. В 1995 г. эта книга была издана в английском переводе индийским фи-

лиалом издательства Оксфордского университета. В том же году на совокупность работ по изучению эволюции осадочной оболочки Земли К.Б. Сеславинский вместе с А.Б. Роновым, В.Е. Ханиным, А.Н. Балуховским и Н.А. Божко был удостоен Государственной премии России.

В 1986–1987 гг. К.Б. Сеславинский преподавал на кафедре динамической геологии МГУ, а в 1987 г. был приглашен В.В. Белоусовым на работу в Институт физики Земли на должность ведущего научного сотрудника и вскоре возглавил лабораторию геотектоники в Институте планетарной геофизики Объединенного института физики Земли РАН. Здесь в полной мере раскрылись незаурядные творческие и организационные способности Кирилла Борисовича. В последние годы его деятельность распространилась и за пределы нашей страны. По его инициативе в Международной программе геологической корреляции и под его руководством стал осуществляться проект № 319 “Глобальная палеогеография позднего докембрия и раннего палеозоя”. Заседания по этому проекту проводились в Англии, США, Норвегии, Китае, Канаде, Испании, а заключительный симпозиум был запланирован на август с.г. в Екатеринбурге. Кроме того, К.Б. Сеславинским было успешно начато сотрудничество с Университетом г. Цинциннати (США), направленное на исследование колебаний уровня Мирового океана и гипсомет-

рии континентов в палеогене. Под руководством К.Б. Сеславинского и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований начата работа по проекту “Палеогеография и эволюция осадочных бассейнов Земли в раннем палеозое”. Все эти исследования продолжали и развивали главную тему научных изысканий Кирилла Борисовича – глобальная палеогеография раннего палеозоя.

Научную деятельность К.Б. Сеславинский успешно совмещал с научно-популяризаторской работой. Он активно участвовал в работе о-ва “Знание”, был прекрасным лектором, многократно публиковал статьи в научно-популярных журналах.

Общий список научных и научно-популярных трудов К.Б. Сеславинского насчитывает 130 названий, из них 4 монографии; 30 статей и 1 монография опубликованы на английском языке.

В жизни К.Б. Сеславинский был очень общительным, жизнерадостным, благожелательным человеком. Его неожиданный уход из жизни большая утрата для отечественной тектонической науки. Но его сотрудники, ученики, многочисленные друзья надолго сохраняют в своих сердцах память об этом прекрасном ученом и человеке.

Редакционная коллегия журнала “Геотектоника”

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Правила представления статей в журнал “Геотектоника”

1. Работа должна быть представлена на русском языке. Объем статей не должен превышать 32 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.

2. Текст рукописи представляется в двух экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.

3. Конструкция статьи. Как правило, статья должна содержать следующие элементы:

а) Заглавие.

б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.

в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.

г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.

д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.

е) Результаты исследования и их обсуждение.

ж) Заключение.

з) Список цитированной литературы.

и) Таблицы (на отдельных страницах).

к) Подписи к рисункам (с новой страницы).

4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.

5. Требования к тексту рукописи.

а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.

б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.

6. Требования к рисункам.

а) Первый экземпляр рисунков должен быть вычерчен черной тушью. Второй и третий экземпляры представляются в виде ксерокопий или фотокопий.

б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцевой бумаге.

в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.

г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.

д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е) Максимальный размер рисунка в журнале 17 × 23 см. Можно представить более крупные рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з) В тексте обязательно ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.

7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.

8. Авторы получают 25 оттисков опубликованной статьи.

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПОЧТОВОЙ СВЯЗИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

О Б Ь Е Д И Н Е Н Н Ы Й '97 КАТАЛОГ '97

российские и зарубежные
газеты, журналы, книги, учебники

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по объединенному Каталогу Федерального управления почтовой связи ("ФУПС"). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АПР"

Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!

И
АПР

Агентство по распространению
печати и издательства. Известия

АРГУМЕНТЫ
И ФАКТЫ

АРПИ

Агентство по распространению
печати и издательства. Известия

УГОДИЕ

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет одновременно
на русском и английском языках**

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

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Доклады РАН

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

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics-Doklady
Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только
на английском языке**

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis