

Соколов

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь - Февраль 2001



ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор
Ю.М. Пущаровский

<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 2001 Январь–Февраль

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:

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

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

Адрес редакции: 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН

Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

Адрес издателя: 117864, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2001

Геодинамические особенности раннего архея <i>В. М. Ненахов</i>	3
Строение и деформации пограничной области кора–мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика <i>А. А. Пейве, Г. Н. Савельева, С. Г. Сколотнев, В. А. Симонов</i>	16
Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении <i>Ю. Г. Леонов, О. И. Гущенко, М. Л. Копп, Л. М. Расцветаев</i>	36
Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расслоенности земной коры <i>И. П. Гамкрелидзе, Д. М. Шенгелиа</i>	60
Коллизия островной дуги и континента – индикаторные магматические формации варисцид Урала <i>В. В. Бочкарев, Р. Г. Язева</i>	73
Структурная эволюция Мамско-Бодайбинской складчатой зоны (Восточная Сибирь) <i>А. В. Синцов</i>	84
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	95

Contents

No. 1, 2001

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

Early Archean Geodynamics <i>V. M. Nenakhov</i>	3
Structure and Deformations of the Crust–Mantle Boundary Zone in the Vema Fracture Zone, Central Atlantic <i>A. A. Peive, G. N. Savel'eva, S. G. Skolotnev, and V. A. Simonov</i>	16
Relationship between the Late Cenozoic Stresses and Deformations in the Caucasian Sector of the Alpine Belt and Its Northern Foreland <i>Yu. G. Leonov, O. I. Gushchenko, M. L. Kopp, and L. M. Rastsvetaev</i>	36
Origin of the Igneous Rocks of the Dzirula Crystalline Massif (Caucasus) in the Light of the Tectonic Layering of the Earth's Crust <i>I. P. Gamkrelidze and D. M. Shengelia</i>	60
The Variscides of the Urals as Indicators of a Collision between an Island Arc and a Continent <i>V. V. Bochkarev and R. G. Yazeva</i>	73
Structural Evolution of the Mama-Bodaibo Fold Zone (East Siberia) <i>A. V. Sintsov</i>	84
Instruction for Authors	95

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕГО АРХЕЯ

© 2001 г. В. М. Ненахов

Воронежский государственный университет, 394693 Воронеж, Университетская пл., 1

Поступила в редакцию 16.11.99 г.

Анализ проблем происхождения “нижних” зеленокаменных поясов и тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций, входящих в состав гранит-зеленокаменных областей раннего архея, показывает, что существующие модели (плейт-тектоническая и противопоставляющаяся ей надплюмовая) формирования раннеархейских гранит-зеленокаменных областей, наиболее часто используемые за рубежом и в нашей стране, не могут удовлетворительно объяснить многие их структурные, вещественные и другие особенности. К числу таких особенностей относятся субсинхронность “нижних” зеленокаменных поясов и сопряженных тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций, лоскутный, кружевной характер распространенности зеленокаменных поясов, их подавленный “бимодальный” тип магматизма с хорошо выраженной андезитовой компонентой, отсутствие полных вещественных эффузивных аналогов тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций, их “немагматическая” редкоземельная геохимия и “гибридная” изотопия. Предполагается, что гомологи ранних континентальных структур следует искать на Венере, отставшей в развитии от Земли более чем на 3 млрд. лет. Механизм межплюмового торошения, хорошо считываемого с радарного снимка тессеры Альфа Регио, доминирующий при формировании тессер (протоконтинентов?), является самодостаточным и не требует привлечения процессов субдукции или коллизии для объяснения происхождения кислых расплавов. На основании механизма тессерообразования предложена модель формирования континентальной протокры (протодоменов) и ее аккреции в межплюмовом пространстве, а также ее дальнейшей эволюции для наиболее ранней истории Земли.

Современная глобальная геодинамическая модель Земли, изложенная в обобщенном виде группой японских ученых [31] и широко популяризованная В.Е. Хаиным [24, 25] и Ю.М. Пуцаровским [20], оказалась крайне эффективной. Она позволила не только связать, хотя бы в первом приближении, практически все известные процессы, происходящие в недрах нашей планеты и на ее поверхности, часто противопоставляемые один другому, в единую систему. Не останавливаясь на детальном разборе модели в целом, напомним ее основные моменты: это тектоника роста железо-никелевого внутреннего ядра за счет внешнего (1), плюмовая тектоника мантии (2) и плейт-тектоника литосферы (3). Все три тектонических стиля находятся во взаимобуловленном состоянии, что приводит к периодически проявляемым режимам усиления и ослабления эндогенной активности Земли, соответствующим пульсации радиуса планеты с периодичностью ~400–600 млн. лет. Первые два из названных стилей тектоники, законсервированные в земных недрах, отражают ранние этапы развития планеты, последний – современное состояние верхних ее оболочек. Сравнительная планетология позволяет сделать вывод о направленности дальнейшего развития нашей планеты к контракционной (Марс), затем к терминальной (Меркурий) стадиям развития, а модель далекого прошлого нашей планеты

можно наблюдать на современной поверхности Венеры [25].

ПРОБЛЕМА ТЕКТОНИКИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

При объяснении эволюции архейских структур в настоящее время доминируют два подхода. Первый базируется на плейт-тектоническом механизме их формирования, второй – на плюм-тектоническом. Отметим, что оба подхода встречают серьезные возражения со стороны противников. В частности, отсутствие или ограниченность в докембрии магматических проявлений, связываемых с горячими точками современной Земли (платобазальты, щелочные породы, кимберлиты, карбонатиты), а подобные образования в ограниченном объеме известны лишь с конца архея [16], воспринимается сторонниками плейт-тектонического механизма [15] как аргумент, ограничивающий “модель горячих точек” в качестве актуалистической основы для наиболее ранних стадий геологической истории. В определенной степени это так, поскольку механизм трансформации океанической коры в континентальную через серию островодужных режимов и аккрецию дуг доступен для понимания и может быть смоделирован циклом Уилсона, а плюмовый тектогенез рассматривается и воспринимается как процесс, приводящий только к деструкции континентов, и при-

влечение его в качестве конструктивного для объяснения формирования архейской континентальной коры [4–6], естественно, вызывает затруднения.

Возможность плейт-тектонического механизма в архейское время, пожалуй, впервые в нашей стране обосновал Ч.Б. Борукаев [3]. Последнее обобщение с этих позиций сделано М.В. Минцем [16], который, оценивая состояние земной поверхности, мощность, размеры и другие параметры архейской коры, мантии и литосферы, пришел к выводу, что выдвигаемые предположения о существенных различиях главных элементов тектоносферы сильно преувеличены, и применение методов реконструкций тектоноплитных обстановок при разработке моделей архейской эволюции является, безусловно, оправданным [15]. Из этого вытекает, что актуалистические клише типа “зоны субдукции”, “островодужные ассоциации”, “коллизийные структуры” и другие могут использоваться достаточно широко, что и делается на практике [3, 11, 12, 30]. Актуалистический подход “предписывает” надвиги связывать с конвергентными границами плит, где реализуются условия тангенциального сжатия, известково-щелочные магматические серии – с зонами субдукции, бимодальные – с рифтогенезом, а офиолиты – со структурами океанического типа. Но всегда ли это оправдано для архейских структур?

Чтобы ответить на этот вопрос, обратимся к анализу главных типов гранит-зеленокаменных областей архея и их взаимоотношениям. К таким структурам относятся зеленокаменные пояса и купола тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава.

Напомним основные особенности зеленокаменных поясов. Выделяется два их типа [12, 27], которые в пределах конкретных структур соответствуют последовательным генерациям. Пояса первого типа известны с самого начала архея (~3.8 млрд. лет) и формировались на мафит-ультрамафитовом основании. Они характеризуются широким развитием надвиговых дислокаций, в их составе продукты денудации сиалической коры отсутствуют, а возраст пород близок возрасту ассоциирующих пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового комплекса. Наиболее древние пояса второго типа известны, начиная с 3.5 млрд. лет, и характеризуются признаками заложения на континентальном основании. В основании зеленокаменных поясов второго типа, залегающих на “нижних” зеленокаменных поясах, устанавливаются несогласия [12].

Несмотря на сильные деформации, в последние годы для зеленокаменных поясов появилось большое количество сведений о тектонических соотношениях между отдельными членами зеленокаменных структур [11, 12], что позволяет рас-

сматривать зеленокаменные пояса в качестве деформированных фрагментов сутур коллизийных систем, включающих структурно-вещественные комплексы доколлизийных обстановок: континентально-рифтового, океанического, островодужного и окраинно-континентального типов [15].

На основании анализа особенностей зеленокаменных поясов М.В. Минц [16] делает вывод, что в эволюции поясов, имеющих на уровне современного эрозионного среза линейные очертания, и поясов, характеризующихся “кружевным” рисунком границ, не было существенных отличий, а наблюдаемый разнообразный облик – результат различной степени их деформированности за счет всплывания реоморфических куполов.

Однако существует ряд фактов, противоречащих такой трактовке зеленокаменных поясов с “кружевной” морфологией. В частности, К. Конди еще в своем классическом труде [12] отмечает, что зеленокаменные пояса в каждой из провинций озера Верхнего, Родезии, Йилгарн и Пилбары развивались автономно друг от друга и что они представляют собой останцы образований, некогда выполнявших самостоятельные бассейны. На автономность фрагментов зеленокаменных поясов указывал и Ч.Б. Борукаев, подчеркивавший, что корреляция разрезов, даже между близлежащими поясами, часто затруднена, если вообще возможна [3]. В настоящее время это подтверждается многими исследованиями, например, [11, 26]. Еще одной важной особенностью зеленокаменных поясов является преобладание ультраосновных и основных пород, с уменьшением их доли вверх по разрезу поясов и замещением в этом направлении известково-щелочными и кислыми породами [12], а такая закономерность не может быть объяснена только фактором шарьирования. Кроме того, распространенность поясов бимодального и известково-щелочного типов различна [3], что однозначно свидетельствует о различном их происхождении. В.А. Глебовицкий [5] для архея Лавразии отмечает универсальную закономерность зеленокаменных поясов, которая заключается в относительно низком метаморфизме, варьирующем от пренит-пумпеллитовой или зеленосланцевой в центральных частях поясов до амфиболитовой фации на их окраинах. В случае одностороннего поддвига (субдукции) хотя бы в части зеленокаменных поясов сохранились следы или фрагменты метаморфической полярности. Если к перечисленным особенностям добавить параллельность, почти синхронность формирования зеленокаменных поясов и ассоциирующихся с ними тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов [4, 5, 12], то становится очевидным, что механизм субдукции и последующей коллизии не может удовлетворительно объяснить происхождение древних (>3 млрд. лет) зеленокаменных поясов и лишь для расшифровки более молодых

(2.7–2.5) зеленокаменных поясов он может быть приемлем.

Обобщив модели формирования зеленокаменных поясов, из которых следует упомянуть модели плотностной инверсии А. Макгрегора (1); конвекции в мантии, не связанной с тектоникой плит, В. Файфа и Г. Вильямса (2); океанической коры, не связанной с тектоникой плит, А. Гликсона и И. Ламберта (3); континентального рифтогенеза К. Анхауссера, Б. Уиндли, Д. Хантера (4); субдукции А. Уайта (5); импактного происхождения Д. Грина (6), К. Конди прослеживает эволюцию взглядов на происхождение зеленокаменных поясов и останавливается на модели их формирования над мантийными струями в условиях подводных гор и океанских плато и за счет эпизодической субдукции на окраинах плато [12]. А. Кренер высокую скорость продуцирования коры в архее объясняет привлечением механизма мантийных струй [29]. С плюмовой тектоники в разных модификациях связывают происхождение зеленокаменных поясов М.З. Глуховский, В.М. Моралев, М.И. Кузьмин, Л.П. Зоненшайн [4, 6, 10]. Синтезирующий плюмовый и плейт-тектонический механизм формирования зеленокаменных поясов предложен Н.Л. Добрецовым и А.Л. Кирдяшкиным [7, 8]. Обзор литературных данных показывает, что практически все исследователи при объяснении происхождения зеленокаменных поясов привлекают плюмовый тектогенез, однако при этом уделяется внимание лишь гребневым структурам плюмов, а механизм межплюмового взаимодействия остался в стороне и совершенно не рассматривался, так как был “заслонен” моделью субдукции.

Вторым важнейшим компонентом гранит-зеленокаменных областей архея являются тоналит-трондьемит-гранодиоритовые серии, в связи с которыми также существует ряд проблем, одной из которых является возраст. Как отмечал Ч.Б. Борукаев, наиболее древние датировки получены для комплекса серых гнейсов, а не для коматитов древних зеленокаменных поясов [3]. Этим самым подчеркивается, что сиалическая кора в больших объемах существовала уже на самых ранних стадиях развития Земли. В то же время “наиболее древние датировки” из сиалического субстрата закономерны, так как существует механизм однонаправленного преобразования океанической коры в континентальную, но не наоборот. Сиалическая кора, однажды образованная и более плавучая, не подвергалась непосредственной деструкции (за исключением продуктов ее экзогенной дифференциации), в то время как океанская кора на протяжении истории Земли полностью деструктировалась в зонах погружения и обновлялась в зонах спрединга многократно.

Для тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций характерны следующие особенности [12, 15]: 1) древнейшие сиалические породы содержат включения супракрустальных образований, которые представляют собой фрагменты еще более древних зеленокаменных поясов; 2) во многих архейских провинциях документируются гранит-зеленокаменные образования двух или трех возрастных генераций с длительностью эпох их образования (включая магматическую активность, деформацию, метаморфизм, поднятие и эрозию) 50–100 млн. лет; 3) структурная и петрохимическая неоднородность и парагенез с мигматитовыми комплексами; 4) отсутствие отчетливых интрузивных контактов с породами зеленокаменных поясов; 5) распределение редких элементов характеризуется отрицательными аномалиями Nb, Ta, Ti, P, в распределении редкоземельных элементов отмечается четкая фракционированность с положительным европиевым максимумом, что больше соответствует модели анатексиса, а не магматической эволюции; отношения Sr^{87}/Sr^{86} (0.701–0.703) указывают на генерацию за счет мантийного субстрата; значения ϵ_{Nd} (от +4 до –3) свидетельствуют о кратковременности развития коры главным образом за счет материала мантии [14], в то же время изотопные отношения кислорода ($\delta^{18}O = 6–11$) отличаются от мантийных.

Для объяснения генезиса серых гнейсов привлекаются модели селективного плавления метасоматически преобразованных пород мантийного клина над зоной субдукции или пород океанической коры [15, 30], однако все перечисленные особенности серых гнейсов лучше всего объясняются процессами переработки гранитового субстрата и продуктов его экзогенной сепарации [9]. В пользу модели анатексиса свидетельствует и факт отсутствия геохимических аналогов гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой группы среди кислых вулканитов архейских зеленокаменных поясов, что позволяет рассматривать тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации как остатки анатектоидного [17] или в различной степени преобразованного и истощенного сиалического слоя [21], то есть в качестве континентального рестила. Идея о коровой астеносфере (астенолинзах), позволяющая понять площадное развитие реоморфических куполов, подвергает сомнению вывод об обстановке активных континентальных окраин как наиболее удовлетворяющей наблюдаемым особенностям серогнейсовых тоналит-трондьемит-гранодиоритовых серий [16], который нуждается в корректировке.

Итоговые структурные и вещественные особенности архейских гранит-зеленокаменных областей в целом ближе всего соответствуют коллизионным поясам фанерозоя. Их структурный рисунок объясняется аккрецией к активным окраинам островных дуг, на которые последовали

тельно надвинуты осадочно-вулканогенные ассоциации океанического и островодужного типов, последующим столкновением архейских континентов с образованием надвиго-поддвиговых ансамблей и реоморфизмом скученной коры с формированием гранито-гнейсовых куполов, деформирующих сутурные зоны [15, 16]. Такое объяснение звучит вполне убедительно, но не объясняет главных особенностей зеленокаменных поясов первого типа (их симметричный метаморфизм, полную вещественную и возрастную несопоставимость соседних фрагментов, субсинхронность с сопряженными тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми куполами и сложную, лоскутную морфологию). Если учесть обстоятельство, что по оценочным параметрам серые гнейсы формировались на глубинах 30–40 км [12], то трудно представить, как могли на таких глубинах остаться практически не затронутыми метаморфизмом породы зеленокаменных поясов в межкупольных структурах.

Краткий обзор проблем, связанных с происхождением гранит-зеленокаменных областей, позволяет сделать вывод о том, что с позиций тектоники литосферных плит многие из них не находят удовлетворительного решения. И хотя анализ стили древних структур и их вещественных особенностей позволяет ряду исследователей [3, 15, 16] достаточно аргументированно говорить о действии плитного тектогенеза, начиная с границы хадия и раннего архея, то есть с рубежа 3.8 млрд. лет, доказательства плитного тектогенеза в раннем докембрии имеются только для структур, возраст которых не древнее конца позднего архея, то есть 2.5–2.7 млрд. лет [18].

Ключевым звеном для понимания происхождения раннеархейских гранит-зеленокаменных областей является механизм возникновения протоконтинентов. Под протоконтинентами автор понимает структуры с сиалическим субстратом, состоящим из блоков-протодоменов, каждый из которых представляет собой элементарную структурную единицу, где произошло образование гранитной коры за счет переработки базитовой.

Для создания непротиворечивой модели формирования раннеархейских гранит-зеленокаменных областей, для которых затронутые проблемы особенно очевидны, необходимо прибегнуть к испытанному средству – методу актуализма. Как справедливо было отмечено выше [15], плюмовая тектоника, проявляющаяся в земных условиях, лишь с ограничением может быть использована в актуалистических целях, так как проявляется в опосредованном виде. В данном случае необходимо использовать опыт сравнительной планетологии, в частности, изучение процессов, происходящих на поверхности Венеры, находящейся по своему развитию, по-видимому, на уровне земного хадия–раннего архея.

Очевидно, что подобный прием может вызвать сомнение, поскольку слишком много неизвестных фигурирует в образах венерианских структур. Сомнения уменьшаются, если в построении не выходить за рамки визуально наблюдаемых фактов. На возможность сравнения земных и венерианских структур было указано ранее [20, 24, 25, 31].

ТЕССЕРЫ ВЕНЕРЫ КАК ПРООБРАЗ АРХЕЙСКИХ ПРОТОКОНТИНЕНТОВ

Венера близка Земле по массе, размерам и плотности, однако резко отличается по современному термическому режиму. Существующая на ее поверхности температура (470°C) и давление (90 бар) исключают участие жидкой воды в сепарации вещества и делают все процессы на ее поверхности изохимическими. Причины более высоких температур на Венере по сравнению с Землей не вполне ясны и, возможно, связаны с иным механизмом диссипации тепла, более поздним разогревом, наличием более плотной атмосферы. Наиболее логичным выглядят представления О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова [22] о том, что Земля раньше прошла путь термического разогрева и последующего остывания за счет влияния крупного спутника – Луны, а Венера, не имея подобно-го спутника, отстала в своем развитии.

Существующие особенности строения поверхности Венеры позволили А.Т. Базилевскому и Дж.У. Хэду [2] выделить шесть стратиграфических подразделений, последовательно смещающихся во времени и объединенных в три системы: древняя – Фортунская, средняя – Гиневрская и молодая – Аврельская. По мнению названных авторов, соотношение выделенных стратонов, а также характер распределения метеоритных кратеров на их поверхности доказывают синхронность или субсинхронность геологических событий на планете по сценарию теплового катаклизма [28, 32], что отстаивал Г.Г. Шабер с соавторами [34]. В противовес эндогенно обусловленной катастрофе выдвигалась другая точка зрения, принадлежащая Р. Филлипсу с коллегами [33], согласно которой наблюдаемая стратиграфическая последовательность отражает эволюционную смену геологических событий. Вне зависимости от точек зрения всеми авторами признается, что наиболее древними образованиями на Венере являются структуры группы Фортуна. К указанной группе принадлежат так называемые тессеры – вероятные гомологи земных протоконтинентальных структур архея – доменов.

Тессеры занимают около 8% поверхности Венеры и характеризуются своеобразным структурным рисунком, обусловленным нагромождением вещества коры в условиях сжатия, образованием возвышенностей и последующей их гравитацион-

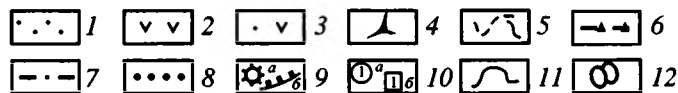
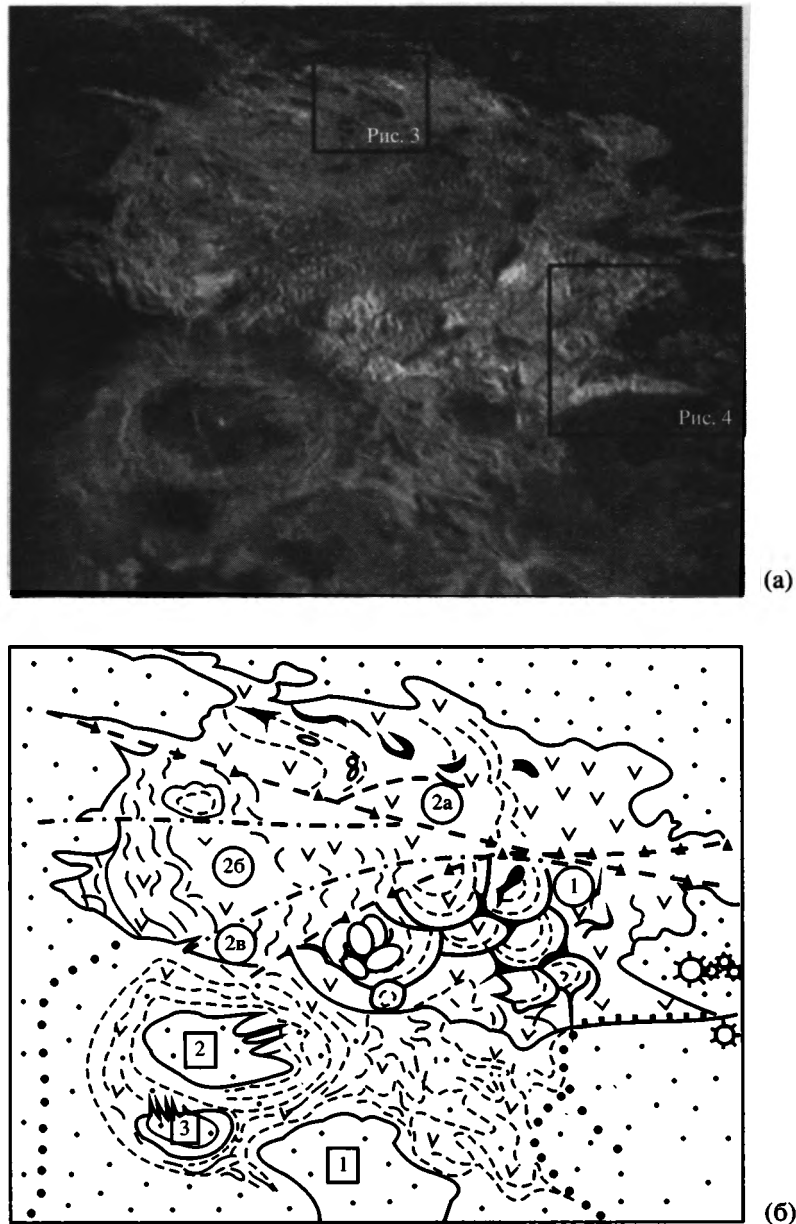


Рис. 1. Тессера Альфа Регио (а) (радарный снимок с КА “Магеллан” [35]) и схема его дешифрирования (б). Размер площади с З на В ~ 1300 км. В рамках показаны участки детализации (рис. 3, 4).

1 – магматические равнины супергруппы Сигрун; 2 – тессера группы Фортуна; 3 – “полуфабрикат” тессерного материала; 4 – фрагменты материала супергруппы Сигрун среди материала тессеры; 5 – структурные линии; 6, 7 – сдвиги, разделяющие; 6 – зоны внутри тессеры, 7 – подзоны; 8 – условные границы между образованиями супергруппы Сигрун и зоны тессерообразования; 9 – крутосклонные вулканы-лепешки (а), зона предполагаемого погружения базитового вещества под структуру тессеры (б); 10 – зоны тессеры: а – “зрелой” и “незрелой” (цифры в кружках), б – плюмы разных генераций (цифры в квадратах); 11 – линии ограничения тессеры; 12 – купольные структуры разных генераций.

ной релаксацией [23]. Разберем особенности строения тессер и их окружения на примере тессеры Альфа Регио, полный радарный снимок которой опубликован в монографии [35].

На снимке (рис. 1) различаются две возрастные генерации. Древняя, юго-восточная, часть тессеры (зона 1) характеризуется выраженной куполообразной композицией рисунка, подчеркива-

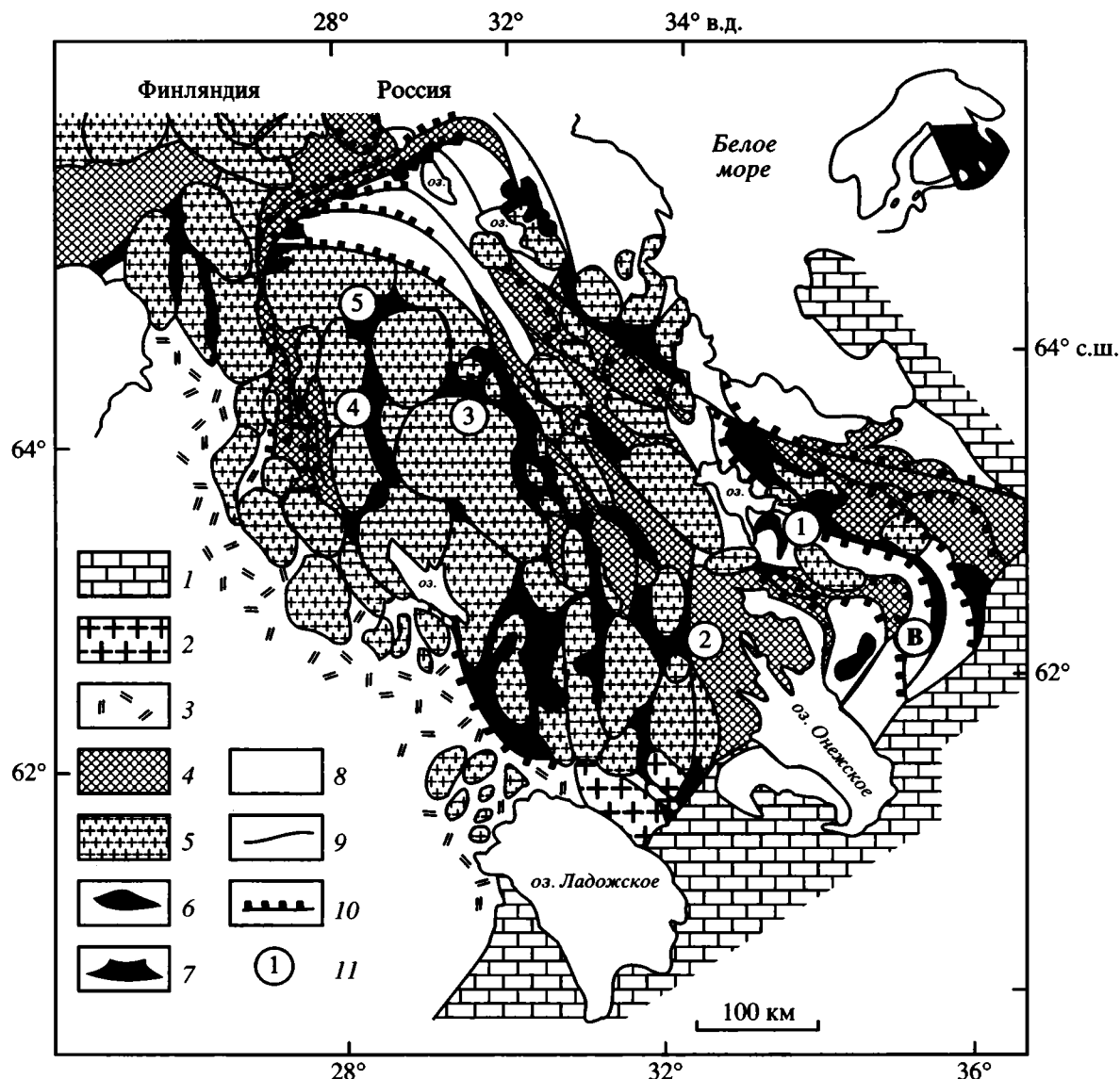


Рис. 2. Схема геологического строения Карельского и Карело-Кольского регионов Балтийского щита, по [15].

1 – осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – позднпротерозойские граниты-рапакиви; 3, 4 – ранний протерозой (в том числе архейские серогнейсовые гранитоиды, реоморфизованные в раннем протерозое); 3 – Свеккофенская область (аккреционный орогенный пояс), 4 – осадочно-вулканогенные пояса (преимущественно внутриконтинентальные коллизионные орогены); 5 – гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола; 6 – расслоенные мафит-ультрамафиты; 7, 8 – архей: 7 – осадочно-вулканогенные комплексы зеленокаменных поясов, 8 – гнейсы и амфиболиты, не подвергшиеся существенному реоморфизму и куполообразованию; 9 – геологические границы; 10 – надвиги; 11 – важнейшие тектонические структуры, упоминаемые в тексте (обозначения в кружках): 1–5 – зеленокаменные пояса: 1 – Каменноозерский, 2 – Койкарский, 3 – Костомукшский, 4 – Кухмо, 5 – Суомуссалми; В – Водлозерский блок.

емой наибольшей радиоосвещенностью. Межкупольные пространства представлены сложно деформированными узорчатыми прерывистыми затененными структурами, состоящими из элементов тройного сочленения, хорошо заметных между всеми сопряженными куполами. Среди куполов можно выделить несколько возрастных групп (3–4) с общим “омоложением” в западном направлении. При этом практически в каждом

куполе хорошо выражена восточная овальная сторона, которая деформирует западную сторону сопряженного купола, и деформированная западная, которая редуцируется сопряженными куполами с востока. Размер куполов и овалов от 50×50 до $60 \times 100 \text{ км}^2$ с выдержанным расстоянием между центрами в среднем 80 км, что позволяет говорить о мощности слоя, в котором они сформировались, в 100–120 км и что соответствует

максимальным оценкам мощности континентальной коры в зонах коллизии на Земле. В самой западной части зоны 1 четко выражены два купола более крупного размера (до 200 км), состоящие из серий более мелких (~40–50 км) куполов более ранних генераций.

Нетрудно заметить, что характер композиции юго-восточной части тессеры Альфа Регио идентичен петельчато-купольному рисунку большинства архейских гранит-зеленокаменных областей Земли (например, Карело-Кольскому региону (рис. 2) или Большому Кривому Рогу [15]).

Более молодая, северо-западная, часть тессеры (зона 2, см. рис. 1) характеризуется более простым рисунком и состоит из трех частей: северной (2а), центральной (2б) и южной (2в), разделенных структурами сдвигового типа и с различными стилями деформаций, считываемых со снимка. Для центральной подзоны (2б), состоящей из двух клиновидных структур, характерна субмеридиональная ориентировка гряд и борозд за счет аккреции тессерообразующего субстрата с запада. На восток напряженность субмеридиональных структур уменьшается и появляются диагональные пластические деформации, указывающие на относительное латеральное перемещение клиновидного блока подзоны 2а в восточном направлении. Структура подзоны 2а типа вдвига ограничена с севера левосторонним, а с юга – правосторонним сдвигами, с амплитудой горизонтального перемещения в 120–150 км, судя по выступу в западной части структуры, вдоль которого трассируется зона северного сдвига. В центральной части тессеры сдвиги соединяются в единую зону интенсивных деформаций.

Северная часть тессеры (подзона 2а) содержит множество радиотемных пятен различной природы (см. рис. 1). Среди них можно выделить три типа. Первый связан с пассивным заполнением базальтовой лавой понижений в тессере по ее северной периферии со стороны примыкающей равнины, второй – это деформированные в условиях сжатия фрагменты различных структур плюмовой природы и третий – активно деформирующие микроструктуру внутритессерные овалы типа арахноидов размером в поперечнике 20–30 км, представляющие собой, возможно, “горячие” точки, наложенные на маломощную в этой зоне тессерную кору (рис. 3).

В восточной части тессеры (рис. 4), примыкающей к радиотемной равнине, базальтовый материал Гиневрской системы заливает рельеф тессеры. Среди базальтовой равнины в этом месте отмечаются крутосклонные вулканы (купола-лепешки [1]), построенные вязкими магматическими породами. Приуроченность куполов-лепешек к периферийным, затопленным базальтами,

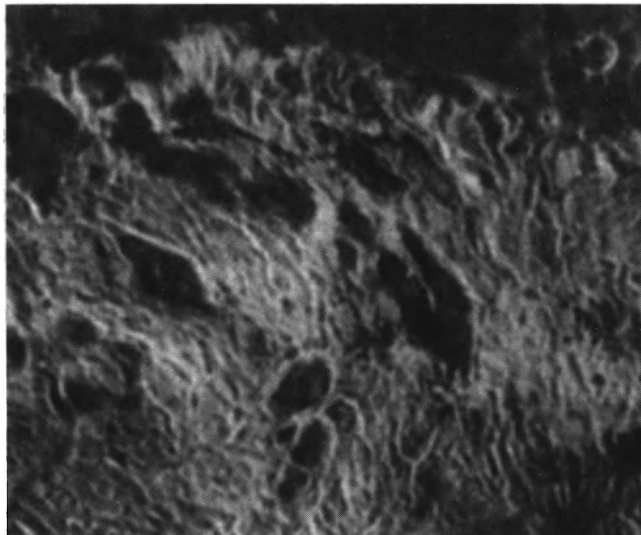


Рис. 3. Фрагмент северной части тессеры Альфа Регио [1].

Объяснение в тексте. Местоположение рис. см. на рис. 1.

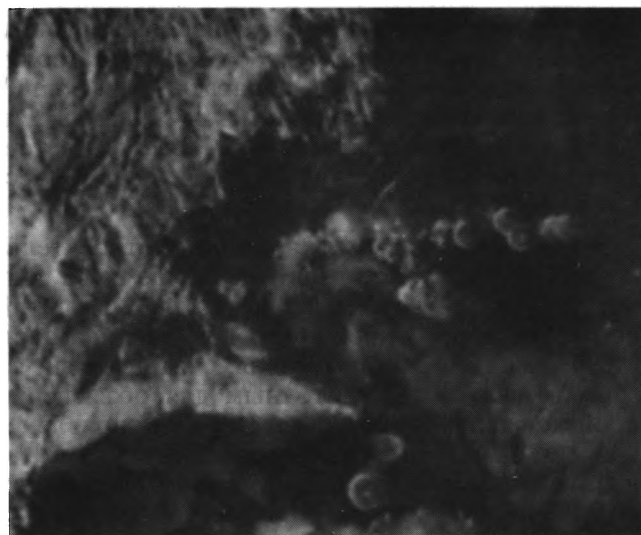


Рис. 4. Фрагменты юго-восточной части тессеры Альфа Регио [1].

Объяснение в тексте. Местоположение рис. см. на рис. 1.

частям тессер позволяет предполагать, что слагающий их материал является высококремнистым.

К югу от тессеры Альфа Регио можно наблюдать процесс тессерообразования за счет плюмового механизма (см. рис. 1). Здесь четко выделяются три генерации плюмов. Первая генерация (см. рис. 1□) характеризуется повышенной трещиноватостью базальтовой надплюмовой равнины и соответствует комплексу Сигрун Гиневрской системы А.Т. Базилевского и Дж.У. Хэда [2]. Вен-

цовое окружение плюма несет признаки начальной деформации сжатия. Вторая генерация плюмов (см. рис. 1[2]) имеет четкое венцовое ограничение с признаками растяжения в восточной части по механизму рассеянного спрединга, где венец расщепляется ортогональными, уходящими к центру плюма раздвиговыми структурами. В западной части венец имеет типично тессерный рисунок, возникший, по-видимому, в результате торошения. Третья генерация (см. рис. 1[3]) – зарождающийся более мелкий плюм (первые две генерации 350–400 км, третья ~100 км в диаметре). Между плюмами разных генераций четко обозначилась структура их тройного сочленения, где происходит нагромождение базитовых литосферных пластин.

К северо-востоку от плюмов первых двух генераций дешифруется область, промежуточная по своему облику между характерным рельефом тессеры и преобладающим овально вытянутым структурным планом венцов плюма второй генерации. По-видимому, это деформированный, но еще не аккрегированный или не причлененный к тессере тессерообразующий субстрат.

Анализ структур, изображенный на радарном снимке тессеры Альфа Регио (см. рис. 1а), полученного с космического аппарата “Магеллан”, позволяет сделать вывод о том, что сценарий тектонического развития Венеры скорее соответствует эволюционному типу, чем модели термической катастрофы [19].

Какие же выводы можно сделать относительно процессов, происходящих на Земле на ее ранних стадиях развития? Их несколько. Главный вывод касается стиля архейской геодинамики. Механизм тессерообразования, считываемый со снимка, является достаточным для объяснения происхождения структуры тессеры без привлечения механизма плитного тектогенеза. Этот механизм можно сформулировать в виде следующих положений: первое – торошение тонкой базитовой литосферы в межплюмовом пространстве, второе – частичное плавление базитового субстрата в основании призм торошения в зонах тройного сочленения, третье – латеральная деформация тессерного “полуфабриката” в условиях сжатия и четвертое – повторное, возможно, многократное частичное плавление такого “полуфабриката” с образованием куполов и вязких лав предположительно кислого состава.

Следующий вывод вытекает из первого. Напрашивается мысль о подобном же механизме при формировании архейских структур. Если это верно, то зеленокаменные пояса гранит-зеленокаменных областей – это деформированные фрагменты разобщенных плюмовых бассейнов, а не деформированные диафторическими гранитоидами сутуры, и это значит, что индивидуальные

особенности “фрагментов сутур”, на что обратил внимание Ч.Б. Борукаев [3], не исключение, а правило. Следующий вывод касается надвигов и шарьяжей, которые всегда расцениваются как доказательство плитного тектогенеза. Условия двустороннего или даже трехстороннего стресса, характерного для межплюмового пространства, объясняет феномен надвигообразования не хуже механизма субдукции–обдукции или коллизии. И, наконец, последнее. Образование известково-щелочных унимодальных серий, объясняющееся как результат субдуктивных процессов, может быть успешно объяснено с позиций проседания (сагдукции) и затаскивания на глубину в зонах межплюмового торошения продуктов, частичное плавление которых создавало гамму пород базальт-андезит-риолитового ряда.

Все вышесказанное ставит нас перед необходимостью пересмотра методических приемов изучения и расшифровки раннедокембрийских структур с учетом результатов сравнительной планетологии.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Попытка решения проблем формирования архейских гранит-зеленокаменных областей с привлечением процессов, наблюдаемых на современной поверхности Венеры, позволяет предложить модель их формирования, состоящую из нескольких этапов.

I этап. Базитовая (коматиит-базальтовая) первичная кора формировалась в надплюмовом пространстве по механизму “горячих полей” [10], для которых осевой спрединг, по-видимому, не был характерен (рис. 5). Магмовыводящими системами, скорее всего, были разноориентированные пучки, рои, радиальные и, в меньшей степени, концентрические дайки разных генераций, отражающих эволюцию плюма. Радиальное отодвигание застывшей коры, мощность которой не превышала первых километров, создавало эффект ее торошения в межплюмовом пространстве, увеличения мощности за счет пакетирования, частичного проседания торосов как процесса, отражающего изостатическое выравнивание, и погружения за счет затаскивания нисходящими потоками плюмов. Эти процессы (сагдукции) особенно проявлялись в зонах тройного сочленения плюмов, где формировались призмы торошения, обладающие наибольшей мощностью базитового материала и продуктов его экзогенной переработки при несомненной важнейшей роли воды. Поставку гидратированного материала обеспечивала межплюмовая сагдукция в сочетании с частичным затаскиванием на глубину базитовой коры нисходящими ветвями плюмов (рис. 6а). По-видимому, уже на этой стадии отдельные фраг-

менты первичной базитовой коры могли затаскиваться нисходящими мантийными потоками на значительные глубины, достаточные для эклогитизации базальтов, что позволяет понять факт обнаружения в виде ксенолитов в трубках взрыва древнейших пород, отождествляемых с нижней литосферой [15].

II этап. В основании призм торощения и килевидных оперяющих структур при их вертикальных мощностях ~60–80 км и латеральных размерах 100–120 км² (цифры вытекают из геометрии зон межплюмового торощения по аналогии со структурами Венеры) происходило селективное плавление гидратированного базальт-грауваккового материала с образованием базальт-андезит-риолитовых серий и их излиянием на поверхность торосов, главным образом после отмирания плюмов (см. рис. 6а). Генерация и эволюция указанных серий принципиально не отличалась от их формирования в зонах субдукции, в которых определяющая роль принадлежит привнесу значительной части флюидной массы погружающейся гидратированной литосферой. Механизм торощения и последующего частичного плавления субстрата торосов делает понятной одну из главных особенностей зеленокаменных поясов первого типа – смену вверх по разрезу коматиит-базальтового материала андезит-риолитовым [12]. Неясно выраженная в этом случае “бимодальность” (количество андезитов почти всегда ощутимо [3]) вулканитов – не что иное, как визуальное преувеличение доли базитов за счет аллохтонов первичной коры. Наиболее древние (~4.2 млрд. лет) датировки дендритовидного циркона из песчаников Западной Австралии [3] позволяют предположить, что процесс генерации кислых магм и, следовательно, гранитоидного куполообразования происходил на самой ранней стадии развития Земли. Тангенциальное сжатие в межплюмовых структурах обуславливает вторую особенность зеленокаменных поясов – как правило, их весьма интенсивную деформированность. Быстрое (несколько миллионов лет) образование призм торощения создает эффект субсинхронности зеленокаменных поясов и сопряженных тоналит-трондьмит-гранодиоритовых ассоциаций. Механизмом межплюмового торощения удовлетворительно объясняются петролого-геохимические и другие особенности серогнейсового комплекса, в том числе “мантийный”, а, точнее, коматиит-базитовый первоисточник коры и “короткая” коровая предыстория ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0.701–0.703$; $\epsilon_{Nd} = -3–+4$), в сочетании с немантийной изотопией кислорода ($\delta^{18}O = 6–11$). Призмы межплюмового торощения представляли собой ядра консолидации первичной сиалической коры (протодомены).

III этап. Образованные ядра, обладая относительной плавучестью, небольшими латеральными

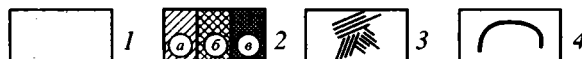
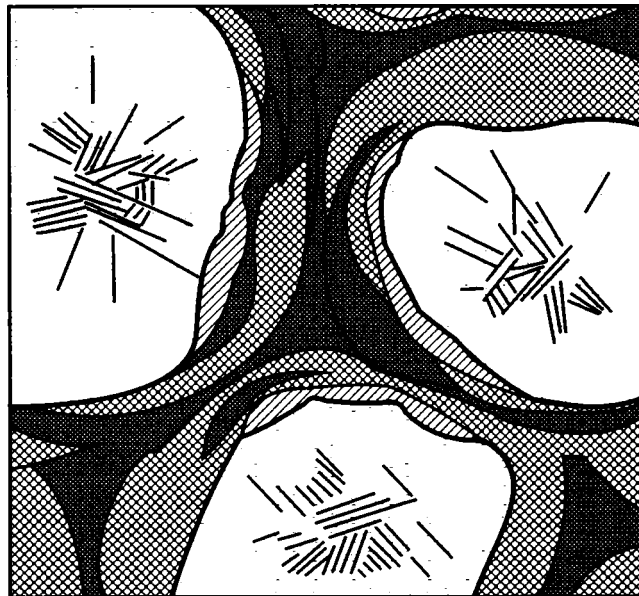


Рис. 5. Схема межплюмового торощения в зонах тройного сочленения.

1 – надплюмовая базитовая кора; 2 – зоны межплюмового торощения (формирования континентальной протокры): аллохтоны третьей (а), второй (б) и первой (в) генераций; 3 – дайковые поля площадного спрединга; 4 – условные границы плюмов и аллохтонов.

ми размерами и мощностью, сопоставимой с современной сиалической корой, дрейфовали до тех пор, пока не попадали в межплюмовое пространство зон действующих плюмов (см. рис. 6б), где происходила их дальнейшая эволюция и наращивание размеров за счет аккреции или слипания с образованием тессероподобных структур. В процессе дрейфа, за счет изостатического всплывания при снятии эффекта затаскивания нисходящими потоками плюмов, происходила частичная денудация разрозненных протодоменов и слипшихся доменов до уровня тоналит-трондьмит-гранодиоритовых куполов, с одновременным вертикальным наращиванием мощности мантии под доменами (см. рис. 6в). При достижении континентами за счет слипания латеральных размеров, превосходящих площади плюмов в 3–4 раза, то есть порядка 1000–1200 км, становилось возможным их раскалывание в надплюмовом пространстве и формирование рифтогенных структур, а, следовательно, и образование зеленокаменных поясов второй генерации (см. рис. 6г). Появление этих поясов уже на рубеже 3.5 млрд. лет [12] может свидетельствовать о том, что к этому моменту континенты достигли указанных размеров, что

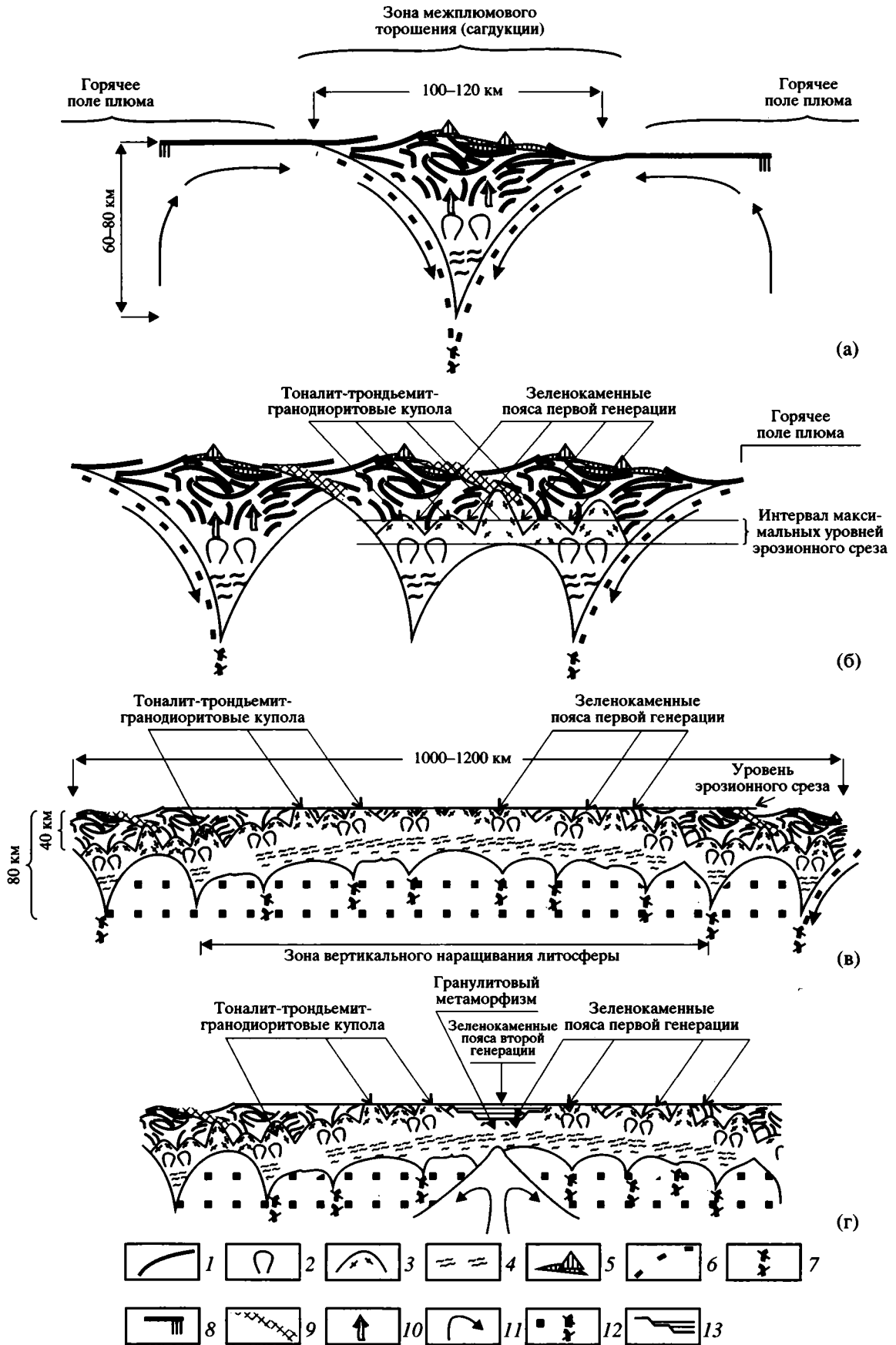


Рис. 6. Модель возникновения и развития континентальной протокры и эволюции гранит-зеленокаменных областей: а – стадия формирования межплюмовых протодоменов, б – стадия слипания протодоменов и формирования континентальных доменов, в – стадия изостатического выравнивания протоконтинентов, г – стадия внутриплитного рифтогенеза, формирования зеленокаменных поясов второго типа.

1 – коматит-базитовая кора и ее деформированные фрагменты в зонах торошения; 2, 3 – тоналит-трондьемит-гранодиоритовые купола; 2 – ранней генерации (низкокальциевые эндербиты), 3 – поздних генераций (кальциевые эндербиты); 4 – “базитовый” континентальный слой рестигового происхождения; 5 – известково-щелочные магматические серии зеленокаменных поясов первого типа; 6 – фрагменты базитовой коры, затащенные на глубину нисходящими ветвями плюмов; 7 – эклогитизированные фрагменты базитовой протокры; 8 – площадные спрединг-зоны надплюмового пространства; 9 – зоны протосутур; 10 – пути подъема известково-щелочных магматических диапиров; 11 – направление адвективного перемещения вещества в плюмах; 12 – литосферная мантия; 13 – бимодальные магматиты зеленокаменных поясов второго типа.

сделало возможным осуществление осевого рифтогенеза. С указанным возрастным рубежом увязываются и первые проявления гранулитового метаморфизма, что с позиции рассматриваемой модели также вполне закономерно. Гранулитовый метаморфизм, характеризующийся “сухими” условиями, по-видимому, был связан с внутриплитными структурами типа континентальных рифтов. В свою очередь, осевой спрединг является одним из необходимых условий формирования линейных конвергентных зон, а задокументированные подобные зоны (например, Вава–Абитиби провинции Сьюпириор) относятся лишь к позднему архею (не древнее 2.7 млрд. лет). Несмотря на то, что основная часть крупных континентов была сформирована раньше, для запуска плейт-тектонического механизма в интервале 3.5–2.7 млрд. лет мощности литосферы, по-видимому, еще не хватало.

Процесс куполообразования и формирования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций, исходя из модели межплюмового проседания, или сагдукции, включает несколько стадий. Их зарождение приурочено к моменту образования тороса в утолщенной гидратированной базитовой коре, включавшей продукты ее экзогенного разложения (см. рис. 6а). Вторая, наложенная, стадия куполообразования связана со слипанием (аккрецией) первичных протодоменов и дальнейшим ростом латеральных размеров протоконтинентов (см. рис. 6б). Учитывая минимальный размер континентов, необходимый для развития осевого спрединга, можно считать, что для его достижения должно произойти не менее трех актов слипания, а, следовательно, не менее трех циклов площадного куполообразования (см. рис. 6в). Дальнейшее оформление куполов могло происходить уже в коллизионное постсубдукционное время как отражение действия тектоники литосферных плит. Это наложенный процесс, который проявляется вдоль линейных зон. Окончательное оформление куполов, по-видимому, связано с реидной постумной тектоникой [13], проявляющейся на всем последующем отрезке времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в задокументированной ранней истории Земли можно выделить три периода, различающиеся по геодинамическому режиму. Первый (4.2–3.5 млрд. лет) характеризовался преобладанием плюм-тектонического режима венерианского типа, второй (3.5–2.7 млрд. лет) отличался усложнением плюмового тектогенеза внутриконтинентальным (но не внутриплитным!) рифтогенезом и третий (<2.7–2.5 млрд. лет) – доминированием плейт-тектонического режима.

Заметим, что, рассуждая о главных тектонических механизмах, полностью противопоставлять одни режимы другим нельзя. Мы можем говорить лишь об их доминировании на разных этапах развития Земли. Как в фанерозое плитная тектоника осложняется элементами плюмовой, так и в хадий–раннем архее элементы плитного тектогенеза могли проявляться через сагдукцию, как это показано на рисунках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базилевский А.Т.* Первые результаты радарной съемки Венеры КА “Магеллан” // *Астрономический вестник.* 1991. Т. 25. № 5. С. 548–567.
2. *Базилевский А.Т., Хэд Дж.У.* Геологическая история Венеры за последние 300–500 млн. лет по данным фотогеологического анализа радарных изображений, полученных КА “Магеллан” // *Астрономический вестник.* 1995. Т. 29. № 3. С. 195–218.
3. *Борукаев Ч.Б.* Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск, 1996. 59 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН; вып. 825).
4. *Глебовицкий В.А.* Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // *Геотектоника.* 1996. № 5. С. 27–42.
5. *Глебовицкий В.А.* Корреляция и геодинамическая интерпретация главнейших событий в архейских и раннепротерозойских структурах Лавразии // *Геология и геофизика.* 1996. Т. 37. № 1. С. 42–53.
6. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Щербакова И.П.* Архейское гранитообразование и структурная эволюция континентальной коры (на примере Си-

- бирской платформы) // Геология и разведка. 1989. № 7. С. 3–14.
7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
 8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Теплообмен и реология нижней мантии в ранние периоды развития Земли // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 1. С. 103–105.
 9. Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Процессы гранитообразования (экспериментальное изучение, компьютерная модель) // Экспериментальные проблемы геологии. М.: ИЭМ РАН, 1994. С. 83–104.
 10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. № 1. 1983. С. 28–45.
 11. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Петрозаводск: ИГ Карел. НЦ РАН, 1999. 47 с.
 12. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
 13. Леонов М.Г. Постумная рейдная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
 14. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Возрастная гетерогенность архейской коры Балтийского щита и основные этапы ее формирования // Тез. докл. 1-й Международной конференции "Корреляция геологических комплексов Фенноскандии". СПб.: ИГГД, 1996. С. 43–44.
 15. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия / Под ред. Н.В. Межеловского. М.: МПР РФ, РАН, Геокарт, Росгео, 1999. 399 с.
 16. Минц М.В. Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 4–19.
 17. Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 15–25.
 18. Ненахов В.М. Сравнительная геодинамика и металлогения коллизионных структур фенерозоя (Южный Тянь-Шань) и раннего докембрия (Воронежский кристаллический массив, Либерийский щит): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1999. 43 с.
 19. Ненахов В.М., Сиротин В.И. К геодинамике раннего архея (Тессеры Венеры – прообраз протоконтинентов?) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1999. № 8. С. 6–11.
 20. Пуцаровский Ю.М. Парадигмы в геологии // Природа. 1995. № 1. С. 33–37.
 21. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазности восточной части Балтийского щита / Отв. ред. О.А. Богатилов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. 144 с.
 22. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Космические сестры: Земля и Луна // Земля и Вселенная. 1995. № 3. С. 67–75.
 23. Суханов А.Л. Паркет: Районы площадных пластических деформаций // Геотектоника. 1986. № 4. С. 60–76.
 24. Хаин В.Е. От тектоники плит к глобальной геодинамике // Природа. 1995. № 1. С. 42–51.
 25. Хаин В.Е. Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника. 1996. № 6. С. 38–42.
 26. Щипанский А.А., Подладчиков Ю.Ю. "Стадные батолиты" как индикаторы мощной раннеархейской коры океанического типа // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1212–1216.
 27. Glikson A.Y., Lambert I.B. Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in Western Australia // Tectonophysics. 1976. Vol. 30. P. 55–89.
 28. Head J.W., Parmentier E.M., Hess P.C. Venus: Vertical accretion of crust and depleted mantle and implications for geological history and processes // Planetary and Space Science. 1994. V. 12. P. 187–212.
 29. Kroner A. Tectonic evolution in the Archean and Proterozoic // Tectonophysics. 1991. Vol. 187. № 4. P. 393–410.
 30. Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution / Ed. K.C. Condie. Amsterdam–Lausanne–N. Y.–Oxford–Shannon–Tokyo: Elsevier, 1994. P. 205–259.
 31. Maruyama S., Kumazawa M., Kawakami S. Towards a new paradigm on the Earth's dynamics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. № 1. P. 81–102.
 32. Parmentier E.M., Hess P.C. Chemical differentiation of a convecting planetary interior: Consequences for a one plate planet such as Venus // Geophys. Res. Letts. 1992. Vol. 19. P. 2015–2018.
 33. Phillips R., Raubertas R.F., Arvidson R.E. et al. Impact craters and Venus resurfacing history // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 15923–15948.
 34. Schaber G.G., Strom R.G., Moore H.J. et al. Geology and distribution of impact craters on Venus: What are they telling us? // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 13256–13301.
 35. The new solar system / Eds. J.K. Beatty, C.C. Petersen, A. Chaikin. Cambridge: Sky Publishing Corporation, University Press, 1999. 421 p.

Рецензенты: В.М. Моралев, В.Е. Хаин

Early Archean Geodynamics

V. M. Nenakhov

Voronezh State University, Universitetskaya pl., 1, Voronezh, 394693 Russia

Abstract—An analysis of the origin of “lower” greenstone belts and tonalite-trondhjemite-granodiorite associations included in early Archean granite-greenstone terranes shows that the modern plate tectonic model and the antithetic supraplume model of the formation of the early Archean granite-greenstone terranes, popular in Russia and elsewhere, cannot satisfactorily explain many structural, petrologic, and other features. These features are the subsynchronism of the lower greenstone belts with adjacent tonalite-trondhjemite-granodiorite associations; the patchy, lacy pattern of the greenstone belts occurrence; the subdued, “bimodal” type of their magmatism with a well-expressed andesite component; the absence of the complete extrusive equivalents of the tonalite-trondhjemite-granodiorite associations; and their nonmagmatic rare-earth geochemistry and “hybrid” isotopy. It is believed that the homologues of early continental structures should be looked for on Venus, which has lagged behind the Earth in its development by more than 3 Ga. The interplume hummocking mechanism, easily interpreted on a radar image of the Alpha Regio tessera, was dominating when tesserae (protocontinents?) were formed and self-sufficient enough to not require any involvement from subduction or collision in explaining the origin of acid melts. Based on the tessera formation mechanism, a model is put forward for the generation of a continental protocrust (protodomains), its accretion in the interplume space, and its further evolution in the earliest history of the Earth.

УДК 552.3(263)

СТРОЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ ПОГРАНИЧНОЙ ЗОНЫ КОРА–МАНТИЯ В РАЗЛОМЕ ВИМА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

© 2001 г. А. А. Пейве¹, Г. Н. Савельева¹, С. Г. Сколотнев¹, В. А. Симонов²¹Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., д. 7²Институт геологии СО РАН

Поступила в редакцию 06.12.99 г.

Приводятся результаты геологических исследований, проведенных на НИС “Академик Николай Страхов” в разломной зоне Вима. Вдоль южного борта долины этого разлома на протяжении 165 км непрерывно обнажены мантийные ультрамафиты в ассоциации с габбро. Мантийные ультрамафиты характеризуются вариациями петрохимического состава и структур, обусловленных как исходными неоднородностями, так и различной, и в целом низкой, степенью частичного плавления мантийного вещества и его последующими преобразованиями в ходе пластических и хрупких деформаций. В разломе вскрыты участки первичных ненарушенных пограничных областей кора–мантия. Высокофракционированные габброиды представляют продукты разноглубинной кристаллизации флюидонасыщенных основных магм. Установлено разнообразие контактов реститовых ультрамафитов и габбро: а) интрузивных с обильными жилами габбро в перидотитах, б) интрузивных со структурами горячего пластического течения как в ультрамафитах, так и в габбро, в) сильнотектонизированных, со структурами пластических и хрупких деформаций в ультрамафитах и габбро в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Структура этой пограничной области менялась во времени как в соответствии с изменениями условий ее формирования в области спрединга, так и с последующими деформациями в зоне трансформного разлома.

Отличительной особенностью изученной области является широкое развитие деформаций как в мантийных, так и в плутонических породах. В мантийных реститах наблюдается весь ряд структур, образованных в ходе субсолидусных деформаций и при последующем снижении температур и возрастающем стрессе (скорости деформаций): протогранулярные, порфирокластические, бластомилонитовые, ультрамилонитовые, сланцеватые. Данные структуры (кроме сланцеватых) формируются в безводных условиях в ультрамафитах и габброидах. При появлении флюида (воды) в ходе деформации происходила рекристаллизация пород с формированием новых амфиболсодержащих метаморфических парагенезисов, снижалась вязкость деформированного материала, что проявилось в образовании разномасштабных складок течения и в усилении сланцеватости. Присутствие зон с широким развитием низкотемпературных метаморфитов – разнообразных сланцев, часто плейчатых, с многочисленными зеркалами скольжения – показывает, что интенсивные хрупкопластические деформации океанической коры сопровождали развитие трансформного разлома вдали от области спрединга.

По простиранию трансверсивного хребта обособляются протяженные участки (десятки километров), характеризующиеся разными количественными и структурными соотношениями ультрамафитов и габброидов и различной степенью их последующих метаморфических преобразований. Вероятно, эти различия обусловлены как исходными мантийными неоднородностями, так и сменяющимися во времени условиями формирования океанической литосферы в области спрединга. Мы предполагаем, что имело место пульсационное наращивание океанической литосферы. Периоды выплавления базальтов и комплементарное им формирование мелких габбровых плутонов в теле рестита сменялись “амагматичными” периодами, после чего (или во время этих периодов) сформированный и частично остывший литосферный блок тектонически выводился в верхние горизонты океанической коры.

ВВЕДЕНИЕ

Центральная Атлантика между 7° ю.ш. и 15° с.ш. представляет собой один из ключевых объектов для понимания закономерностей эволюции океанической коры и мантии, а также для палеореконокструкций тектонических процессов в мезозое–кайнозое. Это переходная зона между структурами Южной и Северной Атлантики со своей спецификой строения, которая существенно ус-

ложняет традиционную схему спрединга с образованием океанической коры.

Срединно-Атлантический хребет в указанном выше регионе состоит из нескольких отрезков с различным простиранием – субмеридиональным (севернее разлома Марафон), северо-западным (Марафон–Сьера-Леоне) и вновь субмеридиональным (южнее разлома Сьерра-Леоне). Здесь в меридиональном направлении существенно меняется количество разломных зон, максимально со-

средоточенных между разломами Марафон–Сьерра-Леоне.

Центральная Атлантика характеризуется большим разнообразием структурных рисунков разломных зон, что обусловлено сложной кинематикой раскрытия экваториальной Атлантики в ходе спрединга. Здесь могут быть выделены шесть групп разломных структур: трансокеанские, центральноокеанские, свода срединного хребта, односторонние, фланговые и периферические, подробно рассмотренные в работе Ю.М. Пушарова [7]. Поперечные разломные зоны океана имеют разное строение, неодинаковую глубину заложения и отличаются по геологической истории. Среди них выделяется несколько разновидностей, в том числе категория демаркационных разломов, являющихся структурными разграничениями крупных областей океанского дна и межожееанскими разделами [7]. Это разломы Зеленого Мыса, Сьерра-Леоне, Сан-Паулу. Первые два из них к востоку от Срединно-Атлантического хребта ограничивают область схождения или выклинивания разломных зон, расположенных между ними. Разломная зона Вима входит в эту область. Это одна из самых крупных центральноокеанских разломных зон в приэкваториальной Атлантике наряду с разломами Романш и Чейн. Разлом Вима протягивается в широтном направлении приблизительно по $10^{\circ}50'$ с.ш. Длина активной части разлома, смещающей ось Срединно-Атлантического хребта, составляет 320 км. От оси Срединно-Атлантического хребта на восток разлом протягивается до $23^{\circ}30'$ з.д., где косо утыкается в восточное продолжение разлома Зеленого Мыса, имеющее здесь юго-восточное простирание. В районе 33° з.д. разлом Вима, наряду с другими разломами этой области, имеет флексуридный изгиб (в плане). В западном направлении разлом прослеживается до 52° з.д. Ширина долины разлома между гребнями поперечных хребтов около 25–40 км. Днище долины разлома расположено на глубине около 5 км и имеет ширину 15–20 км. Мощность нижележащих турбидитов составляет 1,5 км. На южном борту разломной долины расположен крупный поперечный хребет протяженностью 270 км с превышением над днищем долины 4,5 км.

Разлом Вима интересен тем, что здесь в пределах его южного борта французским погружаемым аппаратом “Наутилус” обнаружено ненарушенное сечение океанической литосферы: верхнемантийные перидотиты (около 1 км), нижнекоровые габбро (около 500 м), дайковый комплекс (около 1 км) и базальты 200–800 м [13]. Этот разрез изучен на северном эскарпе крупного поперечного хребта, который ограничивает долину трансформного разлома с южной стороны. Хребет резко выделяется среди структур такого типа значительной амплитудой рельефа. Его средняя глубина 1500–

2000 м. Глубина долины трансформного разлома около 5000–5100 м. Результаты предыдущих драгировочных работ, совместно с сейсмическими и батиметрическими данными [16], свидетельствуют о том, что сечение океанической литосферы, обнаруженное подводным аппаратом “Наутилус”, сохраняется вдоль южного борта долины трансформного разлома на протяжении по крайней мере 270 км от оси современного рифта, а вероятный возраст относительно ненарушенной океанической литосферы, вскрываемой в разломе на этом удалении, превышает 16 млн. лет (ранний миоцен), если исходить из средней скорости спрединга в этом районе 1,6 см/год. Поэтому мы можем проследить во времени динамику процессов магматизма и деформации в ходе образования океанической литосферы в пределах Срединно-Атлантического хребта, а именно: вариации теплового режима и объемов выплавок базальтовых магм, степень однородности состава верхней мантии и смену условий деформаций на границе кора–мантия. Таким образом, изучение южного борта разлома Вима дает возможность проследить соотношения между различными комплексами, слагающими океаническую литосферу, на значительном протяжении, превышающем наиболее крупные выходы офиолитовых комплексов на континентах.

СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО БОРТА РАЗЛОМНОЙ ДОЛИНЫ

В 1998 г. южный борт разлома Вима между 42° и $43^{\circ}30'$ з.д. был детально опробован в ходе совместной Итальянско-Российской геолого-геофизической экспедиции на НИС “Академик Николай Страхов” [15]. Изучалась преимущественно нижняя часть склона, сложенная мантийными и нижнекоровыми породами к западу и востоку от наиболее детально исследованного полигона “Наутилус” (рис. 1).

Западная область имеет неоднородное строение. В ее пределах северный склон поперечного хребта с востока на запад подразделяется на четыре участка, которые различаются по морфологии склона, по структуре и составу драгированных пород и по глубинам их предполагаемого залегания. *Участок А* протяженностью около 25 км включает станции S1901–S1905, *участок В* протяженностью около 30 км – станции S1906–S1911, *участок С* протяженностью 19 км – станции S1912–S1915, S1916–S1919, и *участок D* протяженностью 9 км – станции S1920–S1921.

Участок А был опробован в нижней части трансверсивного хребта на крутом уступе, который начинается от дна долины разлома на глубине 5100 м и заканчивается примерно на глубине 4000 м. Выше крутой уступ сменяется пологими площадками, ширина которых варьирует, и они

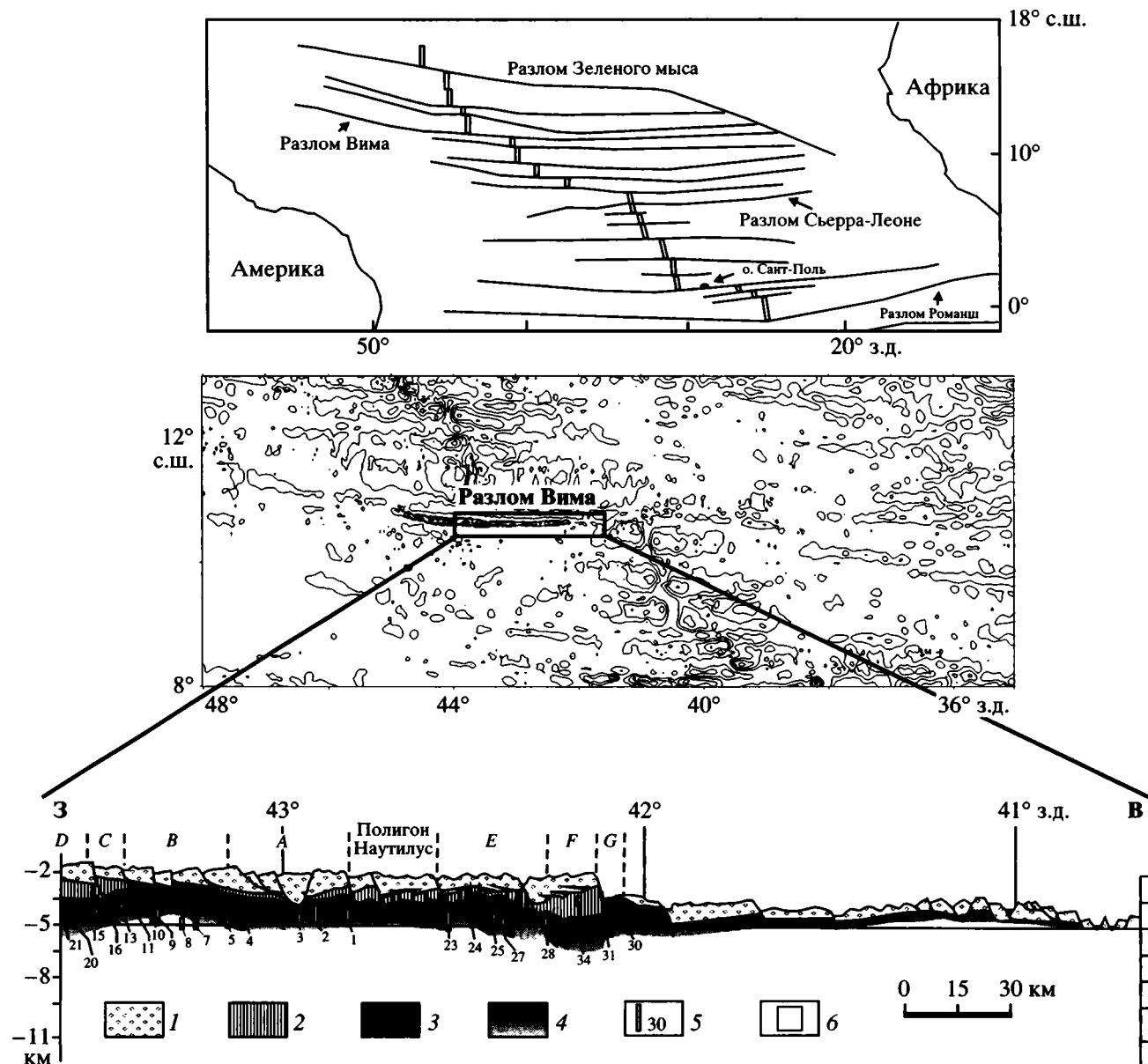


Рис. 1. Схематический геологический разрез вдоль южного борта долины разлома Вима.

1 – подушечные базальты; 2 – параллельные дайки долеритов; 3 – габбро; 4 – реститовые ультрамафиты: лерцолиты и гарцбургиты с небольшим количеством дунитов, а также амфиболсодержащие ультраосновные метаморфиты; 5 – участки драгирования (цифры соответствуют номерам станций драгирования 19-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”); 6 – полигон “Наutilus” [14].

переходят в следующий уступ на глубине примерно 3500–3200 м. Этот крутой уступ продолжается до вершины трансверсивного хребта. По морфологии данный участок сопоставим с полигоном “Наutilus” [13, 14].

Среди драгированного материала в восточной части участка преобладают амфибол-серпентиновые породы, а в западной – сильносерпентинизированные и выветрелые лерцолиты с порфирукластической или бластомилонитовой структурой. Помимо апонеридотитовых пород встречены аподунитовые клинопироксен- и амфиболсодержа-

щие серпентиниты. Для относительно грубопосчатых (до 1 см) хромшпинелид-плагноклаз-амфибол-серпентиновых пород, встреченных на станции S1905, возможным протолитом являются оливин-плагноклаз-пироксеновые кумуляты расслоенного комплекса. Были подняты фибролитовые серпентин-амфиболовые сланцы и хлоритальк-амфиболовые сланцы, которые представляют собой продукты низкотемпературного метаморфизма ультрамафитов. Встречены также массивные и гнейсовидные габбро, габбро-нори-

ты и редкие образцы долеритов и базальтов, измененные в условиях зеленосланцевой фации.

Участок В. Морфология нижней части северного склона трансверсивного хребта изменяется в западном направлении. Очень крутой уступ в основании склона постепенно выполаживается между глубинами 5100–4400 м и вновь становится крутым выше – между 4400 и 3700 м. Примерно в интервале 3700–3200 м располагается терраса, расширяющаяся на восток. Станции драгирования S1907–S1910 находятся в нижней части относительно более пологого склона, а станция S1911 расположена на более крутом склоне выше 4400 м. На этом участке преобладают амфибол-серпентиновые породы, а также встречены сланцы, иногда смятые в разномасштабные складки. Собственно апонеридотитовые бластомилониты были подняты на станции S1911. Здесь же был встречен один образец массивного хромита. Редкие образцы габбро в целом аналогичны породам предыдущего участка, однако здесь преобладают сильно измененные (в том числе милонитизированные) разности.

Участок С. Строение склона в целом такое же, как и на предыдущем участке, однако на глубинах 5100–4500 м склон выполаживается, и выше, на глубинах 3700–3200 м, появляется расширяющаяся к западу ступень. Опробован крутой склон в интервале глубин 4500–3700 м. Здесь преобладают крупнозернистые серпентинизированные лерцолиты и гарцбургиты, с протогранулярной или порфинокластической структурой со следами высокотемпературного твердопластического течения. Аподунитовые серпентиниты с рассеянным диопсидом и хромшпинелидом получены на станциях S1913 и S1915. Один образец крупнозернистого габбро поднят на станции S1912. Зеленокаменно измененные базальты слагают верхний уступ в интервале глубин 3300–2800 м.

На *участке D* строение нижней части склона усложняется. Здесь появляется широтная гряда холмов протяженностью 12 км на уступе глубиной 5000 м. В нижней части северного склона гряды были подняты в основном зеленокаменно измененные афировые базальты и долериты. Сильно серпентинизированные ультрамафиты, возможно, слагающие самую нижнюю часть склона, представлены лерцолитами с порфинокластическими структурами. Крупнозернистые, массивные габбро подняты на обеих станциях.

Восточная область имеет довольно простое строение (см. рис. 1). В ее пределах северный склон трансверсивного хребта с запада на восток подразделяется на три участка. *Участок E* протяженностью около 30 км включает станции S1923–S1928. *Участок F* протяженностью около 20 км – станции S1935, S1934, S1931, и *участок G* непосредственно к востоку от окончания трансверсивного хребта – станцию S1930.

Рельеф *участка E* в целом сохраняет основные черты полигона “Наutilus” – ступенчатое строение склона с пологой площадкой в его середине и крутой верхней и нижней частью. В то же время пологая ступень сужается на восток и распадается на ряд мелких площадок; резкая ступень в основании склона становится положе.

Выветрелые и серпентинизированные ультрамафиты драгированы в самой нижней части склона. Во всех драгах преобладают лерцолиты с порфинокластическими и протогранулярными структурами; присутствуют также гарцбургиты и аподунитовые серпентиниты. Редкие фрагменты пироксенитов, возможно, представляют породы переходной зоны: либо ранние дифференциаты основной магмы, либо продукты взаимодействия расплава и рестита. Амфибол-серпентиновые породы и амфиболсодержащие перидотитовые бластомилониты на этом участке редки. Характерно также обилие габброидных жил в ультрамафитах. Жилы варьирующей мощности и разнообразной по форме (прямые, извилистые, ветвящиеся) располагаются по высокотемпературной уплотненности перидотитовых минералов или круто секут ее.

Порфириовидные, пегматоидные, крупнозернистые габбро-нориты, по-видимому, слагают широкую ступень в середине склона. Верхняя часть склона сложена дайками долеритов и базальтами.

На *участке F* верхняя часть склона сложена преимущественно долеритовыми дайками и базальтами: например, на станциях S1934 и S1931 выше 3800 м были драгированы только долериты и сравнительно свежие базальты. Ультрамафиты, по-видимому, слагают самое основание склона, поскольку по данным предыдущих экспедиций [19] в районе станции S1935 ранее были драгированы амфиболсодержащие бластомилониты по плагиоклазовым лерцолитам.

Участок G. В 1 км к востоку от трансверсивного хребта (станция S1930) пологий борт долины сложен серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами, которые подняты в том же глубинном интервале, что и базальты станции S1931. В ультрамафитах наблюдаются многочисленные жилы хризотил-асбеста и серпофита, а также зеркала скольжения. Эти изменения указывают на низкотемпературную гидротермальную переработку пород в зоне хрупких деформаций, которые, вероятно, связаны с разломной тектоникой в области окончания трансверсивного хребта. Верхняя часть склона сложена измененными габбро и афировыми базальтами.

СТРУКТУРЫ И СОСТАВ ПОРОД

Габброиды

Группа габброидов включает габбро, оливковое габбро, габбро-нориты и кварцевое габ-

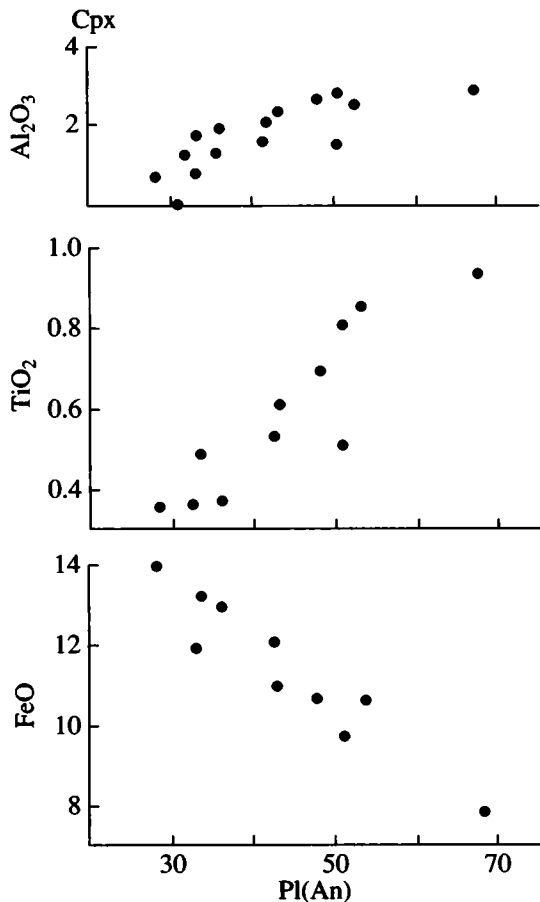


Рис. 2. График ковариаций состава сосуществующих плагиоклазов и клинопироксенов в габброидах. Содержание окислов в вес. %.

бро, переходящее к габбро-диоритам. Они распространены наиболее широко в ассоциации с ультрабазитами в пределах станций S1903–S1905, S1907, S1923 и S1925.

Габброиды характеризуются широкими вариациями концентраций рудного минерала – от 1 до 20–50% и более. В образцах с высоким содержанием рудного минерала присутствуют также апатит (до 7%), сфен и редко – циркон. В этих же габброидах развита бурая и реже зеленая роговая обманка в количестве до 2–3%. Роговая обманка частично замещает клинопироксен, а также развивается в интерстициях пироксенов и плагиоклазов. На станциях S1903, S1904 и S1907 встречены амфиболиты – породы гнейсовидной, сланцеватой текстуры, состоящие только из плагиоклаза и роговой обманки, либо из роговой обманки и продуктов вторичного замещения плагиоклаза (хлорита, пренита, гибшита, клиноцоизита).

Структура и текстура габброидов варьирует от мелкозернистой до пегматоидной и от равномернозернистой до порфиоровидной. Для большинства габброидов с низким содержанием рудного минерала характерна типичная габбровая

структура и массивная текстура, но в ряде образцов плагиоклаз частично перекристаллизован и образует на некоторых участках мелкозернистый агрегат гранобластовой структуры. Чрезвычайно характерно обилие пегматоидных габбро, особенно с высоким содержанием рудного минерала и роговой обманки. Габброиды с большим количеством рудного минерала, как правило, имеют линзовидно-полосчатую текстуру. Светлые слои в них сложены тонкозернистым агрегатом перекристаллизованного плагиоклаза, имеющим гранобластовую структуру, а темные – полиминеральный состав. Преобладают пироксены, наряду с которыми в тонкозернистом агрегате встречается бурая и иногда зеленая роговая обманка.

Составы¹ плагиоклазов в изученных габброидах варьируют в зависимости от общего минерального состава породы и ее структуры. В типичном габбро [11] с низким содержанием рудного минерала плагиоклаз имеет наиболее основной состав – An₆₈; в габбро с частично перекристаллизованным плагиоклазом – An_{50–52}. В линзовидно-полосчатых габбро с большим объемом рудного минерала (станции S1903; S1904, S1923) плагиоклаз уже относится к андезину – An_{40–42}. В сильно перекристаллизованных кварцсодержащих габбро (станция S1925) отмечен и наиболее кислый плагиоклаз (An_{27–37}). Как правило, в анализированных образцах составы неомаслов не отличаются от составов крупных реликтовых зерен.

Клинопироксены относятся к авгитам. Их состав также варьирует, что особенно отчетливо проявляется на соотношении железа и магния. В габброидах с небольшим количеством рудного минерала клинопироксен имеет магнезиальный состав – Fs_{9–13}, а с обильным выделением рудного минерала – Fs_{17–22}. Самый железистый состав имеют авгиты сильно перекристаллизованных кварцевых рудных габбро – Fs_{22–25}. Таким образом, рост железистости клинопироксенов сопровождается снижением основности плагиоклаза. Эта корреляция между составами сосуществующих клинопироксенов и плагиоклазов отражает тренд кристаллизационной дифференциации (рис. 2).

Амфиболы представлены магнезиальными роговыми обманками, чермакитами и паргаситами [18]. Магнезиальные роговые обманки слагают в основном амфиболиты. Чермакиты встречаются в линзовидно-полосчатых габброидах с большим количеством рудного минерала, где они располагаются среди неомаслов клинопироксе-

¹ Анализы составов минералов, рассматриваемых в настоящей статье, определялись: а) в Геологическом институте РАН на микроанализаторе “Camebax”, аналитик Г. Карпова; б) в Московском автомобильном институте на энергодисперсионном спектрометре Cam Scan Series 4-DV с углом выхода 30°, аналитик М.И. Ильин; в) на кафедре петрографии МГУ на микроанализаторе “Camebax”.

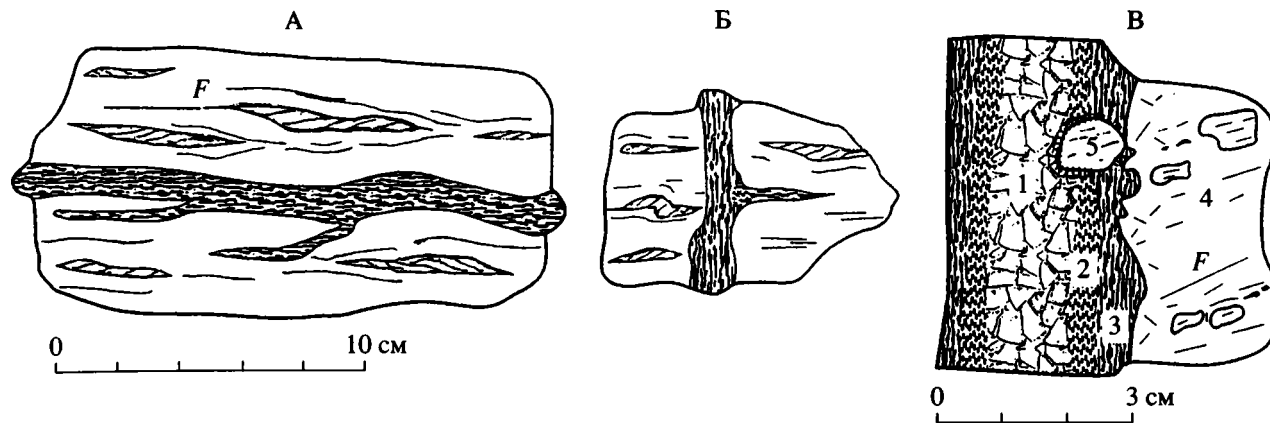


Рис. 3. Жилы габбро в лерцолитах: А – ориентированные вдоль плоскости высокотемпературного пластического течения F в лерцолите (образец S1923/7) и Б, В – секущие эту плоскость (образцы S1923/10, S1925/3); В – детали строения контакта жилы габбро: 1 – среднезернистый плагиоклаз-клинопироксеновый агрегат; 2 – мелкозернистый агрегат минералов группы эпидот-цоизита и зеленовато-бурого амфибола, ориентированного параллельно контактам жилы; 3 – тонкие призмы желто-бурого амфибола, вытянутые вдоль контакта; 4 – лерцолит с реликтами энстатита и желто-бурым амфиболом в экзоконтакте жилы; 5 – агрегат энстатита с каймой амфибола, корродируемый габбро.

на. Паргаситы встречаются в сильно тектонизированном нерудном габбро с наиболее магнезиальным клинопироксеном, а также в амфиболите.

Рудный минерал во всех изученных габброидах вне зависимости от его количества в породе представлен ильменитом с очень выдержанным содержанием TiO_2 – 50–52%. В ассоциации с ним встречаются сфен, апатит и кварц.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРОИДОВ

Анализ структур изученных нами пород позволяет сформулировать два вывода. Во-первых, в ходе высокотемпературной перекристаллизации имело место пластическое течение вещества в условиях, близких к субсолидусным. Сама грануляция, вероятно, также является следствием этого пластического течения. Во-вторых, в ходе этой перекристаллизации возникали условия для внедрения в породу поздних высокодифференцированных и относительно высокожелезистых флюидонасыщенных порций расплава. Это подтверждается сидеронитовыми структурами пород, где ангдральные зерна ильменита, а иногда и роговой обманки цементируют необласты пироксенов и плагиоклазов. Учитывая тесную пространственную ассоциацию габброидов с перидотитами в пределах южного борта разлома Вима, можно предполагать, что именно подъем перидотитов в верхние горизонты коры и сдвиговые деформации стенок магматических камер, образованных реститами, обусловили пластическое течение не до конца застывшего габбро в магматической камере. Появление высокотемпературных амфиболов – чермакита и паргасита позволяет предположить, что остаточные расплавы были обогащены водным флюидом, фосфором, натрием и рудными

компонентами. Более высокотемпературные продукты ранних этапов фракционной кристаллизации, вовлеченные в движение уже остывающими, практически не перекристаллизованы, но местами претерпели сильное дробление и милонитизацию.

В ходе последующего подъема габброидов в верхние горизонты коры они испытали ряд стадий ретроградного метаморфизма в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

КОНТАКТЫ ГАББРО С РЕСТИТОВЫМИ ПЕРИДОТИТАМИ

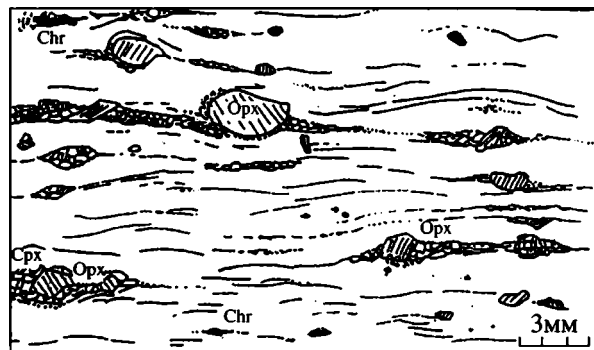
Прямые контакты габбро с лерцолитами и гарцбургитами наблюдались в образцах станций S1923, S1925 и S1928. Они представлены:

– жилами габбро в перидотитах мощностью от 0.5 до 7 см. Они имеют как прямолинейные, так и извилистые или расщепляющиеся границы. Иногда резкие контакты пород по простиранию становятся расплывчатыми, перидотит насыщается рассеянными зернами, сегрегациями плагиоклаза или диопсида. Нередко в эндоконтактах жил развит амфибол. Одни жилы круто секут минеральную уплощенность лерцолитов, другие субсогласны с ней; ориентировка минералов габбро параллельна контактам жил (рис. 3);

– магматическими брекчиями габбро-лерцолитового состава и фрагментами, включающими контакт габбро-лерцолит. В брекчиях остроугольные и округлые обломки лерцолита размером 1–4 см цементируются габбро неоднородной структуры и текстуры – от мелкозернистой до пегматоидной, трахитоидной или массивной. Тонкие плагиоклазовые жилки рассекают габбро и ультрамафиты;



S1912/12



S1915/45

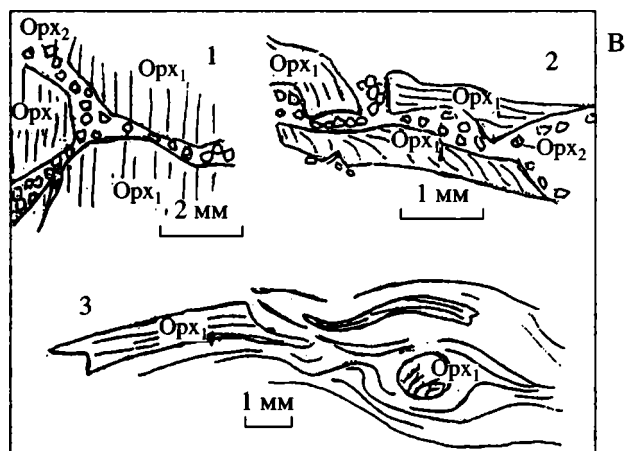


Рис. 4. Микроструктуры лерцолитов, зарисовки по микрофотографиям: А – порфирокластическая структура: деформированные и частично рекристаллизованные зерна энстатита (Orx) и диопсида (Cpx), обтекаемые оливином, который замещен глинисто-серпентиновым агрегатом; Chr – хромшпинелид; Б – милонитовая структура: сохранились округлые “обтертые” зерна пироксенов со следами вращения в тонкозернистом рекристаллизованном агрегате оливина и пироксенов, растянутом в узкие полоски; В – примеры деформационных микроструктур, демонстрирующие усиление роли сдвиговых деформаций по мере развития процесса: от рекристаллизации крупного энстатита Orx₁ с образованием неомластов Orx₂ по зонам хрупких деформаций (1), последующего растаскивания и пластических деформаций реликтов Orx₁ (2) до вращения этих реликтов среди пластической милонитовой массы (3).

– ксенолитами и резорбированными сростками зерен ортопироксенов или отдельными зернами хромшпинелида и ортопироксена в габбро. Сростки или отдельные зерна пироксенов и хромшпинелида, погруженные в мелкозернистое габбро, представляют продукт дальнейшей дезинтеграции более крупных ксенолитов ультрамафитов. Размеры их составляють доли сантиметра; границы фрагментов неровные, извилистые со следами резорбции пироксенов полевошпатовой, а иногда – кварц-полевошпатовой массой.

ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЕ (РЕСТИТОВЫЕ) УЛЬТРАМАФИТЫ

Верхнемантийные (реститовые) ультрамафиты представлены в основном шпинелевыми и значительно реже плагиоклазсодержащими лерцолитами и гарибургитами и дунитами. Они характеризуются чрезвычайно разнообразными текстурами и структурами, что отражает механизмы, стиль и степень деформаций “исходных” протогранулярных крупнозернистых пород.

Лерцолиты с протогранулярными, переходящими в порфирокластическими структурами состоят из крупных – 5–7 до 10 мм – таблитчатых зерен пироксенов (15–25 до 30%), серпентин-глинистых псевдоморфоз по оливину, размеры которых также достигают 6–7 мм, и аксессуарного хромшпинелида, размерами от 0.3 до 1.5 мм, дендритовидной или ксеноморфно-лепешковидной формы. Мелкие (0.1–0.5 мм) округлые зерна плагиоклаза, замещаемые соссоритом и гидрогранатом, встречаются спорадически и иногда ассоциируют с хромшпинелидом. Амфибол присутствует в отдельных образцах, где развивается вдоль тонких зон, секущих высокотемпературную минеральную уплощенность, или по сети жилок вместе с тальком. Диопсид всегда встречается реже энстатита, за исключением тех случаев, когда порода насыщена прерывистыми прожилками диопсида, секущими минеральную уплощенность (станция S1928). Полосчатое распределение пироксенов и линейно-плоскостные ориентировки минералов ясно выражены во многих образцах. В породах со структурами, переходящими в порфирокластические, неомласты пироксенов, размерами 0.3–0.5 мм, развиваются по периферии крупных зерен и по трещинам разрыва, растаскивая энстатит при формировании так называемой “pull-apart lineation”. С увеличением количества неомласта крупные таблитчатые зерна энстатитов приобретают изогнутую, растянутую форму (рис. 4А).

В лерцолитах с порфирокластическими структурами растянутые линзовидные фрагменты агрегатов зерен (4–6 мм) или отдельные деформированные таблитчатые пироксены очковой формы погружены в гранобластовую массу мелких (0.1–0.2 мм) зерен энстатита и диопсида. Такие же

необласты развиваются по ветвящимся трещинам внутри пироксенов; причем диопсид перекристаллизовывается более интенсивно, чем энстатит. Уплощенность здесь выражена четче, чем в породах с протогранулярной структурой, и нередко наблюдаются пересекающиеся направления линейности: раннее (реликтовое), выраженное "растаскиванием" крупных энстатитов ("pull-apart" линейности), и относительно позднее, проявленное в ориентировке цепочек необластов, лежащих в плоскости новообразованной гнейсовидности – пластического течения с образованием мелких необласт (рис. 5). Амфибол в этих породах присутствует спорадически, располагаясь в новообразованной плоскости течения.

Лерцолиты с милонитовыми структурами характеризуются исключительно хорошо выраженной минеральной уплощенностью, тонкой полосчатостью и очковыми гнейсовидными текстурами. Размеры порфинокласт и необласт здесь значительно меньше – 1.5–3 и 0.01–0.3 мм соответственно. Нередко порфинокласты энстатита представлены тонкими изогнутыми пластинами с соотношением ширины и длины зерен как 1 : 7 или 1 : 12. В тенях давления порфинокласт и по трещинам в них развиваются очень мелкие (менее 0.01 мм) необласты. Соотношение характера изгиба спайности в порфинокластах и ориентировки линейно-плоскостных структур обтекающей их массы однозначно указывает на сдвиговый режим деформаций (см. рис. 4Б, 4В). В тех случаях, когда в породе присутствуют плагиоклазы либо/и амфиболы, они концентрируются в полосы и слои, чередующиеся с таковыми, но существенно пироксенового или пироксен-оливинового (серпентинового) состава.

Состав *энстатитов* в лерцолитах с протогранулярными и порфинокластическими структурами характеризуется следующими особенностями: в крупных зернах (порфинокластах) содержание Al_2O_3 4.3–4.6 и 3.0–5.6% соответственно, Cr_2O_3 0.50–0.56 и 0.70–1%. Необласты энстатита в каждом из образцов порфинокластических лерцолитов содержат меньше на 0.3–1.3% Al_2O_3 и также меньше на 0.20–0.25% Cr_2O_3 . Содержание TiO_2 во всех энстатитах менее 0.1% (табл. 1, рис. 6).

Состав *диопсидов* в тех же породах также закономерно меняется: в крупных зернах (порфинокластах) содержание Al_2O_3 5.7–6.6 и 4.6–4.9%, до 6.0% соответственно, Cr_2O_3 1.0–1.36 и 0.9–1.9%. В необластах диопсида содержание Al_2O_3 снижается до 3.5%, Cr_2O_3 – до 0.45%. Содержание TiO_2 в крупных диопсидах составляет 0.2% (см. табл. 1, рис. 6).

Хромшпинелиды лерцолитов с протогранулярными и зарождающимися порфинокластическими структурами низкохромистые – $Cr^{\#}$ -18 в крупных зернах и около 16 – в мелких, высокомагнезиальные – $Mg^{\#}$ -74–78. В породах с порфи-

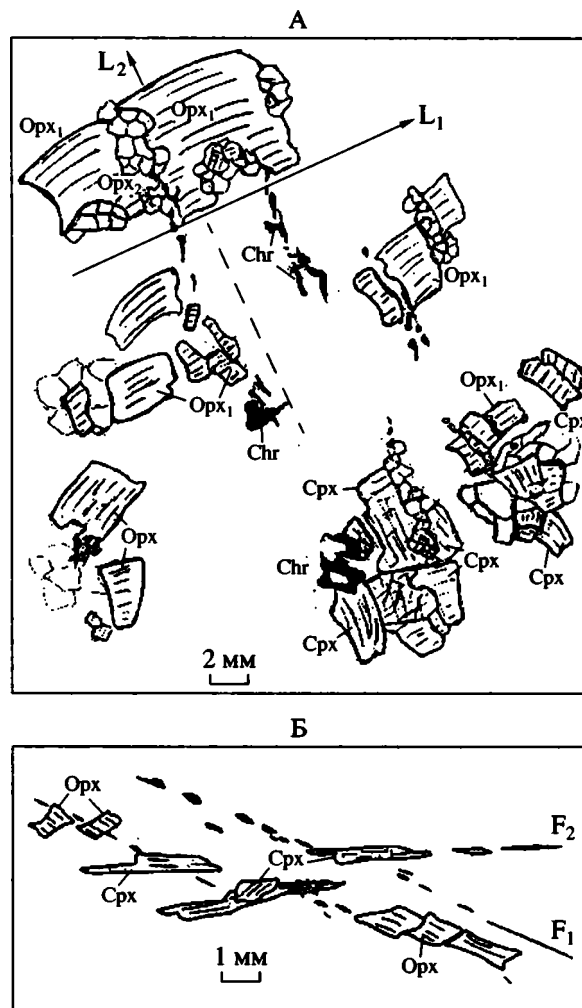


Рис. 5. Примеры пересекающихся систем линейно-плоскостных ориентировок в лерцолитах, отражающие смену поля напряжений в ходе деформаций: А – линейность растаскивания (pull-apart lineation) энстатитов L_1 , образованная при субсолидном пластическом течении лерцолитов, пересекается линейностью L_2 , маркируемой цепочками необласт пироксенов и хромшпинелида; L_2 развивается в относительно низкотемпературных условиях. Зарисовка по микрофотографии шлифа S1923/43; Б – плоскость минеральной уплощенности (течения) лерцолитов F_1 с реликтами крупных энстатитов – Орх пересекается уплощенными цепочками диопсида – Срх, маркирующими плоскость течения F_2 при импрегнация лерцолитов базальтоидными компонентами. Зарисовка по образцу S1928/4.

рокластическими структурами, переходящими к милонитовым, вариации хромистости и магнезиальности значительнее – от 17 до 41 и от 7 до 50 соответственно. При этом вариации состава существенны в образцах с разной структурой и/или из разных станций и незначительны в пределах одного образца (рис. 7, см. табл. 1). В плагиоклазосодержащих лерцолитах хромистость шпинелида возрастает вместе со снижением его магнезиальности.

Таблица 1. Представительные анализы хромшпинелидов перидотитов разлома Вима

№ по пор.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Компоненты и параметры	S1924/01	S1905/55	S1913/40	S1915/07	S1923/81	S1925/42	S1901/02	S1902/13	S1903/09	S1904/61	S1905/95	S1907/03	S1910/02	S1911/01	S1911/16	S1909/01	S1909/01	S10/10/15	S10/10/15
TiO ₂	0.06	0.04	0.07	0.08	0.10	0.14	0.24	0.04	0.07	0.00	0.04	0.10	0.13	0.01	0.20	0.12	0.05	0.20	0.13
Al ₂ O ₃	50.63	43.22	50.56	34.19	44.32	33.97	31.56	44.95	35.72	32.44	40.91	51.15	31.72	46.43	51.44	44.45	53.15	31.28	31.07
Cr ₂ O ₃	16.93	25.85	15.33	30.81	24.33	35.29	35.48	22.73	30.79	32.36	27.69	15.67	35.57	19.52	16.72	20.76	13.35	38.41	37.79
FeO	13.21	13.65	13.37	20.80	11.82	13.81	19.12	16.45	19.64	20.10	15.62	16.13	18.78	15.55	12.50	18.66	14.78	15.18	14.83
MnO	0.12	0.20	0.14	0.14	0.24	0.46	0.69	0.36	0.24	1.00	0.36	0.37	0.24	0.09	0.15	0.18	0.13	0.61	0.64
MgO	19.06	16.96	19.57	14.30	18.18	15.42	12.79	15.35	13.32	13.29	15.72	15.36	13.34	17.66	18.86	15.60	18.17	14.12	13.81
Сумма	100.00	99.92	99.04	100.33	98.99	99.09	99.88	99.88	99.78	99.19	100.34	98.78	99.78	99.26	99.87	99.77	99.64	99.80	98.27
Cr [#]	18.32	28.63	16.91	37.68	26.91	41.07	42.99	25.33	36.63	40.09	31.23	17.05	42.93	22.00	17.90	23.85	14.42	45.17	44.93
Mg [#]	74.79	70.23	76.89	60.01	75.02	67.27	56.53	63.67	57.84	58.53	65.72	63.12	58.20	70.89	74.31	63.44	71.28	62.68	62.49

Представительные анализы пироксенов перидотитов разлома Вима

№ по пор.	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
Компоненты	S1924/01	S1924/01	S1905/55	S1905/55	S1913/40	S1913/40	S1913/40	S1925/42	S1925/42	S1925/88	S1925/88	S1923/81	S1923/81	S1915/07	S1915/07	S1902/13	S1904/61	S1904/61	S1911/16
	Орх	Срх	Орх	Срх	Орх	Срх	Срх	Орх	Срх	Орх	Срх	Орх	Срх	Орх	Срх	Орх	Орх	Срх	Орх
	Н	Пк	Пк	Пк	Пк	Пк	Н	Пк	Пк	Пк	Пк	Пк	Пк	Пк	Пк	Пк	Н	Н	Пк
SiO ₂	54.30	51.25	55.13	51.46	53.69	50.78	52.18	55.52	50.48	56.18	52.19	54.75	50.47	56.13	52.98	54.05	55.83	54.33	53.87
TiO ₂	0.07	0.20	0.04	0.09	0.11	0.23	0.25	0.13	0.18	0.09	0.10	0.03	0.13	0.05	0.11	0.05	0.04	0.08	0.07
Al ₂ O ₃	3.61	6.27	4.31	4.69	5.63	6.09	4.22	2.99	5.18	3.45	4.93	4.07	4.60	2.02	2.65	3.77	1.60	0.97	5.07
Cr ₂ O ₃	0.56	1.24	0.82	1.18	0.89	1.27	0.72	0.79	1.81	0.71	1.84	0.87	1.18	0.52	0.81	0.82	0.26	0.27	0.68
FeO	6.77	2.74	5.73	2.37	6.70	2.99	2.79	5.78	2.32	5.63	2.46	5.66	2.24	6.47	2.42	6.22	6.77	2.29	6.10
MnO	0.14	0.09	0.14	0.16	0.15	0.07	0.05	0.16	0.18	0.13	0.14	0.16	0.13	0.16	0.08	0.08	0.21	0.06	0.24
MgO	33.48	15.40	32.10	16.69	31.71	16.49	16.85	32.24	14.86	32.68	16.26	31.74	16.04	34.82	18.11	32.77	34.10	17.54	31.34
CaO	0.51	21.82	1.19	22.34	1.65	19.57	21.13	1.05	23.69	1.14	21.53	0.76	21.58	0.64	22.33	0.82	0.46	24.34	1.07
Na ₂ O	0.05	0.65	0.00	0.27	0.04	0.71	0.66	0.07	0.42	0.00	0.54	0.00	0.37	0.04	0.16	0.28	0.00	0.00	1.05
Сумма	99.50	99.66	99.46	99.25	100.56	98.18	98.86	98.73	99.12	100.01	99.99	98.04	96.74	100.84	99.65	98.86	99.27	99.88	99.49

Примечание: 1 – лерцолит с протогранулярной структурой; 2–6 – перидотиты с порфинокластическими структурами; 7–15 – амфибол-серпентиновые породы по перидотитовым blastsмилонитам; 16, 17 – плагиоклаз-амфибол-серпентиновая порода с полосчатой текстурой; 18, 19 – хромитовая руда с амфиболом; 20, 21 – лерцолиты с протогранулярными структурами; 22–32 – лерцолиты с порфинокластическими структурами; 33, 34 – гарцбургиты с порфинокластическими структурами; 35–38 – амфибол-серпентиновые породы по перидотитовым blastsмилонитам.

Пк – порфинокласты, Н – необласты. Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен.

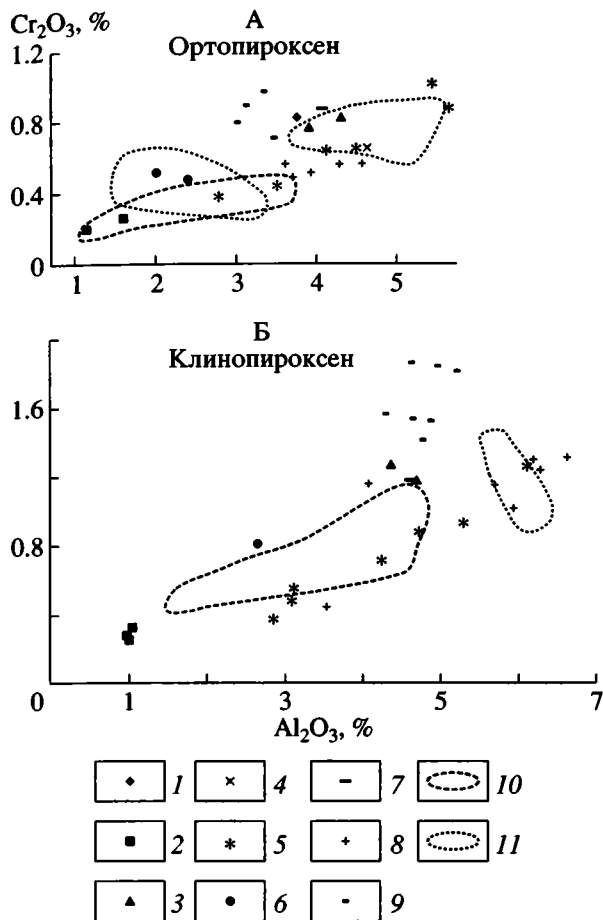


Рис. 6. Диаграммы Cr_2O_3 – Al_2O_3 орто- (А) и клинопироксенов (Б) перидотитов разлома Вима.

1–9 – станции драгирования: 1 – S1902, 2 – S1904, 3 – S1905, 4 – S1911, 5 – S1913, 6 – S1915, 7 – S1923; 8 – S1924, 9 – S1925; 10, 11 – поля составов пироксенов полигона “Наутилус” [14]; 10 – необласты, 11 – порфирикласты.

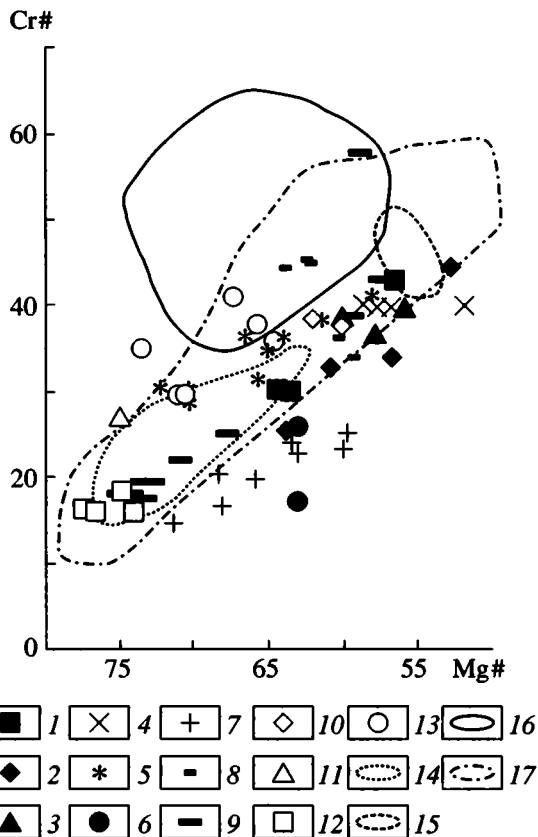


Рис. 7. Диаграмма хромистость–магнезиальность шпинелей перидотитов разлома Вима.

1–13 – станции драгирования: 1 – S1901, 2 – S1902, 3 – S1903, 4 – S1904, 5 – S1905, 6 – S1907, 7 – S1909, 8 – S1910, 9 – S1911, 10 – S1915, 11 – S1923, 12 – S1924, 13 – S1925; 14–17 – поля составов шпинелей по данным других исследователей: 14, 15 – полигон “Наутилус” [14] (14 – порфирикласты, 15 – необласты), 16 – разлом Зеленого Мыса [4], 17 – разлом Романш [7].

Таким образом, состав пироксенов и шпинелидов протогранулярных лерцолитов, служивших протолитом при образовании последующих структурных разновидностей перидотитов, отражает очень слабую степень деплетирования родоначальных мантийных пород. По этим характеристикам рассмотренные лерцолиты являются одними из самых слабодеплетированных пород в Атлантике. В ходе деформаций, приводящих к рекристаллизации пироксенов, в новообразованных зернах снижалось количество окиси хрома и окиси алюминия, т.е. эти компоненты выносились из крупных зерен, поскольку новые равновесия устанавливались при более низких температурах. Наиболее интенсивно этот процесс проходил в диопсидах. На рисунках 6А и 6Б видно, что в координатах Al_2O_3 – Cr_2O_3 составы пироксенов образуют компактные поля, имея при этом существенные различия. Так, энстатиты станции S1925 при относительно низких содержаниях Al_2O_3 имеют значи-

тельно более высокое содержание Cr_2O_3 , чем в пироксенах станции S1924, давая другой корреляционный ряд. Так же тенденция, что и на станции S1925, прослеживается в образцах станций S1902, S1905, S1915 и S1923. Тренд с пониженным содержанием Cr_2O_3 характерен для станций S1924, S1911, S1913. В целом породы характеризуются несколькими равновесными ассоциациями пироксенов (порфирикласты и необласты), и различия между образцами (станциями) отражают как разную меру частичного плавления исходного вещества, так и разный состав этого вещества перед плавлением (соотношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$) и степень деформаций.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ (РЕСТИТОВЫХ) УЛЬТРАМАФИТОВ

Рассмотренные характеристики структур и состава пород свидетельствуют о том, что ультра-

базиты слабодеплетированы и образованы в ходе низкой степени частичного плавления мантийного вещества. Кроме того, они претерпели несколько этапов высокотемпературного пластического и затем – хрупкопластического течения. Полосы излома, волнистое угасание в энстатитах и линейно-плоскостные ориентировки минералов в протогранулярных, а также в порфирокластических лерцолитах образованы в ходе трансляционного внутрикристаллического скольжения при субсолидусных температурах [20]. Таким образом, остаточные деформации раннего из фиксированных этапов пластического течения маркируют подъем мантийного вещества и его частичное плавление. Субсолидусные температуры минеральных равновесий энстатит + диопсид установлены и для центральных частей порфирокластов ($T = 911^\circ\text{C}$), необластов ($T = 959^\circ\text{C}$) [14]. На эти структуры наложены пластические деформации, протекавшие преимущественно в ходе рекристаллизации, что говорит о снижении температуры и/или увеличении скорости деформаций. При этом поле деформаций менялось – плоскость и направление более позднего течения не всегда совпадали с ранними (см. рис. 5); возникали линейные сдвиговые зоны, маркируемые тонкими необластами. При формировании милонитов и бластомилонитов преобладало межзерновое скольжение – мы видим “закрученные”, “обтертые” зерна реликтовых порфирокластов, разме-

ры которых сильно уменьшаются, так же, как уменьшается размер необластов (см. 2, 3 на рис. 4В). Одновременно происходила тонкая послойная (субпараллельно плоскостям течения) дифференциация минерального состава породы. Сдвиговый режим деформаций здесь выражен очень ярко. Судя по размеру необластов – 0.01 до 0.005 мм, дифференциальный стресс и скорость деформаций здесь были максимальными. Амфибол появляется чаще в лерцолитовых бластомилонитах, однако распространены и “сухие” безамфиболовые бластомилониты, что заставляет предполагать существование быстрых (“мгновенных”) разрядок напряжений в горячих реститах и, соответственно, очень высоких скоростей их деформаций.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ АМФИБОЛОВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ

Метаморфические амфиболовые ультрамафиты составляют значительную группу среди драгированных пород. Наибольший интерес представляют породы с метаморфическими немато-гранобластовыми (призматически-зернистыми) структурами и полосчатыми, гнейсовидными, сланцеватыми текстурами. Породы состоят из бесцветного амфибола, минералов группы серпентина и глинистых минералов по оливину, псевдоморфно замещающих последний, хромшпинелида, иногда – реликтовых зерен энстатита, диопсида и плагиоклаза. В сланцах с несколькими генерациями амфибола присутствуют тальк и магнетит. Количественные вариации этих минералов (в основном амфиболов и серпентин-глинистых минералов по оливину) обуславливают полосчатую или полосчато-линзовидную текстуру пород. Содержания амфиболов в породе меняются от 15–20 до 60%, отдельные миллиметровые прослои состоят на 95% из амфибола. Минеральная уплотненность подчеркнута субпараллельной ориентировкой призм амфибола, которые формировались в поле напряжений сдвиговых деформаций. Уплотненность нередко деформирована с образованием макро- и микроскладок (рис. 8). На станциях S1902 и S1911 подняты образцы, представляющие собой бластомилониты по серпентин(оливин)-амфиболовым породам, в которых округлые зерна крупных амфиболов со следами вращения погружены в тонкозернистый серпентин-амфиболовый агрегат. Реже встречаются массивные крупнозернистые порфирокластические лерцолиты с сеткой ветвящихся прожилков мелкозернистого и призматически-игольчатого амфибола и амфиболовыми каймами по периферии крупных деформированных пироксенов. Прожилки и отдельные призмы амфиболов пересекают минеральную уплотненность и цепочки, линзы пироксеновых необластов, образованных на бо-

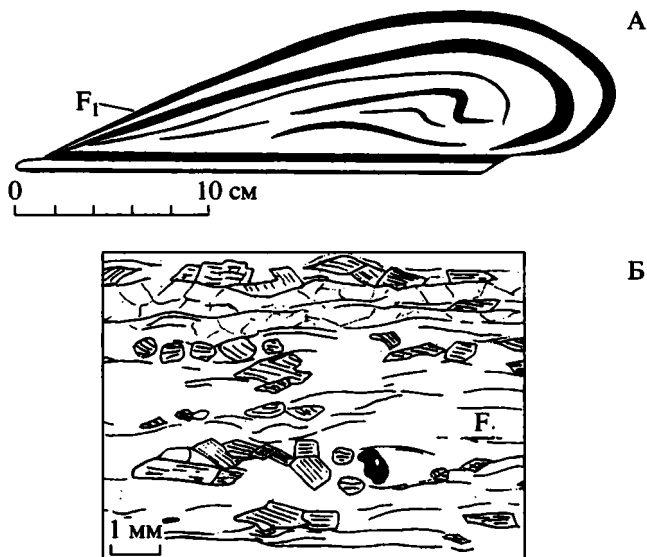


Рис. 8. Структуры ультраосновных амфиболсодержащих метаморфитов: А – складка в полосчатой плагиоклаз-амфибол-серпентиновой породе, образец S1909/1; темные полосы – плагиоклаз и амфибол, светлые – серпентин по оливину; Б – микроструктура серпентин-амфиболовой породы, образец S1901/2. Призмы амфибола (заштрихованы) ориентированы в сланцеватом серпентиновом матриксе; черное зерно – хромшпинелид; F – след плоскости течения.

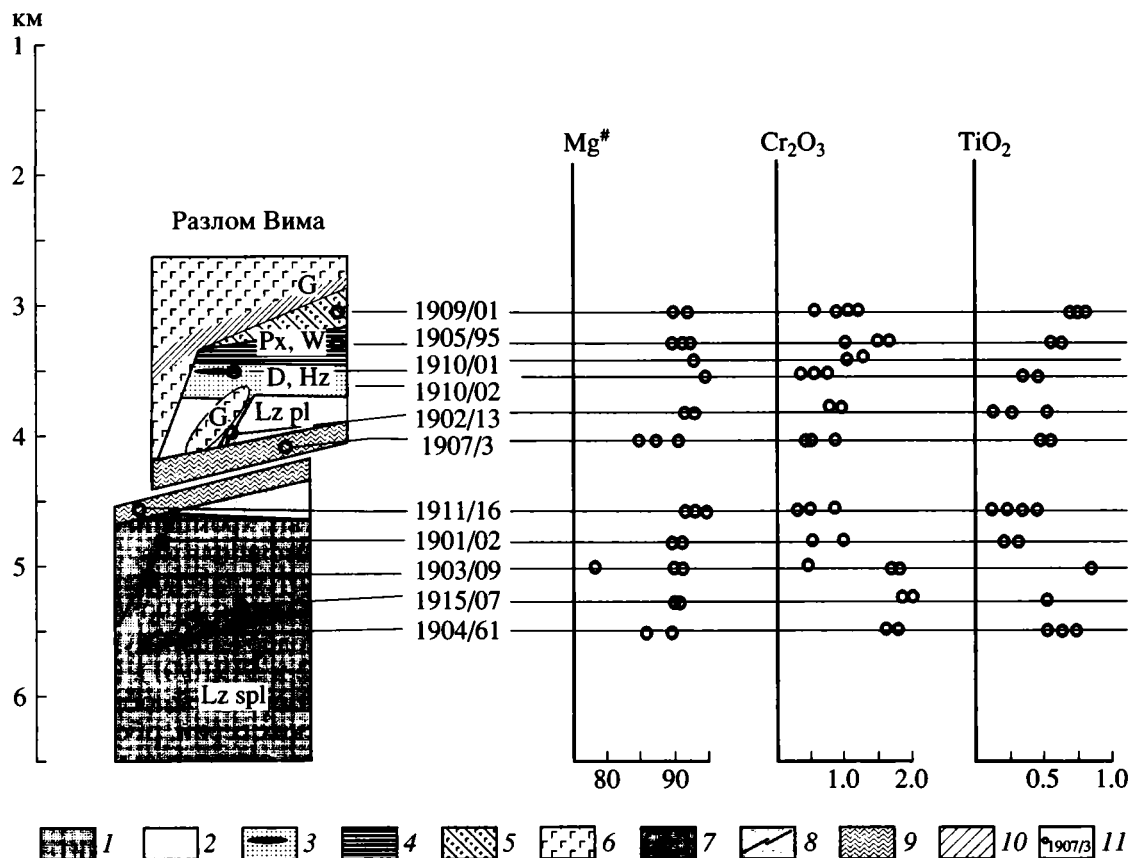


Рис. 9. Положение ультраосновных амфиболсодержащих метаморфитов в схематизированном разрезе океанической литосферы разлома Вима и характеристики составов амфиболов.

1 – Lz spl – лерцолиты шпинелевые; 2 – Lz pl – лерцолиты плагиоклазовые; 3 – D, Hz – дуниты и гарцбургиты с линзами хромититов (черное); 4, 5 – Px, W – породы переходной серии: 4 – верлиты, клинопироксениты, 5 – плагиоклаз-пироксен-оливиновые породы; 6 – G – габбро; 7 – зоны катализа и амфиболизации в шпинелевых лерцолитах; 8 – зоны милонитизации и высокотемпературной амфиболизации в шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитах; 9 – зоны рассланцевания и низкотемпературной амфиболизации, оталькования и хлоритизации в ультрамафитах; 10 – зоны рассланцевания и амфиболизации в габбро; 11 – положение образца и его номер. Mg# = 100Mg/(Mg + Fe), Cr₂O₃ и TiO₂ – в вес. %.

лее раннем этапе “сухих” высокотемпературных деформаций.

По текстурно-структурным особенностям и минералогическому составу мы выделяем несколько типов протолита для амфиболсодержащих метаморфитов, и это разделение, как будет показано ниже, подтверждается особенностями состава амфиболов.

На рис. 9 отражено положение анализированных ультраосновных амфиболсодержащих метаморфитов в схематизированном разрезе океанической литосферы разлома Вима. Они развиваются преимущественно в следующих комплексах пород: 1 – шпинелевых перидотитах, как правило, бластомилонитах по лерцолитам; 2 – плагиоклазовых лерцолитах с бластомилонитовыми и порфирокластическими структурами; 3 – породах переходной серии – дунитах, верлитах, клинопироксенитах и плагиоклаз-пироксен-оливиновых породах.

В метаморфитах первой и второй групп часто сохраняются реликты первичных минералов – порфиробластов энстатита, реже – диопсида или линзовидные агрегаты этих минералов, иногда с псевдоморфно замещенными мелкими зернами плагиоклаза. Призматическзернистый амфибол обтекает реликтовые порфиробласты, тогда как вытянутые уплощенные или гранобластовые зерна глинисто-серпентиновых псевдоморфоз по оливину субпараллельны ориентировке основной массы амфиболов (обр. S1903/09, S1904/61, S1902/13). Метаморфиты с двумя генерациями амфибола имеют ярко выраженную гнейсовидную, милонитовую текстуру, в которой развальцованные или “обтертые”, со следами вращения, призмы амфибола первой генерации размером 1–2 мм погружены в нематогранобластовую (размер зерен 0.2–0.5 мм) амфибол-серпентиновую матрицу (обр. S1901/02, S1911/48). Хромшпинелид представлен как реликтовыми ангедральными зернами

ми размером до 1.5 мм среди пироксенов, так и мелкими (0.3 мм) субгидральными зернами среди серпентина и амфибола. Оптически зональные округлые зерна хромшпинелидов с непрозрачным или темно-коричневым ядром, окруженным светлой оливковой каймой, встречаются в серпентин-амфиболовых породах без следов первичного состава и структур (обр. S1902/01, S1911/42).

В метаморфитах *третьей группы* (обр. S1905/95, S1909/01, S1910/02) отчетливо выражено тонкополосчатое чередование слоев (1 мм – доли миллиметра) разного состава, включая существенно плагиоклазовые (до 80%) с субгидральным хромшпинелидом, серпентин-амфиболовые и амфиболовые прослои с хромшпинелидом иного габитуса. Гнейсовидные текстуры в таких породах отсутствуют, и, судя по расположению минералов резко различного состава, метаморфическая полосчатость наследует первичную, обусловленную чередованием существенно плагиоклазовых, пироксеновых и оливиновых слоев. Подобные черты текстуры и минерального состава типичны для кумулятов расслоенной серии океанической литосферы [10]. Химизм минералов подтверждает это предположение. Возможно, к этой же серии либо к структурно верхним частям разреза реститов принадлежат аподунитовые клинопироксен- и амфиболсодержащие серпентиниты с мелким (0.1–0.2 мм) эвгидральным красноватым хромшпинелидом (обр. S1910/02). В ассоциации с ними поднят обломок массивных хромитов с амфиболовым цементом (обр. S1910/01).

Плойчатые, тонколистватые сланцы тальк-серпентин-амфиболового состава с несколькими генерациями амфиболов, в основном актинолит-тремолитового ряда, без реликтов состава или текстур исходной породы, распространены на станциях S1907 и S1911.

Пироксены, амфиболы, хромшпинелиды и плагиоклазы ультраосновных метаморфитов представлены несколькими генерациями, различающимися по морфологии, размерам зерен, их положению в структуре породы и по составу.

Пироксены представлены: 1) сохраняющимися в ряде случаев реликтовыми порфирокластами энстатита (образцы S1911/16 и S1902/13). По магнетиальности и содержаниям окиси хрома и окиси алюминия состав ядер порфирокластов аналогичен составу пироксенов безамфиболовых крупнозернистых лерцолитов; 2) крупными энстатитами с резко пониженными содержаниями Al_2O_3 – 1.2–2.4% и Cr_2O_3 – 0.2–0.55% (станции S1915 и S1904); 3) новообразованными мелкими энстатитами и диопсидами, имеющими практически одинаковые содержания окиси алюминия – 1.1–1.6% и окиси хрома – 0.2–0.3% в орто- и клинопироксенах, заметно более низкие, чем в необластах порфирокластических лерцолитов (см. табл. 1, рис. 6).

Амфиболы представлены в основном чермакитовой и магнезиальной роговой обманкой, паргаситом и актинолит-тремолитом. Содержание основных окислов варьирует в следующих пределах: Al_2O_3 – 5–14%, Cr_2O_3 – 0.3–2.05, TiO_2 – 0.1–1.2, MgO – 16.5–23.5, CaO – 10.7–13.2 и SiO_2 – 44–54% (табл. 2). Зависимость состава амфиболов от состава протолита, положения в разрезе относительно границы реститовых перидотитов и габброидов и приуроченности пород к зонам деформаций различного типа показана на схематизированном разрезе океанической литосферы разлома Вима (см. рис. 9).

Рисунок 10 иллюстрирует очевидные различия между составами амфиболов из пород, сохранивших структуру порфирокластических или бластомилонитовых лерцолитов (обр. S1904/61, S1915/07), и из тонкополосчатых хромшпинелид-плагиоклаз-серпентиновых амфиболитов, где возможным протолитом являются плагиоклаз-оливин-пироксеновые кумуляты (обр. S1905/95 и S1909/01), а также из хромитсодержащих дунитов и хромититов (обр. S1910/02 и S1910/01). Эти различия состоят в том, что амфиболы, образованные в породах магматических серий, обогащены титаном и обеднены хромом относительно амфиболов реститовых перидотитов; амфибол в цементе хромититов обогащен хромом и титаном относительно амфибола во вмещающих дунитах. В то же время повышенные содержания окиси титана присущи также амфиболам из пород со следами интенсивных хрупких деформаций – дробления и расщепления (обр. S1903/09 и S1907/03). Амфибол, замещающий энстатит в лерцолитах с крупнозернистой порфирокластической структурой, отличается наиболее высокими – до 2.0% – содержаниями окиси хрома при близких значениях магнетиальности и содержания щелочей в сравнении с амфиболами в метаморфитах, образованных предположительно по породам полосчатой кумулятивной серии. Эти особенности состава амфиболов отражают, на наш взгляд, близкий состав исходного метаморфического флюида, его реакцию с реститом (выщелачивание хрома), циркуляцию флюида сквозь горячие перидотиты и последовательную эволюцию его состава при прохождении в верхние горизонты океанической коры.

Амфиболы мелкоплойчатых тальксодержащих сланцев резко выделяются очень высокой – $Mg^{\#}$ -91.9–94.4 – магнетиальностью и низкими содержаниями окиси хрома и окиси титана (обр. S1911/16). В этих породах магнетиальность амфибола нарастает во внешних каймах тонких призм. Еще более резкие различия в составе последовательных генераций амфиболов видны в образце S1903/09, где присутствуют и относительно низкомагнезиальный ($Mg^{\#}$ -76.7) высокохромистый, и высокомагнезиальный ($Mg^{\#}$ -92.2) низкохромистый амфиболы. Аналогичные соста-

Таблица 2. Представительные анализы амфиболов разлома Вима

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Образец	S1901/02a	S1901/02a	S1902/13	S1902/13	S1903/09	S1903/09	S1903/09	S1904/61	S1904/61	S1904/61	S1905/95	S1907/03	S1907/03	S1909/01
Минерал	MP	MP	MP	MP	Ч	Э	MP	Ч	MP	Э	MP	MP	MP	Ч
SiO ₂	50.58	51.22	50.87	53.11	47.15	47.07	46.97	46.05	46.46	46.55	49.22	52.13	48.25	45.71
TiO ₂	0.30	0.15	0.15	0.11	0.80	0.83	0.80	0.51	0.69	0.65	0.56	0.38	0.57	1.08
Cr ₂ O ₃	0.95	0.62	0.95	0.71	0.43	1.71	1.57	1.55	1.83	1.58	1.40	0.49	0.83	1.09
Al ₂ O ₃	9.07	8.69	10.01	7.21	7.90	12.62	11.64	11.21	11.33	11.03	10.67	7.52	10.51	13.58
FeO	3.01	3.08	3.41	3.01	3.74	3.50	3.61	4.02	4.06	3.86	2.80	3.32	3.77	4.11
MnO	0.00	0.13	0.10	0.09	0.12	0.08	0.09	0.17	0.02	0.11	0.04	0.15	0.01	0.06
MgO	20.10	19.69	20.04	21.36	24.68	16.96	18.57	18.92	18.35	18.49	19.73	20.16	19.17	18.16
CaO	12.61	12.96	12.56	13.11	12.67	12.91	11.64	12.67	13.18	12.85	12.76	13.00	12.52	12.11
Na ₂ O	1.68	0.93	1.43	1.23	0.41	2.23	2.23	1.81	1.50	2.08	1.71	1.18	1.68	2.03
K ₂ O	0.11	0.12	0.17	0.11	0.06	0.06	0.10	0.10	0.10	0.00	0.03	0.08	0.09	0.04
Cl	0.15	0.12	0.23	0.28	-	-	-	0.42	0.20	0.38	0.25	0.14	0.06	-
Сумма	98.38	97.58	99.69	100.11	97.98	97.97	97.18	97.01	97.51	97.22	98.88	98.37	97.40	97.99
№ п/п	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
Образец	S1909/01	S1909/01	S1910/02	S1911/01	S1911/01	S1911/16	S1911/16	S1911/16	S1911/16	S1915/07	S1915/07	S1910/01	S1910/01	
Минерал	MP	П	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	Ч	Ч	MP	MP	
SiO ₂	46.57	45.35	50.40	53.90	53.26	53.17	52.07	52.47	53.44	45.59	45.88	50.63	51.02	
TiO ₂	0.95	1.03	0.41	0.25	0.31	0.16	0.30	0.36	0.14	0.52	0.52	0.61	0.69	
Cr ₂ O ₃	0.75	1.18	0.33	0.44	0.39	0.47	0.66	0.59	0.38	1.86	1.98	1.12	1.34	
Al ₂ O ₃	12.13	12.87	10.40	5.59	6.19	7.27	7.48	7.85	5.12	12.52	12.55	7.98	8.60	
FeO	4.23	4.29	3.31	2.83	2.85	2.37	2.52	2.52	3.65	3.48	3.39	2.45	2.48	
MnO	0.06	0.00	0.00	0.12	0.08	0.12	0.11	0.01	0.15	0.04	0.06	0.16	0.05	
MgO	18.32	17.82	19.48	22.55	22.21	22.26	21.24	22.08	23.36	18.78	18.30	20.90	20.51	
CaO	12.49	12.72	12.80	11.73	11.74	12.34	13.01	12.49	10.68	12.69	12.89	12.79	12.89	
Na ₂ O	1.67	2.33	0.51	0.68	0.70	1.67	1.55	1.82	1.35	1.81	1.73	1.28	0.94	
K ₂ O	0.11	0.04	0.13	-	0.06	0.02	0.08	0.00	0.11	0.11	-	0.09	-	
Cl	0.15	0.05	0.09	0.03	0.03	-	-	0.03	0.09	0.04	0.07	-	-	
Сумма	97.32	97.69	97.72	98.05	98.62	98.09	97.74	99.88	98.97	100.25	98.27	97.41	97.41	

Примечание. MP – магнезиальная роговая обманка, Ч – чермакит, Э – эденит, П – паргасит. Прочерк означает отсутствие данных. 1–23 – амфибол-серпентиновые породы по перидотитовым бластомилонитам; 24, 25 – гарцбургиты с порфинокластическими структурами; 26, 27 – хромитовая руда с амфиболом.

вы нескольких поколений амфиболов устанавливаются и в образце S1907/03.

Хромшпинелиды значительно различаются по составу как в разных типах метаморфитов, так и в пределах одного образца. В целом большинство анализированных хромшпинелидов метаморфитов отличается от состава шпинелидов безамфиболовых перидотитов более высокой хромистос-

тью и относительно низкой магнезиальностью (см. табл. 1, рис. 7). Например, в амфиболсодержащих лерцолитах с порфинокластической структурой и метаморфитах с реликтовыми порфинокластами энстатита (образцы S1904/61, S1915/07) хромистость шпинелида меняется от 37 до 40 при магнезиальности 56–61, тогда как в основной массе шпинелевых лерцолитов эти вели-

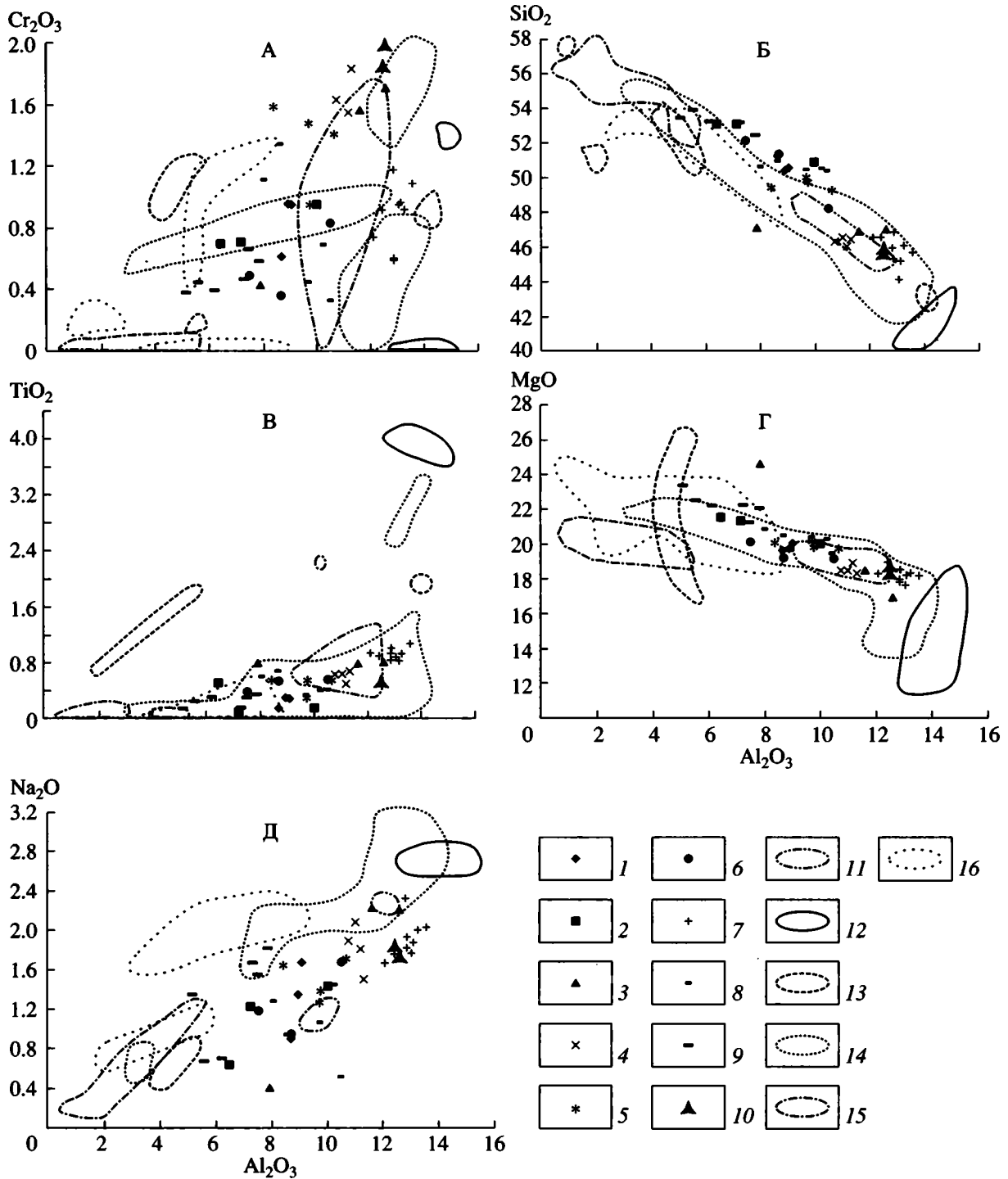


Рис. 10. Диаграммы соотношений окислов в амфиболах перидотитов разлома Вима.

1–10 – станции драгирования: 1 – S1901, 2 – S1902, 3 – S1903, 4 – S1904, 5 – S1905, 6 – S1907, 7 – S1909, 8 – S1910, 9 – S1911, 10 – S1915; 11–16 – поля составов амфиболов по данным других исследователей: 11 – разлом Вима [14], 12 – остров Сант-Поль [20], 13 – разлом Сен-Поль, 14 – остров Забаргад [12], 15 – разлом Хейс [1], 16 – разлом Ислас Оркадас [17].

чины колеблются в пределах 18–25, до 35 и 65–75 соответственно.

В фибробластовых серпентин-амфиболовых сланцах с реликтами деформированных энстатитов

тов (обр. S1911/16) к клинохлор-серпентин-амфиболовых сланцах (S1902/13) присутствуют реликтовые ксеноморфные крупные – до 0.8 мм – хромшпинелиды с $Mg^{#}25$, $Cr^{#}68$, мелкие субгидральные

округлые зерна размером 0.03–0.2 мм, Mg[#]-19, Cr[#]-73 и зональные округлые зерна размером 0.5–1.5 мм, в которых непрозрачные или темно-коричневые ядра имеют Mg[#]-58, Cr[#]-59 и Mg[#]-44, Cr[#]-53, а светло-оливковые каймы Mg[#]-19, Cr[#]-17 и в другом образце – Mg[#]-33, Cr[#]-61. Таким образом, в ходе одного из этапов метаморфизма повышается магнезиальность и уменьшается хромистость шпинелидов. Возможные физико-химические условия этого процесса, рассмотренного ранее на примере метаморфизма перидотитов острова Забаргад [12] и Кемпирсайского массива на Урале [8], будут обсуждены ниже.

Вариации состава хромшпинелидов установлены также в тонкополосчатых плагиоклаз-серпентин-амфиболовых метаморфитах (см. табл. 1, рис. 7). В этих породах состав хромшпинелидов меняется в зависимости от их приуроченности к разным прослоям – существенно плагиоклазовым, серпентиновым или амфиболовым (апопироксеновым?) и, возможно, частично отражает реликтовый тренд магматической кристаллизации – рост хромистости и железистости шпинелида в ходе кристаллизации. В то же время существенный метаморфизм, приведший к формированию новых равновесных парагенезисов, по-видимому, сильно изменил первичную картину, обусловленную кристаллизационной дифференциацией. Хроммагнетитовые, магнетитовые каймы вокруг шпинелидов наблюдались в редких случаях в серпентин-амфиболовых сланцах с большим количеством хлорита и талька.

Плагиоклаз в полосчатых хромшпинелид-серпентин-амфиболовых породах имеет высокое (около 95%) содержание анортитовой компоненты.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ АМФИБОЛОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ

Практически все обсуждаемые образцы драгированы в области контакта перидотитов и габбро и, таким образом, пространственно ассоциируют с зонами деформаций именно в этой области. Это подтверждается и разнообразием состава протолита, и вариациями деформационных структур исходных пород. Как было показано, до образования метаморфических парагенезисов с амфиболом реститовые перидотиты испытали высокотемпературные деформации с развитием порфирокластических, бластомилонитовых структур. Сдвиговые пластические и хрупкие деформации продолжались и в ходе образования амфиболсодержащих ультрамафитов.

Температурные условия их формирования могут быть оценены с привлечением экспериментальных и расчетных данных образования амфиболов различного состава [1, 2, 3, 9] и, в частности, тех, где учитывается соотношение $Al^{IV}-Al^{VI}$,

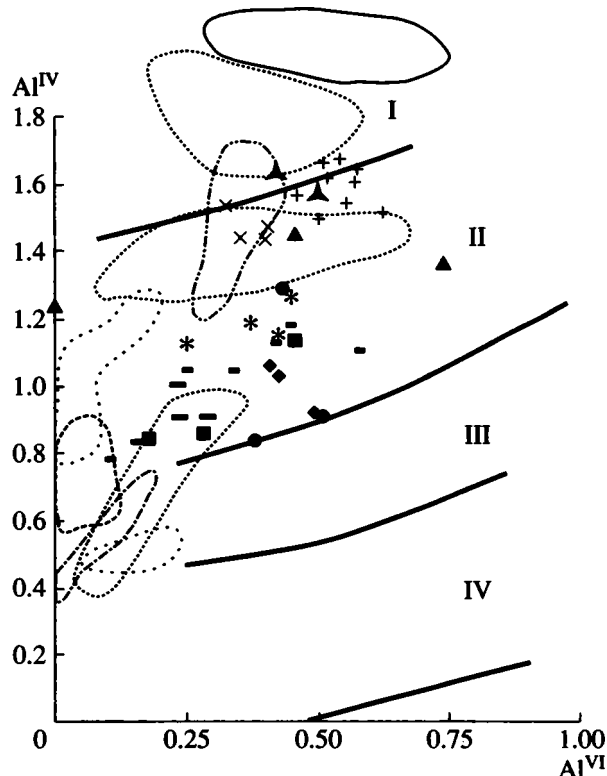


Рис. 11. Фаціальна діаграма співвідношення Al^{IV} і Al^{VI} в амфіболах.

Умовні позначення см. на рис. 10. I, II, III, IV – поля відповідно гранулітової, амфіболітової, епідот-амфіболітової і зеленосланцевої фацій метаморфизма [2].

содержание щелочей и железа. Для высокотемпературных амфиболов характерно наиболее высокое содержание Al^{IV} , щелочей, железа, а также окиси титана. Присутствие титана и щелочей зависит как от состава протолита, так и от состава флюида, участие которого достаточно очевидно в процессе образования амфиболов (привнос титана и щелочей в высокомагнезиальные реститы). В то же время относительно высокие содержания окиси титана в ранних поколениях амфиболов в сравнении с более низкими содержаниями окиси титана и хрома в высокомагнезиальных амфиболах поздних поколений указывают на значительные различия температур и, соответственно, состава флюида, а также на высокие температуры образования амфиболов при участии гидроксилсодержащего флюида. Судя по относительно высоким содержаниям титана и щелочей, а также несколько повышенной железистости, в формировании высокотемпературного флюида участвовали компоненты базитового расплава, мигрирующего сквозь реститы в зонах проницаемости морской воды.

Самые высокие концентрации Al^{IV} , щелочей и окиси титана в амфиболах ультрамафитов станций 1903, 1904, 1909 и 1915 соответствуют по

классификационным диаграммам В.В. Закруткина [2] таковым в амфиболах высокотемпературной области амфиболитовой фации метаморфизма. Наименьшие содержания этих компонентов, определенные в амфиболах станций 1902, 1907 и 1911, соответствуют низкотемпературной области амфиболитовой фации (рис. 11). Эти определения согласуются с оценками температур образования амфиболов второй генерации в перидотитах острова Забаргад в процессе реакции между перидотитами и щелочно-кальциевым гидроксилсодержащим флюидом при температуре 700–800°C [12]. Составы этих амфиболов и амфиболов ранней генерации в ультраосновных метаморфитах разлома Вима, а также амфиболов бластомилонитов разлома и острова Сен-Поль практически одинаковы. Сходство всех этих метаморфитов подчеркивается распространением в них зональных хромшпинелидов с каймами высокоглиноземистого магнезиального состава. Последнее обстоятельство также интерпретируется [8] как результат реакции относительно высокохромистого шпинелида с просачивающимся базитовым мобиллизатом или флюидом.

Амфиболовые сланцы состава Amph-II + Fe-Spl ± Chl ± Ta ± Ol², образованные в интервале температур 500–650°C [1, 2], распространены в локальных зонах по простиранию разлома Вима (станции 1902, 1907 и 1911). Они формировались после горячих (с участием флюида) пластических деформаций перидотитов и, главное, после формирования контактовой зоны перидотит-габбро. Метаморфизм имел, таким образом, регрессивный характер и протекал прерывисто в пространстве и времени. Самые поздние хризотил-асбестовые, серпофитовые жилы характеризуют гидротермально-метасоматические преобразования ультрамафитов, сопровождавшие их хрупкие деформации.

ОБСУЖДЕНИЕ

Широкое развитие амфиболов в ультраосновных мантийных породах – явление исключительное, выявленное пока только в районе Разлома Вима и на островах Святых Петра и Павла [21]. Судя по равновесному парагенезису Ol + Amph + Al-Spl, описанному в метаморфитах разлома Сен-Поль и предполагаемому с высокой степенью вероятности аналогичному парагенезису в рассмотренных метаморфитах (псевдоморфозы серпентин-глинистых минералов по оливину в ассоциации с высокотемпературным амфиболом и глиноземистым магнезиальным хромшпинелидом), метаморфизм амфиболитовой фации, протекавший в условиях стресса (при сдвиговых де-

формациях), охватывал значительные площади Центральной Атлантики.

По всей видимости, такие специфические породы образовались в ходе раскрытия Центральной Атлантики при формировании рифта и сопутствующего развития сдвиговых деформаций в области пологих разрывов, сопровождающих растаскивание литосферы (“detachment faults”). В чем же состояла специфика области раздела кора-мантия при формировании океанической коры в период с 10 по 18 млн. лет³ в районе разлома Вима? По всей видимости, здесь имело место сочетание нескольких факторов, каждый из которых в отдельности вполне обычен для той или иной области формирования океанической коры, но в сочетании обусловивших образование таких необычных пород. Такими факторами, на наш взгляд, являются: а) высокое содержание водных флюидов, источником которых была морская вода, взаимодействовавшая с базальтовой магмой; широкое проникновение этих флюидов и их циркуляцию в области формирующихся магматических камер обеспечивали зоны наклонных разломов, рассекавшие литосферу; б) новообразованная океаническая кора была небольшой мощности (это видно на профилях, рис. 12, см. рис. 1), что обеспечило подъем мантийных пород на относительно высокий гипсометрический уровень, в область активной циркуляции водных флюидов; в) обилие мелких, малоглубинных (2–3 км) магматических камер, в которых формировались габбро. Базитовые выплавки в значительной части кристаллизовались в камерах среди рестила на уровне раздела кора-мантия, не достигая поверхности дна, формируя габбровый слой, что обеспечивало значительный прогрев верхнемантийных пород и циркулировавших по ним флюидов; г) наличие многочисленных (существенно больше, чем в других разломах) деформационных зон в области раздела кора-мантия, по которым реализовались подъем и латеральное растекание мантийного вещества в ходе формирования океанической коры; д) небольшая скорость спрединга, в ходе которого растяжение, сопровождаемое подъемом магм, чередовалось с его амагматичными этапами, что, возможно, обеспечило время для протекания реакций с формированием равновесной пироксен-шпинель-амфибол-оливиновой ассоциации. Различный состав протолита и смена во времени P-T условий метаморфизма обусловили латеральные изменения составов амфиболов.

Как нами было показано, амфиболсодержащие породы редки или не встречаются в зонах развития протогранулярных перидотитов, что, на наш взгляд, подтверждает, что одним из необходимых условий их формирования является широ-

² Amph – амфибол, Fe-Spl – железистая шпинель, Chl – хлорит, Ta – тальк, Ol – оливин.

³ Вероятно, амфиболовые перидотиты встречаются в более широком возрастном диапазоне, по которому в настоящее время отсутствует каменный материал.

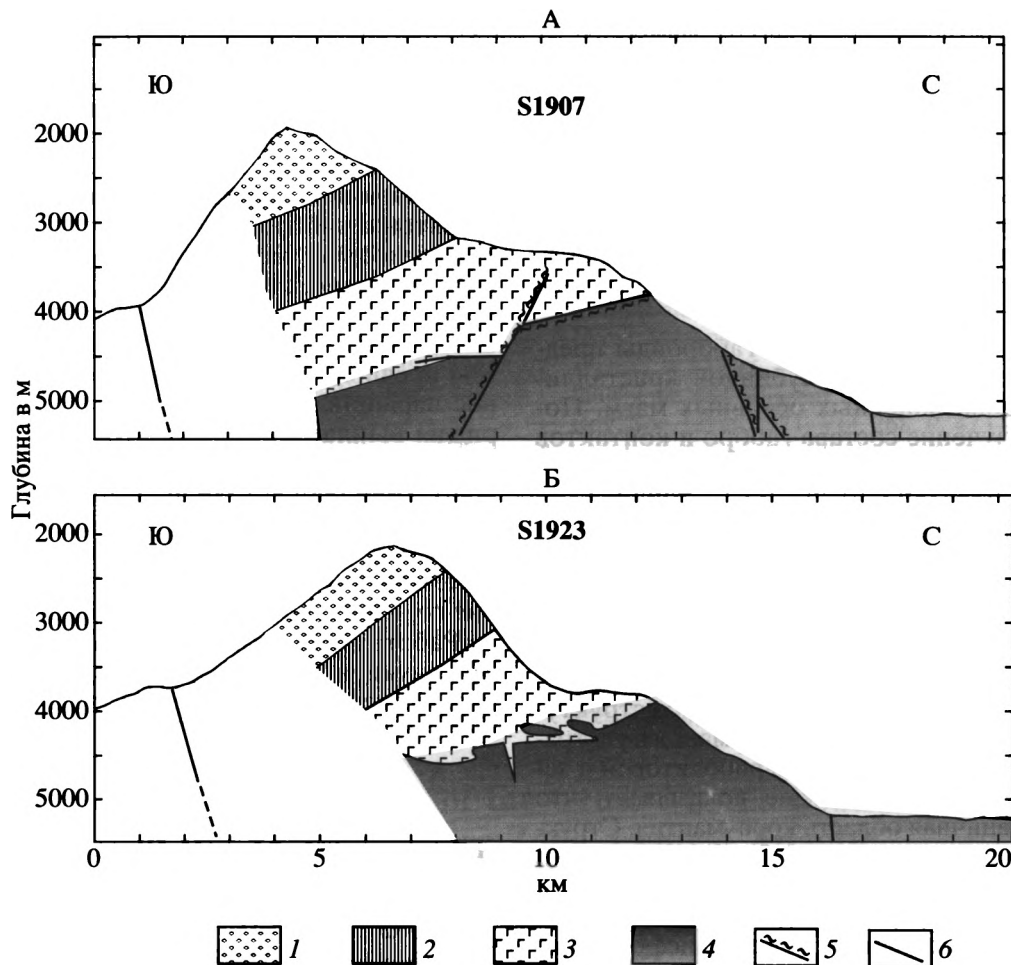


Рис. 12. Основные типы контактов между реститовыми ультрамафитами и габбро, представленные на поперечных разрезах трансверсивного хребта (южный борт долины разлома Вима): А – тектонический (S1907) и Б – магматический (S1923). Схема геологического строения хребта основана на результатах драгирования и прямых наблюдениях на полигоне “Наутилус” [13]. Положение станций и полигона см. на рис. 1.

1 – подушечные базальты; 2 – долериты (дайки); 3 – габбро-долериты (дайки); 4 – лерцолиты; 5 – зоны милонитизации, рассланцевания и амфиболитизации; 6 – разломы, в том числе сдвиги.

кое распространение деформационных зон с образованием перидотитов с порфирокластическими и милонитовыми структурами.

Из этих данных следует, что тектоно-магматические процессы в рассматриваемом регионе зависят от многих факторов. Очевидно, что наблюдаемая пограничная область мантийных и коровых комплексов была сформирована и выведена в земную кору в области спрединга. Эта область представляет собой динамически неустойчивую систему с детерминированной хаотичностью развития механического и теплового режима [6]. Неустойчивость особенно присуща участкам пересечения зоны спрединга с трансформными разломами, являющимися концентраторами напряжений.

Чередование во времени (и вдоль трансформации) доменов с разной структурой пограничной области, разной степенью частичного плавления мантийных пород и образует эту неустойчивость и

нелинейность процессов [5], на фоне которых выделяются два четких аттрактора: а) события, процессы, обуславливающие формирование границы лерцолит-габбро и свойства самих пород; б) события, процессы, обуславливающие формирование долеритовых и базальтовых комплексов. Действие этих факторов во многих случаях резко переменно, что может порождать нелинейные отклонения в процессе формирования океанической коры.

ВЫВОДЫ

Таким образом, вдоль подножья трансверсивного хребта разлома Вима на протяжении 165 км непрерывно обнажены мантийные реститы в ассоциации с габбро. Мантийные ультрамафиты характеризуются вариациями петрохимического состава и структур, обусловленных как исходны-

ми неоднородностями, так и различной, и в целом низкой, степенью частичного плавления мантийного вещества и его последующими преобразованиями в ходе пластических и хрупких деформаций. Тот факт, что среди преобладающих слабоистощенных лерцолитов присутствуют гарцбургиты и крупные глыбы дунитов, т.е. пород, представляющих мантийные реститы с максимальным отделением расплава, показывает, что в разломе вскрыты участки первичных ненарушенных пограничных областей кора–мантия.

Высокофракционированные габброиды представляют продукты разноглубинной кристаллизации флюидонасыщенных основных магм. Последующее изучение состава габбро и контактов жил габбро с лерцолитами позволит более обоснованно оценить состав и глубину источника родоначальных магм габбро.

Установленное разнообразие контактов реститовых ультрамафитов и габбро: а) интрузивных с обильными жилами габбро в перидотитах, б) интрузивных со структурами горячего пластического течения как в ультрамафитах, так и в габбро, в) сильнотектонизированных, со структурами пластических и хрупких деформаций в ультрамафитах и габбро в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, – также показывает, что вскрыта пограничная область кора–мантия. Структура этой пограничной области менялась во времени как в соответствии с изменениями условий ее формирования в области спрединга, так и с последующими деформациями в зоне трансформного разлома.

Отличительной особенностью изученной области является широкое развитие деформаций как в мантийных, так и в плутонических породах. В мантийных реститах наблюдается весь ряд структур, образованных в ходе субсолидусных деформаций и при последующем снижении температур и возрастающем стрессе (скорости деформаций): протогранулярные, порфиорокlastические, бластомилонитовые, ультрамилонитовые, сланцеватые. Данные структуры (кроме сланцеватых) формируются в безводных условиях в ультрамафитах и габброидах. При появлении флюида (воды) в ходе деформации происходила рекристаллизация пород с формированием новых амфиболсодержащих метаморфических парагенезисов, снижалась вязкость деформированного материала, что проявилось в образовании разномасштабных складок течения и в усилении сланцеватости. Присутствие зон с широким развитием низкотемпературных метаморфитов – разнообразных сланцев, часто пльчатых, с многочисленными зеркалами скольжения показывает, что интенсивные хрупкопластические деформации океанической коры сопровождали развитие трансформного разлома вдали от области спрединга. Хризотил-асбестовые, серпидитовые жилы характеризуют

гидротермально-метасоматические преобразования ультрамафитов, сопровождающие их хрупкие деформации.

По простиранию трансверсивного хребта обнаруживаются протяженные участки (десятки километров) характеризующиеся разными количественными и структурными соотношениями ультрамафитов и габброидов и различной степенью их последующих метаморфических преобразований. Вероятно, эти различия обусловлены сменяющимися во времени условиями формирования океанической литосферы в области спрединга. Мы предполагаем, что имело место пульсационное наращивание океанической литосферы. Периоды выплавления базальтов и комплементарное им формирование мелких габбровых плутонов в теле рестита сменялись “амагматичными” периодами, после чего (или во время этих периодов) сформированный и частично остывший литосферный блок тектонически выводился в верхние горизонты океанической коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке Миннауки и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 00-05-64235 и 99-05-64632).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базылев Б.А.* Аллохимический метаморфизм мантийных перидотитов из зоны разлома Хезс, Северная Атлантика // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 4. С. 362–379.
2. *Закруткин В.В.* Об эволюции амфиболов при метаморфизме // *Зап. ВМО*. 1968. Ч. 97. Вып. 1. С. 15–23.
3. *Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М.* Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. // *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана*. М.: Мир, 1973. С. 140–153.
4. *Пейве А.А., Щербаков С.А.* Ультраосновные породы // *Строение разлома Зеленого Мыса, Центральная Атлантика*. М.: Наука, 1989. С. 106–117.
5. *Пушаровский Ю.М.* Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // *Геотектоника*. 1998. № 1. С. 3–14.
6. *Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.В.* Неоднородности и конвекция в тектоносфере // *Геотектоника*. 1990. № 5. С. 3–8.
7. *Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 164.
8. *Савельева Г.Н., Перцев А.Н.* Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала (Кемпирсайский массив) // *Петрология*. 1995. № 2. С. 115–132.
9. *Силантьев С.А.* Метаморфизм в современных океанических бассейнах // *Петрология*. 1995. Т. 3. № 1. С. 24–36.
10. *Уэйджер Л.Р., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. С. 432.
11. *Филиппова Т.П.* Семейство габброидов // *Магматические горные породы. Классификация. Номен-*

- клатура. Петрография. Часть 1. М.: Наука, 1983. С. 259–286.
12. Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 120. P. 187–205.
 13. Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E., Cannat M., Honnorez J., LaGabbrielles Y., Malavieille J., Mamaloukas-Frangoulis V., Mevel C. Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust // *Nature*. 1989. Vol. 337. P. 726–729.
 14. Cannat M., Seyler M. Transform tectonics, metamorphic plagioclase and amphibolisation in ultramafic rocks of the Vema transform fault (Atlantic Ocean) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 33. P. 283–298.
 15. Fabretti P., Bonatti E., Peyve A., Brunelli D., Cipriani A., Dobrolubova X., Efimov V., Erofeev S., Gasperini L., Jean E., Hanley J.E., Ligi M., Perfiliev A., Rastorguyev V., Raznitsin Y., Savelieva G., Semjenov V., Simonov V., Sokolov S., Skolotnev S., Susini S., Vikentyev I. First results of cruise S19 (PRIMAR Project): petrological and structural investigations of the Vema Transverse Ridge (equatorial Atlantic) // *Giornale di Geologia*. 1998. Ser. 3. Vol. 60. P. 3–16.
 16. Kastens K.A., Macdonald K.C., Miller S.P., Fox P.J. Deep tow studies of the Vema fracture zone, 2, Evidence for tectonism and bottom currents in the sediments of the transform valley floor // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. P. 3355–3367.
 17. Kimball K.L., Spear F.S., Dick H.J.B. High temperature alteration of abyssal ultramafics from the Islas Orcadas fracture zone, South Atlantic // *Contrib. Min. Petrol.* 1985. Vol. 91. № 4. P. 307–320.
 18. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Eur. J. Mineral.* 1997. № 9. P. 623–651.
 19. Melson W.G., Thompson G. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 1971. Vol. 268. P. 423–441.
 20. Nicolas A., Boudier F., Bouchez J. Interpretation of peridotite structures from ophiolite and oceanic environments // *Amer. J. Sci.* 1979. Vol. 279. P. 192–210.
 21. Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G. Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's Rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source // *Contr. Min. Petrol.* 1984. Vol. 83. № 4. P. 376–390.

Рецензенты: Н.А. Богданов, Б.П. Золотарев

Structure and Deformations of the Crust–Mantle Boundary Zone in the Vema Fracture Zone, Central Atlantic

A. A. Peive*, G. N. Savel'eva*, S. G. Skolotnev*, and V. A. Simonov**

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

**Institute of Geology, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Universitetskii pr. 3, Novosibirsk, Russia

Abstract—The results of geological studies carried out on board the R/V *Akademik Nikolai Strakhov* in the Vema Fracture Zone are presented. Along the southern scarp of the fault valley, mantle ultramafics associated with gabbro crop out continuously over a distance of 165 km. These mantle ultramafics are characterized by their petrochemical composition and structure variations, which are caused both by initial heterogeneities and by a varying but generally low degree of partial melting and subsequent alteration of mantle matter in the process of ductile and brittle deformation. Fragments of primary undeformed crust–mantle transition zone crop out in the Fracture Zone valley. The strongly fractionated gabbroids are the products of fluid-saturated basic magma crystallization at different depths. A variety of contacts between the restite ultramafics and gabbro were identified, namely, (a) intrusive contacts with abundant gabbro veins in peridotites, (b) intrusive contacts with hot plastic flow structures both in ultramafics and in gabbroids, and (c) strongly tectonized contacts with ductile and brittle deformation structures in ultramafics and gabbroids metamorphosed in amphibolitic and greenschist facies. The structure of this boundary zone changed with time in response to the changes in its formation conditions in a spreading zone and subsequent deformations in a transform fault zone. Abundant deformations in mantle-derived and plutonic rocks are a distinguishing feature of the study area. The mantle restites exhibit the whole range of structures resulting from subsolidus deformations and formed during a subsequent decrease in temperature and increase in stress (deformation rate), viz., protogranular, porphyroclastic, blastomylonitic, ultramylonitic, and schistose. These structures (except schistosity) were formed in ultramafics and gabbroids under water-free conditions. Fluid (water) appearance during deformation led to recrystallization accompanied by the formation of new amphibole-bearing metamorphic mineral assemblages and a decrease in the viscosity of the deformed material, which gave rise to various flowage folds and an increase in schistosity. The presence of zones of widely developed low-temperature metamorphics (various schists, often plicated and with abundant slickensides) indicates that strong brittle-ductile deformations of the oceanic crust accompanied the development of the transform fault even far away from the spreading zone. Long (tens of kilometers) zones characterized by different quantitative and structural relationships between their ultramafics and gabbroids, as well as the extent of their subsequent metamorphic alterations, have been recognized along the strike of the transverse ridge. These differences probably result from both the initial mantle heterogeneities and the changing oceanic lithosphere generation conditions in the spreading zone. We believe that the oceanic lithosphere generation was pulsed. Periods of basalt magma separation and complementary small gabbroic pluton formation in the restite alternated with amagmatic periods, after (or during) which the newly formed and partially cooled lithospheric blocks were tectonically uplifted to the upper layers of the oceanic crust.

УДК 551.24.1(47-13)

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В КАВКАЗСКОМ СЕКТОРЕ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА И В ЕГО СЕВЕРНОМ ПЛАТФОРМЕННОМ ОБРАМЛЕНИИ

© 2001 г. Ю. Г. Леонов¹, О. И. Гущенко¹, М. Л. Копп¹, Л. М. Расцветаев²

¹Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7

²Геологический факультет МГУ, 119879 Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 25.05.99 г.

Проблема влияния коллизии в Альпийском поясе на внутриплитные деформации территории Скифо-Сарматии (Скифской и южной части Восточно-Европейской платформ) решается на основании реконструкции напряжений и деформаций, с использованием данных двух методов: хорошо известного структурно-парагенетического анализа и метода сеймотектонического стресс-мониторинга. Последний разработан авторами, и его основы специально рассматриваются в статье. Согласованное использование данных этих методов указывает на единое поле напряжений и деформаций в Альпийском поясе и его северном форланде, обусловленное сближением литосферных плит. Рассмотрены особенности тектонической структуры и геодинамической обстановки в разных зонах Большого Кавказа и на площади платформ. Предложена модель продольно-волнового механизма внутриплитных деформаций, и сформулированы узловые положения модели деформации Скифо-Сарматии на фоне взаимодействия плит.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Статья посвящена обсуждению двух проблем: во-первых, влиянию коллизии в Альпийском поясе на внутриплитные деформации прилегающих платформ, во-вторых, согласованию результатов реконструкции напряжений и деформаций, полученных разными методами. Использование этих методов (один из которых целиком разработан авторами статьи) вскрывает различные стороны напряженно-деформационного процесса и тем самым позволяет глубже заглянуть в его суть.

Рассматриваемая территория включает часть Альпийского коллизионного пояса (Кавказ, частично Крым и Черное море) и территорию прилегающих к нему с севера Скифской и Восточно-Европейской платформ, относящихся к литосферной плите Евразии. В дальнейшем для краткости, и когда не требуется уточнения, эта часть плиты (Предкавказье, Скифская платформа, юг Русской плиты) обозначается как Скифо-Сарматия. Что касается всей площади, расположенной в зоне динамического влияния Аравийского выступа (индентора), включая соответствующий участок Альпийского пояса, то мы ее именуем Периаравийской коллизионной областью [22]. В статье развивается представление о том, что позднекайнозойская тектоническая структура всей этой территории сформировалась за счет действия единой системы сил и в рамках единого процесса, включающего взаимосвязанный ряд явлений: сближение континентов (плит) – коллизию в Альпийском поясе – внутриплитные деформации

в Скифо-Сарматской области. Позднекайнозойский этап, с акцентом на плиоцене–квартере, выбран для исследования потому, что в это время (время жесткой коллизии, по [28]) континенты сомкнулись и внутриплитная деформация стала реализовываться наиболее эффективно.

За последние десятилетия изучение внутриплитной тектоники шагнуло далеко вперед, однако вопросы, касающиеся причин и механизмов внутриплитных деформаций, в том числе их зависимости от движения плит и процессов в коллизионных поясах, по-прежнему остаются одной из наименее разработанных сторон плитной концепции. Влиянию событий в коллизионных поясах на смежные платформы посвящено немало работ. Но чаще в них рассматриваются фрагменты явления. Кроме того, реконструкция полей напряжений и деформаций в слабдеформированных породах платформенных чехлов, в особенности чехлов древних платформ (кратонов), представляет задачу и трудоемкую, и сложную из-за слабой разработанности методического обеспечения.

Методы, примененные в данной работе, различаются отчасти по лежащему в их основе материалу, но главным образом по способам его обработки и получаемым результатам. Каждый из них отражает определенные составляющие реально-го процесса деформирования.

Один из методов – это хорошо известный структурно-парагенетический анализ, основанный на изучении структурных парагенезов, т.е.

повторяющихся закономерных сочетаний тектонических структур разной кинематики и масштаба, характерных для определенных режимов деформирования. Этот метод не нов, но существует не так много работ (см., например, [52]), где он последовательно применяется к платформенному чехлу. В данной статье это сделано на примере территории Скифо-Сарматии в пересечении от Большого Кавказа к Среднему Поволжью до района Жигулевских дислокаций.

Одним из важных компонентов структурно-парагенетического метода является статистический анализ трещин и малоамплитудных разрывов (мезоструктурный анализ). Существует несколько вариантов этого метода. Нами использован так называемый “кинематический” подход. В его основе лежит сравнение стереограмм распределения трещин различной кинематики, замеренных в конкретных обнажениях, с типовыми стереограммами парагенезов дизъюнктивных структур, характерных для различных динамических и кинематических обстановок [44].

Второй метод реконструкции напряженно-деформированного состояния коры, получивший название тектонического стресс-мониторинга, разработан [10–13] на базе данных по нескольким провинциям Евразии и, что следует подчеркнуть особо, с успехов адаптирован к условиям платформы [14].

Чем же различаются результаты, получаемые упомянутыми методами?

Итогом структурно-парагенетического анализа является, как правило, характеристика поля напряжений и деформаций, осредненная для длительных интервалов времени; в работе [32] ее предлагалось назвать доминантой. В механике такая осредненная характеристика, кажется, не используется; но для геологии (применительно к которой следовало бы говорить о механике длительных и переменных воздействий) она представляется полезной. В рассматриваемом случае структурно-парагенетический метод дает осредненную (интегральную) картину кинематики и геодинамики за интервал, охватывающий, по меньшей мере, плиоцен–квартер или даже весь новейший этап; детализировать эту картину во времени в рамках данного метода обычно не удается.

Метод стресс-мониторинга дает в этом смысле большие возможности. Он позволяет представить напряженно-деформационный процесс не в осредненном виде, а в виде отдельных элементарных фаз, образующих закономерные ряды во времени и в пространстве. Например, в рассматриваемом случае в интервале плиоцен–современная эпоха выделяется, как будет показано дальше, шесть фаз, отличающихся режимом деформирования.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ КОЛЛИЗИОННОЙ ИСТОРИИ И СТРУКТУРЫ КАВКАЗСКО-ИРАНСКОГО ОТРЕЗКА АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

Позднекайнозойские структурные ансамбли Периаравийской коллизионной области

В одном из следующих разделов будут продемонстрированы единство структурного ансамбля Скифо-Сарматии и его структурная связь с Альпийским поясом. Но это – фрагмент общей картины. Более широкий анализ [22] показывает, что единый структурный ансамбль, а точнее, ряд сменяющихся во времени ансамблей, свидетельствующих об общности кинематических и геодинамических обстановок формирования структуры, характерен для всей Периаравийской области. Определяющим фактором формирования структуры коллизионного пояса в данном сегменте было взаимодействие Евразийской и Аравийской континентальных плит. По мере развития коллизии оказывала возрастающее влияние на деформацию не только осадков океана Тетис, но и самих сталкивающихся плит.

Перемещение Афроаравийской (а начиная с миоцена, отделившейся от нее Аравийской) плиты к северу, сопровождавшееся по меньшей мере двумя резкими изменениями траектории движения, происходило в течение всего кайнозоя, но до середины миоцена плита оказывала влияние только на структуру южных цепей Альпийского пояса (Тавр, Загрос, Малый Кавказ) [18, 61, 69]. До современного Большого Кавказа, отделенного от Афроаравии широкими остаточными бассейнами, ее воздействие тогда еще не простиралось [22]. Во второй половине палеогена здесь больше сказывалось влияние Евразийской плиты, о чем свидетельствуют олистостромовые комплексы, конседиментационные складки и надвиги на Большом Кавказе.

Но по мере сближения континентов все более активную роль играла Аравийская плита, и, начиная с миоцена, параметрами ее движения определяются многие особенности структурного рисунка и вергентности Кавказско-Иранского сегмента Альпийского пояса. Остановимся на некоторых ключевых моментах истории горизонтальных движений неогена–квартера, имеющих отношение к обсуждаемой теме.

К началу миоцена установилось северо-восточное направление дрейфа Афроаравии [18, 64, 65]. Вслед за этим, около 18 млн. лет назад, произошел отрыв Аравийской плиты от Африки, сопровождавшийся вращением Аравийской плиты против часовой стрелки и ее перемещением к северо-востоку. Следствием этого стало закрытие Неотетиса и сжатие в Центральном и Восточном Иране и Копетдаге. Как показано в [22, 24], полюс вращения Аравийской плиты располагался в это вре-

мя не в Ливии, как обычно считается [62, 63], а восточнее, в районе Синайского полуострова.

В позднем миоцене–раннем плиоцене, после среднемиоценовой тектонической паузы, направление движения Аравийской плиты снова изменилось. Оно стало северным [18], и это привело к окончательному закрытию бассейна Большого Кавказа. Полнос вращения Аравии сместился в Ливию, где он находится до сих пор. Главное давление Аравийской плиты пришлось в это время на Эльбурс; за счет латерального выжимания масс в СЗ и СВ направлениях образовалась Южно-Каспийская впадина. Тогда же начинает выгибаться дуга Восточного Понта – Малого Кавказа, вовлекая в движение к северу Грузинскую глыбу. Это движение привело к раздавливанию флиша Большого Кавказа, и с этого времени Скифская платформа включается в коллизионную систему. Не исключается, однако, и более раннее (с конца эоцена–олигоцена) начало формирования коллизионных структур [49].

Позднеплиоцен-четвертичное время характеризовалось замедлением происходившего ранее оттока масс из-под Южно-Каспийской впадины и трансформацией ее из области тектонической денудации в область тектонической аккумуляции. В это время активизируются те системы сдвигов, которые обеспечивают латеральное выжимание блоков из Кавказского и Копетдагского синтаксисов в Южно-Каспийское геодинамическое убежище. Место максимального давления Аравийской плиты переместилось из района Эльбурса к западу, в район Восточного Понта. Произошло выдвигание к востоку Малого Кавказа, а на западе продолжалось латеральное выжимание Анатолийского блока.

Отмеченные изменения траектории движения Аравийской плиты отразились на особенностях внутриплитной деформации северного платформенного обрамления коллизионной области. Северо-восточное перемещение и поворот Аравии вместе с Ираном вызвали деформацию Туранской плиты в раннем–среднем миоцене. Главный этап формирования новейшей структуры Скифо-Сарматии начался позже, на рубеже миоцена и плиоцена.

По мере развития давления к северу в том же направлении разрастался и региональный структурный рисунок Периаравийской коллизионной области, характеризующийся последовательной сменой (с юга на север) надвигового поля деформаций сдвиговым и затем – сбросовым [22]. Первое из них в наиболее полной мере представлено в Тавре и Загросе, второе – в Анатолии, на Кавказе и в Центральном Иране и Копетдаге, третье – в Южно-Каспийском регионе, северных отрогах Большого Кавказа и Копетдага и в северном платформенном обрамлении коллизионного пояса.

При том, что территория Периаравийской области и Скифо-Сарматии характеризуется общей кинематикой движений, обусловленной столкновением плит и действием Аравийского индентора, в ней выделяются три главных домена, каждый из которых играл особую роль: (а) Аравийская плита, (б) Альпийский коллизионный пояс (Кавказ и другие тектонические единицы), (в) Евразийская плита (Скифо-Сарматия). Наличие коллизионного пояса (Кавказ и др.) создает механическую неоднородность и позволяет отдельно рассматривать взаимодействие двух пар доменов. Одна пара представлена Аравийским индентором и коллизионным поясом. Аравия, воздействуя на последний, определяет структуру Кавказа. Тот, в свою очередь, принимает на себя давление Аравийской плиты, испытывает деформацию (сдвигового на Большом Кавказе типа) и тем самым обеспечивает частичную релаксацию напряжений. Благодаря этому до Скифской и Восточно-Европейской платформ воздействием Аравии доходит в сильно ослабленном виде. Большой Кавказ, воздействуя на северный форланд Альпийского пояса, играет роль локального индентора (по отношению к Аравии вторичного), который непосредственно вызывает деформацию Скифской и южной части Восточно-Европейской платформ.

Главные особенности новейшей тектонической деформации Большого Кавказа по данным структурно-парагенетического анализа

Давление Аравийской плиты принимает на себя коллизионный Альпийский пояс в целом, где значительная часть этого давления, и релаксируется (в том смысле, что энергия взаимодействия литосферных плит, в том числе тектонические напряжения, вызванные давлением, реализуются в виде сложно распределенной во времени и пространстве совокупности тектоно-магматических процессов и деформации). Большой Кавказ – лишь часть этого пояса, но в контексте рассматриваемой здесь проблемы его кинематический и геодинамический режим наиболее интересен, так как именно он непосредственно взаимодействует с форландом пояса. Посмотрим, каков оказался здесь итог альпийских и в особенности новейших деформаций?

Изучение структурных парагенезов Большого Кавказа привело к выводу об их формировании в условиях преобладающего субмеридионального сжатия и укорочения литосферы [2, 7, 43, 45]. Доминирующими элементами являются субширотные структуры сжатия, северо-западные системы правого сдвига, а также вторичные структуры, связанные с переориентировкой бокового сжатия в зонах наиболее резких структурных неоднородностей. Исследование трещиноватости по мето-

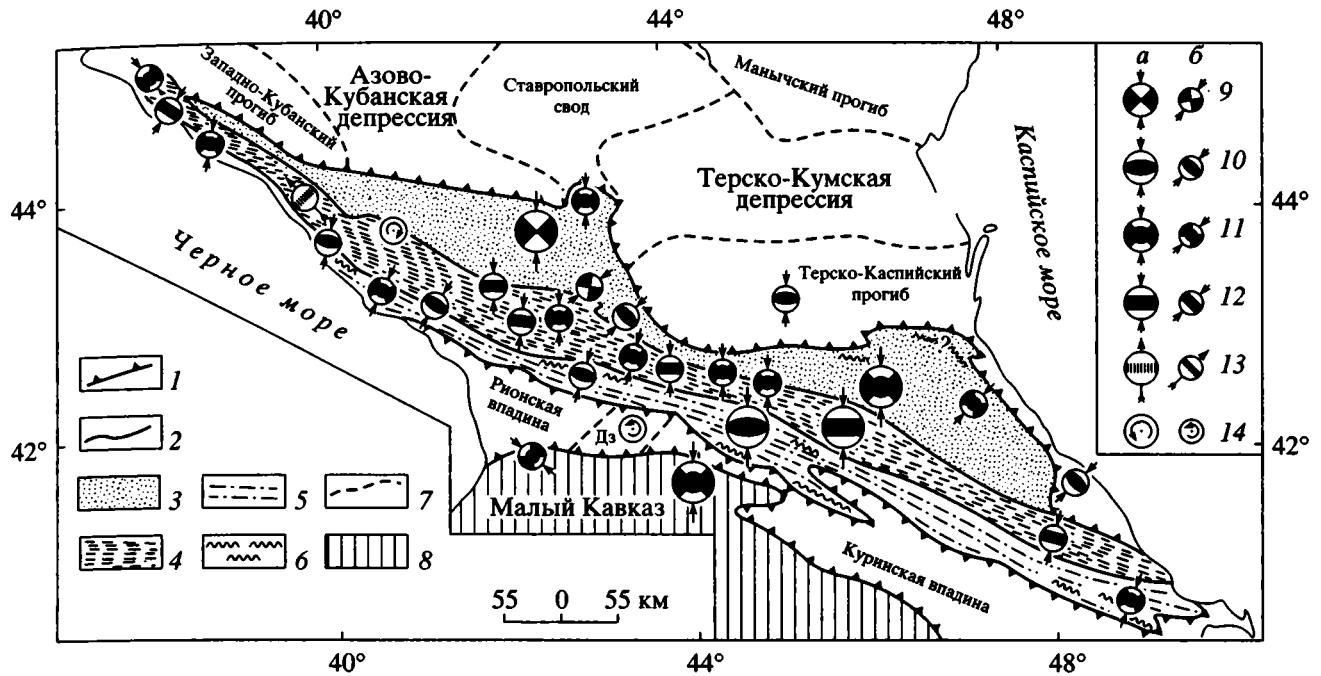


Рис. 1. Позднеальпийские деформации Большого Кавказа.

1 – контуры горно-складчатых сооружений Кавказа; 2 – границы зон Большого Кавказа, различающиеся по интенсивности позднеальпийских деформаций и преобладающему типу разрывно-складчатых структур; 3–5 – зоны Большого Кавказа: 3 – Северная, 4 – Осевая, 5 – Южная; 6 – участки распространения позднеальпийских покровов; 7 – контуры поднятий и впадин внутри депрессионных структур, обрамляющих Большой Кавказ (Дз – Дзиринское поднятие); 8 – горно-складчатое сооружение Малого Кавказа; 9–14 – типы позднеальпийских полей напряжений и деформаций (а – региональных, б – локальных), реконструированные по результатам тектодинамического анализа структурных парагенезов: 9 – сдвиговый, 10 – надвиговый, 11 – сдвиго-надвиговый, 12 – содвиговый, 13 – тип пояса течения, 14 – тип пояса вращения. Стрелки – ориентировка главных динамических и кинематических осей.

дике, упомянутой выше [44], показало, что на этом фоне имеется несколько кинематических и геодинамических обстановок, доминирующих в разных зонах. Всего таких продольных зон с разным стилем альпийских деформаций выделяется три: Осевая (Центральная), Южная и Северная (рис. 1) (заметим, что данное районирование по стилю деформаций лишь в грубом приближении согласуется с обычным делением Большого Кавказа на тектонические зоны).

Осевая (Центральная) зона, включающая зоны Передового и Главного хребтов Большого Кавказа, отличается особым стилем деформирования. Ее внутренняя структура сильно линейаризована; она определяется узкими, линзовидными субвертикальными блоками и пластинами интенсивно дислоцированных мезозойских и домезозойских пород, разделенными субвертикальными швами различного масштаба. Характерно наличие хорошо отполированных поверхностей скольжения с бороздами скольжения различной ориентировки, свидетельствующими о перемещении клиньев и пластин тектонизированных пород в латеральном, вертикальном или иных направлениях.

Эти швы относятся к особой категории разрывных нарушений, для которых (вначале именно на примере Большого Кавказа) был предложен термин “сдвиги” или “разрывы сдвигового типа” [43, 46]. По ним происходит сближение блоков поперек плоскости сместителя. Оно сопровождается: (а) перестройкой инфраструктуры крыльев разрыва, (б) расплюсчиванием пород в зоне разлома, (в) продольным (вдоль плоскости сдвига) течением тектонизированных масс из участков максимального бокового давления в участки с меньшим давлением (геодинамические убежища). В парагенезе с содвигами широкое развитие получают изоклинальные складки, кливаж и трещины сплющивания, зоны рассланцевания и зоны смятия (в юрских породах), узкие зоны катаклазитов, бластомилонитов, филлонитов (в метаморфических породах доюрского основания); для толщ контрастного строения характерно тектоническое разлинзование и будинаж [48]. Породы Осевой зоны деформированы в средних и высших тектонофазах, по [41]; их относительное укорочение достигает местами 50–80%, а удлинение 200–500% и больше.

Осевая зона интерпретируется как область содвига в условиях субмеридионального сжатия, дополнительно осложненная диагональными и продольными сдвиговыми нарушениями [47]. Результатом содвига было расплющивание, тектоническое течение и, как было отмечено выше, выжимание материала из зоны (зон) повышенного давления. Течение, будучи относительно автономным на отдельных участках, в целом привело к всестороннему растеканию материала Осевой зоны: вверх (с образованием горного рельефа, а, возможно, и системы выжатых на поверхность тектонических покровов), вниз (с образованием “корня гор”), а также по простиранию зоны, чем объясняется ее линейризация и образование “горизонтальных диапиров” и систем поперечных складок на периклиналях Большого Кавказа. В итоге тектоническая инфраструктура Осевой зоны претерпела глубокую переработку. Вопрос о времени указанных событий требует специального анализа. Возможно, это был длительный процесс. Но его финальная и, может быть, главная стадия относится к позднему кайнозою, начиная со второй половины миоцена.

Тектоническая структура **Южной зоны** также сформирована в условиях субмеридионального сжатия; однако, в отличие от Осевой зоны, она характеризуется чешуйчатым складчато-надвиговым строением и моновергентным запрокидыванием на юг. Поверхности сместителей и осевые плоскости складок выполаживаются в южном направлении – от крутых изоклинально-взбросовых пакетов в зоне надвига Главного хребта до пологих покровно-надвиговых структур в южной части Южного склона. Покровные структуры зоны могут быть связаны как с формированием надвиговых пластин, так и с выжиманием материала из содвиговых швов Осевой зоны.

Северная зона характеризуется малой интенсивностью деформаций (первая, вторая, редко третья тектонофазии эпизоны, по [41]). Широко развиты простые открытые складки и разнообразные по ориентировке и кинематическому типу разрывы с небольшой амплитудой смещения. Суммарное укорочение литосферы не превышает первых процентов, для отдельных участков до 10–15%. Характерна относительная изометричность блоковых структур, мозаичность полей напряжений и большое разнообразие ориентировок систем делимости и направлений смещений по ним. Разрывные нарушения иногда образуют сложные структурные рисунки с преобладанием правосдвиговых (простирание СЗ, до субмеридионального) и взбросо-надвиговых (простирание субширотное, до ЗСЗ) систем, в большинстве своем связанных с субмеридиональным сжатием; в некоторых случаях устанавливаются и иные тектодинамические обстановки, но, как правило,

также связанные с тангенциальными напряжениями [50].

Как было сказано, особенности современной структуры Осевой зоны согласуются с концепцией ее формирования в обстановке содвига. В то же время моновергентная покровно-складчатая система Южного склона, сложенного мощными флишевыми комплексами, скорее может интерпретироваться как аккреционная призма зоны субдукции или поддвига. Последнее обстоятельство, дополняемое рядом других соображений, легло в основу широко распространенного мнения, согласно которому альпийская структура Большого Кавказа развита над зоной субдукции (поддвига), по которой Закавказская микроплита погружается под Северо-Кавказскую [1, 5, 16, 66, 67]. Представляется, что обе концепции состоятельны и не противоречат одна другой, но только если принять, что обстановки сменяются во времени. Субдукция, или подвиг, Закавказской микроплиты в северном направлении имела место до начала этапа зрелой коллизии, т.е. по крайней мере до конца эоцена. В позднем эоцене имеются признаки поддвига (позднеэоценовый дикий флиш южного склона). И только после этого, сразу или через некоторый отрезок времени (который мог длиться максимум до середины миоцена), установилась обстановка содвига. Переход к ней, возможно, сопровождался перестройкой глубинного механизма: зона взаимодействия (поддвига), имевшая ранее наклон к северу, могла приобрести субвертикальное положение, соответствующее модели содвига. Изложенная последовательность событий приводит к предположению о молодом (позлеэоценовом или даже миоцен-плиоценовом) возрасте наблюдаемой ныне тектонической структуры Осевой зоны Большого Кавказа.

Примечательная общая линейная вытянутость Осевой зоны (и Большого Кавказа в целом), контрастирующая с дугообразной формой более южных элементов альпид, объясняется, очевидно, именно его краевым и как бы промежуточным положением. С одной стороны, Большой Кавказ представляет собой весьма сильно тектонизированный элемент Альпийского пояса. С другой стороны, это резко очерченный линейный край литосферной плиты, в который упираются и у которого расплющиваются выжимаемые к северу структуры и комплексы пород Альпийского пояса. Зона содвиговой деформации на Большом Кавказе гасит значительную часть эффекта сближения литосферных плит, о чем свидетельствуют масштабы сплющивания в Осевой зоне. Но даже при этом силы взаимодействия были, по видимому, достаточно велики, чтобы вызвать, как будет показано дальше, деформацию форланда на больших расстояниях от коллизионного шва.

НОВЕЙШАЯ ДЕФОРМАЦИЯ СКИФСКОЙ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМ (СКИФО-САРМАТИИ) КАК РЕЗУЛЬТАТ КОЛЛИЗИИ В АЛЬПИЙСКОМ ПОЯСЕ

Признаки горизонтального сжатия и растяжения в позднекайнозойской (новойшей) структуре Скифской плиты, Поволжья и Прикаспия обнаружены давно: грабены в районе Камышина [37, 39, 55], которые обычно рассматриваются как результат вертикального проседания Прикаспийской синеклизы, но относительно пологий (60°) наклон сбросов позволяет предположить, что они возникли с участием горизонтального растяжения; доказанный бурением Жигулевский взброс [15], который некоторыми исследователями [35] трактуется как пологий надвиг; взброс под Елшанско-Сергиевской новойшей флексурой в районе Саратова; глубинный надвиг кайнозойского (?) возраста в районе Кряжа Карпинского, установленный по геофизическим данным [70]. Упомянем также листрические сбросы на западе Прикаспийской впадины, которые, правда, связывают с галокинезом [6].

Факты подобного рода и аналогия с Западной Европой [72] приводили некоторых авторов к мысли о влиянии коллизионных процессов в Альпийском поясе на структуру Скифской и Восточно-Европейской платформ [22, 29, 35, 36, 38, 57]. Но эти высказывания носили гипотетический характер, и цельная картина формирования внутриплитной новойшей структуры в поле горизонтальных напряжений пока отсутствует.

Для восполнения этого пробела авторами статьи (М.Л. Копп, при участии Т.Ю. Тверитиновой, Е.Ю. Егорова, А.А. Зарщикова, М.Е. Борисова, А.В. Кудашева) были выполнены исследования, включавшие: (а) обобщение данных по неотектонике района и выявление доальпийских структурных неоднородностей, которые могли оказать влияние на местоположение новейших структур; (б) картирование неизвестных ранее (или только предполагавшихся) малоамплитудных новейших разломов и флексур с помощью структурно-геоморфологических наблюдений, дешифрирования космических снимков, топокарт и специальных цифровых карт рельефа и градиентов рельефа; (в) анализ внутриплитных структурных рисунков и геометрии линий разломов и флексур, выявление тех из них, которые могли возникнуть при участии горизонтальных напряжений [22]; (г) выяснение кинематического типа разрывных нарушений на основе исследования трещинных структур, жил и стилолитов; определение ориентировки главных осей новейшего поля деформаций (заметим, что замеры трещиноватости проводились в меловых–палеогеновых, а при их отсутствии в более древних отложениях; в последнем случае полученные результаты сверялись с ре-

зультатами предварительного определения параметров новейшего поля деформаций по макроструктурным данным); (д) изучение пространственно-временных связей внутриплитных дислокаций с Альпийским поясом; анализ структурной позиции этих дислокаций по отношению к динамиконематическим зонам Альпийского пояса и Аравийской плиты.

Характеристика изученных участков

Остановимся на полученных данных, рассматривая изученные участки в последовательности с юга на север – от Кряжа Карпинского до района Саратовских дислокаций и Жигулевского вала.

Кряж Карпинского (см. рис. 1) выражен в рельефе Сальско-Манычским сводом. Палеозойско-триасовый фундамент Скифской платформы здесь приподнят и ограничен на юге флексурой (с наклоном до 20° в сторону Манычского прогиба), под которой находится взброс, по [70] и данным Ю.Н. Кальнова и С.И. Филина. В плане флексура ступенчато смещена на 10–20 км серией косых разрывов (рис. 2). К западу и востоку от этой системы разрывов наклон флексуры меняется: на западе она положе, на востоке становится круче и осложняется продольными разрывами. Такое изменение поперечного профиля Кряжа, наряду с его резким коленообразным изгибом, является признаком правого сдвига. В пользу сдвига свидетельствуют также кулисность расположения брахискладок чехла и складчатая переработка крыльев диагональных разломов, которые квалифицируются как трансферные сдвиги. В целом же структурный рисунок интерпретируется как система узких блоков, возможно, вращавшихся против часовой стрелки напоподобие стопки книг (рис. 3) [23].

Главный эпизод новойшей деформации чехла Скифской платформы датируется концом миоцена–началом плиоцена. Но структуры активно развивались и в четвертичное время, о чем, по данным В.М. Харченко и А.С. Застрожного, свидетельствует деформация плиоценовых осадков [54], а также интерпретация цифровых карт рельефа, синтезированных А.И. Иоффе [17, 23]). В качестве активных разрывов на них дешифрируются упомянутая выше продольная флексура Кряжа Карпинского (взброс?) и смещающие ее правые сдвиги (на их продолжении находятся колленчатые изгибы долины Маныча), а также крутой южный склон Котельниковской гряды (взброс?). На этих картах выявляются и некоторые другие, ранее неизвестные элементы, как, например, сдвиги СВ простирания, смещающие влево крутой южный борт Кряжа Карпинского в его западной части. Они приурочены к восточной границе Ростовского выступа и, кроме того, транс-

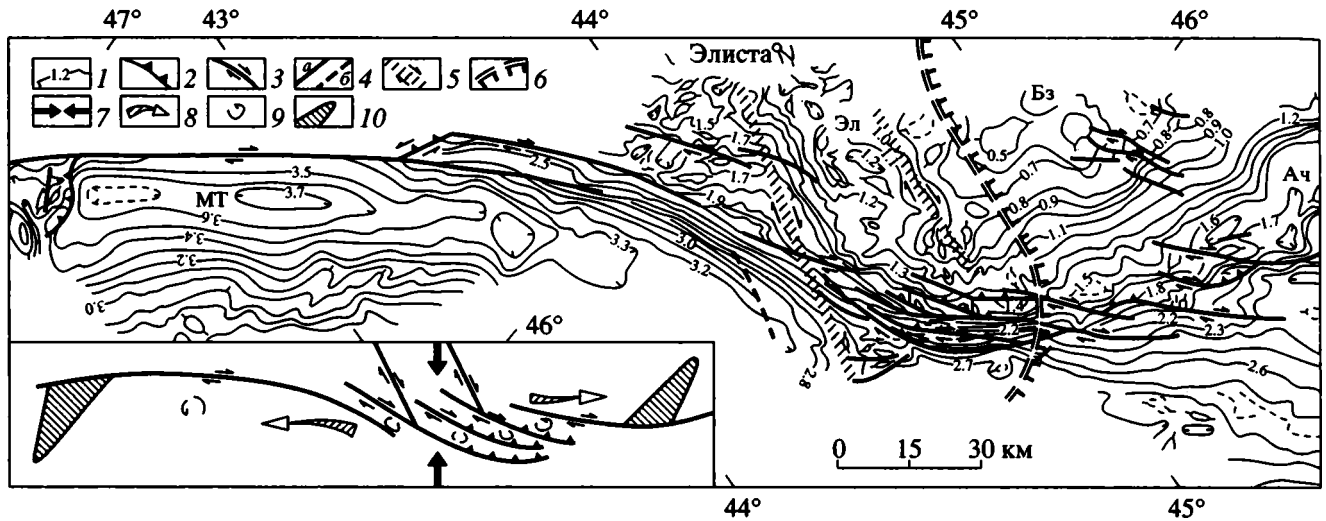


Рис. 2. Структурная карта Кряжа Карпинского по кровле мела, по данным А.П. Козуба и др.; кинематика разломов – по М.Л. Кошу. На врезке – структурно-кинематическая интерпретация структурного рисунка.

1 – стратозогипсы кровли мела, км; 2 – взбросы; 3 – сдвиги; 4 – прочие разрывы: а – прослеженные, б – предполагаемые; 5 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 6 – Ергенинский уступ; 7–9 – направления: 7 – сжатия, 8 – латерального выжимания масс, 9 – вращения блоков; 10 – поперечные структуры сжатия, компенсирующие смещение по сдвигу. Ач – Ачинерский прогиб, Бз – Бузгинский блок, МТ – Манычский трог, Эл – Элистинский блок.

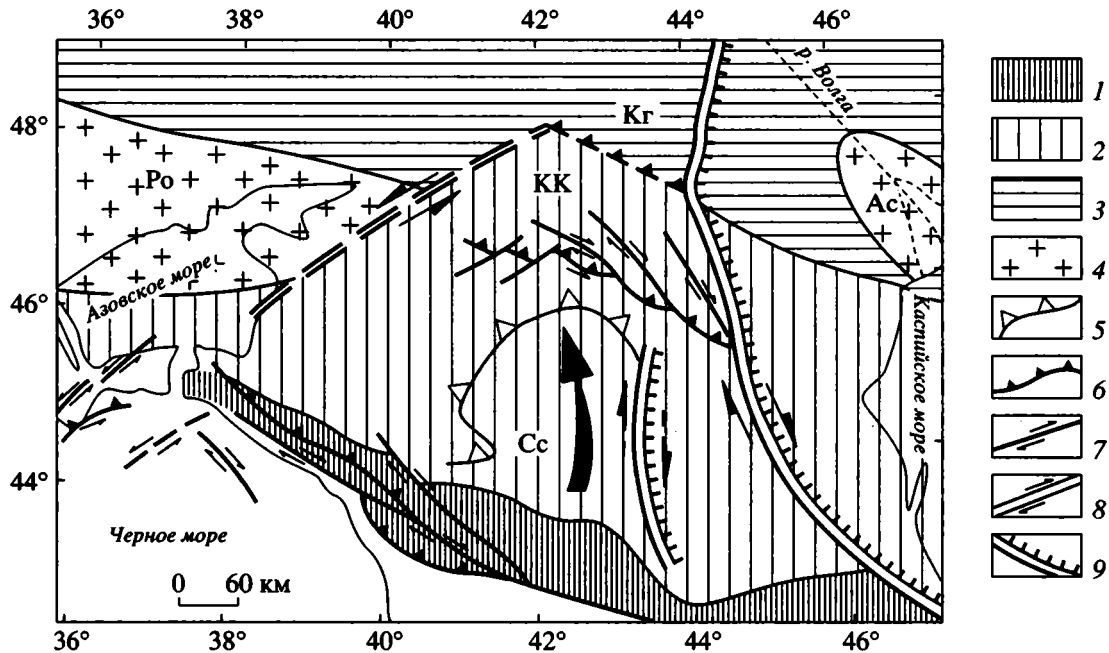


Рис. 3. Кинематическая модель новейшей структуры Кряжа Карпинского (план) по [23].

1 – Большой Кавказ; 2 – Скифская плита; 3 – Восточно-Европейская платформа; 4 – поднятые блоки докембрийского фундамента; 5 – контур Ставропольского свода; 6 – надвиги и взбросы; 7 – сдвиги; 8 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 9 – крупные сбросы. Крупная изогнутая стрелка – направление поворота блока Скифской платформы. Ас – Астраханский выступ, Кг – Котельниковская гряда, КК – Кряж Карпинского, Ро – Ростовский выступ, Сс – Ставропольский свод.

сируются на левосдвиговую зону Восточного Крыма.

Отмеченные структурные особенности согласуются со следующей кинематической схемой (см.

рис. 3): трапециевидный блок Скифской платформы, ограниченный сдвигами разного знака, вклинился между Ростовским и Астраханским поднятиями докембрийского фундамента и, возможно,

пододвинулся под Восточно-Европейскую платформу [23]. С учетом лучшей выраженности и дугообразной ориентировки правых сдвигов можно предположить, что это перемещение сопровождалось поворотом крупного блока Скифской платформы против часовой стрелки.

Приволжско-Ергенинский уступ, включающий, помимо Ергенинского уступа, высокий правый берег Волги (рис. 4А), служит границей между плиоцен-четвертичным Сталинградским (Западно-Прикаспийским) прогибом, относящимся к Прикаспийской впадине, и полосой Приволжской и Ергенинской возвышенностей; последние представляют собой систему продолжающих друг друга асимметричных горстов или наклонных блоков с крутыми активно растущими восточными крыльями и очень пологими западными [17, 27].

Мнение о единстве и тектонической природе указанных элементов не является общепринятым. Особенно это относится к Ергенинскому уступу, который обычно считается абразионным, а не тектоническим [40, 58]. Однако последние данные бурения и геофизики свидетельствуют в пользу того, что Ергенинский уступ представляет собой флексурно-сбросовую зону [54]. О дизъюнктивной природе рассматриваемой линии свидетельствуют и геометрические признаки: правильная дугообразная конфигурация его звеньев (напоминающая оползневые цирки или трещины на асфальте [56]), их кулисные сочленения и веерообразные разветвления. Ергенинский уступ дешифрируется на цифровых картах рельефа как активный сброс или сбросо-сдвиг, смещающий четвертичный рельеф; направление кулисности его соседних отрезков свидетельствует о правом сдвиге [23, 25], в то время как в зоне Приволжского уступа кулисность левосдвиговая.

Сказанное подтверждается данными по трещиноватости, полученными авторами [23, 27] (см. рис. 4Б). Для изогнутой дуги волжского берега между Камышином и Золотым установлена зависимость кинематики трещин от простираения отдельных участков дуги: на участках северо-восточного простираения преобладают левые сдвиги, меридионального – наклонные сбросы, северо-западного – правые сдвиги, а вблизи субширотных участков проявляется даже некоторое сжатие. Это свидетельствует о единстве создавшей всю данную систему деформационной обстановки, которая характеризовалась субмеридиональным направлением оси максимального укорочения при субширотном простираении оси максимального удлинения. В южной части Приволжского линейного элемента, где он более прямолинеен, трещиноватость свидетельствует о комбинированном левосбросо- или левозбросо-сдвиговом смещении. Наконец, четко доказывается сбросовая природа Ергенинского уступа – по концентрации парал-

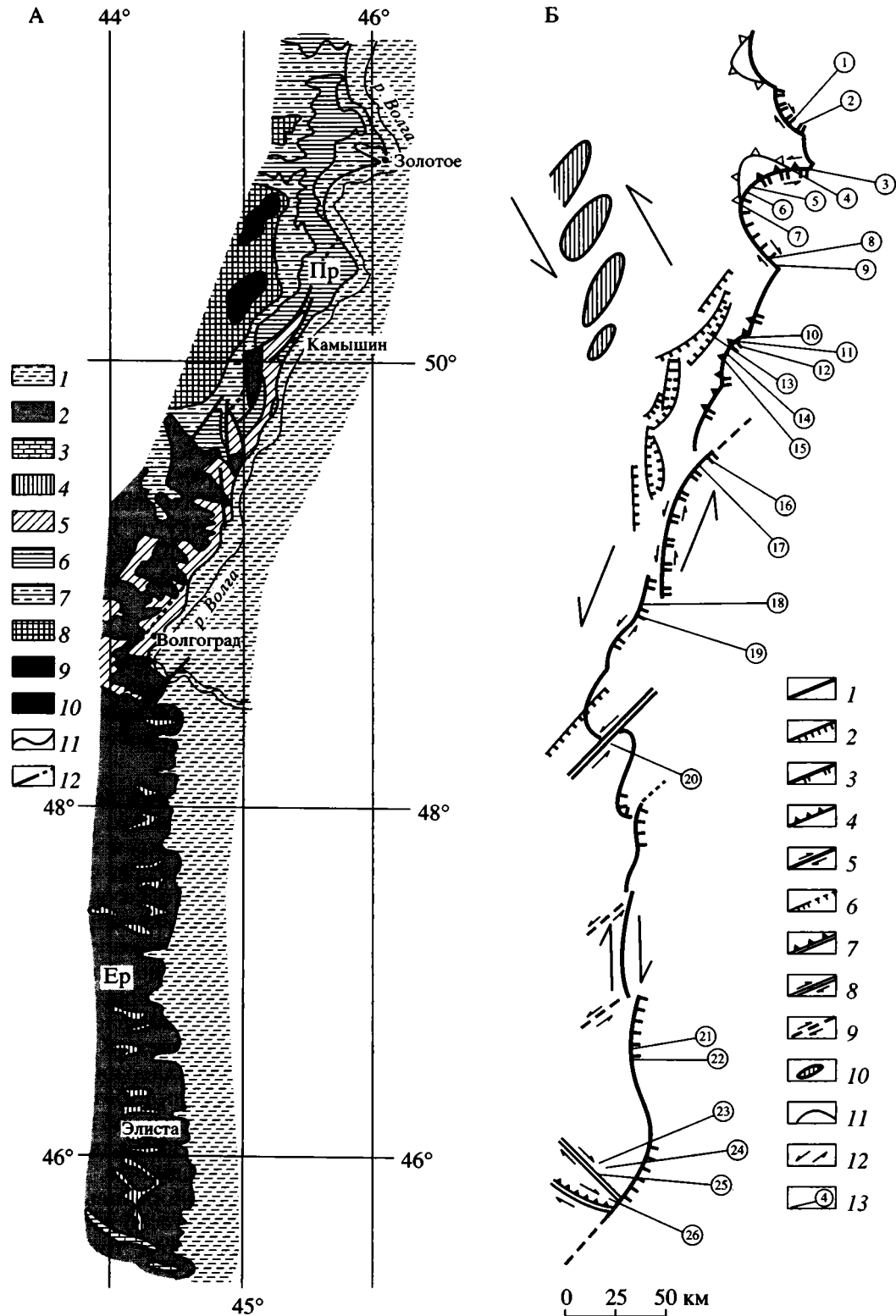
лельных ему симметричных максимумов листрических сбросов.

Полученные авторами данные по трещинам позволяют связать давно известные благодаря трудам Е.В. Милановского и Н.С. Шатского [37, 55] меридиональные новейшие сбросы запада Прикаспийской впадины с горизонтальным растяжением, а не только с вертикальным проседанием впадины, как это делали многие предшествующие исследователи [37, 55, 56], а также асимметричные морфоструктуры, как Приволжская и Ергенинская возвышенности, считать наклонными блоками. О том, что аналогичные блоки могут присутствовать и далее к востоку, под рыхлым покровом Западно-Прикаспийского прогиба, свидетельствует резкая асимметрия субмеридиональных валов, видная на структурных картах, признаки листрической тектоники на сейсмических профилях [6], а также реконструкции плиоцен-четвертичного палеорельефа, показывающие, что к востоку от Ергенинского уступа имелись еще один-два блока, контролировавших распространение плиоцен-четвертичных трансгрессий [17].

Сказанное позволяет предположить, что Западно-Прикаспийский меридиональный прогиб представляет асимметричный рифт (или надрифтовую впадину), в данном смысле напоминающий полуграбени типа Рейнского или восточноафриканских [68].

Дно-Медведицкая зона дислокаций – система субмеридиональных складок, расположенная напротив наиболее выпуклой к западу части Западно-Прикаспийского прогиба, связывается с компенсацией субширотного растяжения в Прикаспии [23, 27]. Складки асимметричны в поперечном сечении и напоминают упомянутые выше наклонные блоки около Ергенинского уступа, ограниченные листрическими сбросами. Тем не менее, крутой наклон некоторых флексур (до 70°) плохо согласуется с растяжением. Кроме того, складки приурочены к среднепалеозойскому авлакогену, и структура верхних горизонтов имеет инверсионный характер, что легче объясняется сжатием, нежели растяжением или клавишными перемещениями блоков фундамента. Данные по трещиноватости здесь противоречивы [27] и указывают на сочетание субширотного укорочения и субширотного удлинения; кроме того, большое значение имеет укорочение в северо-западном направлении, поперек Приволжского мегасброса.

Зона Саратовских дислокаций состоит из валов и флексур, образующих прихотливый рисунок в виде дуг и даже колец, который, на первый взгляд, трудно объяснить действием горизонтальных сил [8]. И все же можно показать, что они играли и здесь ведущую роль. Связь со взбросом уже раньше была доказана К.А. Машковичем для



субширотной Елшанско-Сергиевской флексуры. Исследование трещиноватости подтверждает субмеридиональное укорочение в области флексуры, на ее периклиналях замещающееся субши-

ротным удлинением и субвертикальным сбросом. В восточной части флексура сопровождается продольным левым сдвигом. Субширотное удлинение зафиксировано и около дугообразно изо-

Рис. 4. Строение Приволжско-Ергенинского уступа: А – геологическая карта, Б – структурно-кинематическая схема. Для А: 1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен; 3 – верхний миоцен (сармат); 4 – олигоцен–нижний миоцен (майкоп); 5 – эоцен; 6 – палеоцен; 7 – верхний мел; 8 – нижний мел; 9 – верхняя юра; 10 – средняя–нижняя юра; 11 – геологические границы; 12 – разломы. Ер – Ергенинский и Пр – Приволжский уступы.

Для Б: 1 – Приволжско-Ергенинский уступ; 2–5 – предполагаемая кинематика Приволжско-Ергенинского уступа (по данным наблюдений трещиноватости): 2–4 – смещение по падению сместителя: 2 – наклонный сброс (штрихи по падению сместителя), 3 – субвертикальный сброс, или взрез (двойные штрихи по падению сместителя), 4 – взброс (треугольники по падению сместителя), 5 – смещение по простиранию сместителя (сдвиг); 6 – сбросы, по данным геологического картирования (штрихи в сторону сброшенного крыла); 7, 8 – геоморфологические линеаменты, хотя бы частично совпадающие с флексурами, разрывами и другими структурами чехла (кинематика по особенностям структурного рисунка), предположительно: 7 – взбросы, 8 – сдвиги; 9 – геоморфологические линеаменты, предположительно сдвиги; 10 – антиклинали восточной части Доно-Медведицкой зоны внутривулканических дислокаций; 11 – контуры периклиналей куполовидных складок Красноармейской (Золотовской) структурной террасы; 12 – направление простого сдвига в горизонтальной плоскости (по особенностям структурного рисунка); 13 – станции наблюдений трещиноватости.

гнутых Хлебновского и Слепцовского надсдвиговых валов, которые сформировались соответственно над левым и правым сдвигами. С этим гармонирует кулисное расположение брахискладок внутри валов.

Суммарная картина горизонтальных перемещений в районе Саратова представляется следующей. Направленное с юга на север давление в пределах Елшанско-Сергиевского вала реализовалось в поддвиге и взбросе, а также в сдвиговой транспрессии и латеральном выжимании масс к западу и особенно востоку от места наибольшего давления. Частично погасившись в районе Елшанско-Сергиевской флексуры, к северу от нее давление реализовалось уже только в форме субширотного растяжения и сдвиговой трансензии. Дугообразно изогнутые сбросо-сдвиги вдоль Слепцовской и Хлебновской флексур аппроксими-

мируют вращение блоков, выжимаемых в стороны из области максимального скупивания.

Жигулевские дислокации – наиболее удаленный от Альпийского пояса участок изученной полосы – представлены валом, крутой северный борт которого осложнен взбросом или, возможно, пологим надвигом (Жигулевский разрыв) [35] с отложениями мела и палеогена в лежащем крыле. Разрыв несогласно перекрыт слоями акчагыла (верхней плиоцен), деформированными в четвертичное время [21]. Вверх по разрезу чехла амплитуда поднятия уменьшается и структура становится проще. Существенное отличие Жигулевских дислокаций от Доно-Медведицких – прямое соотношение структуры фундамента и чехла [20]; в этом смысле Жигулевский вал напоминает Кряж Карпинского.

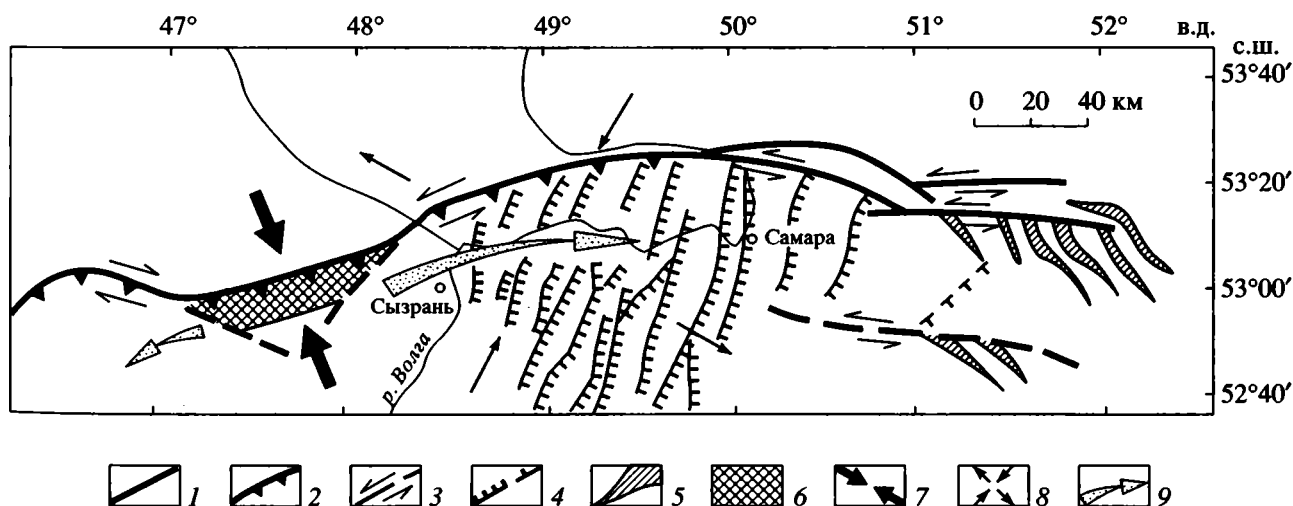


Рис. 5. Кинематическая реконструкция новейшей структуры Жигулевского вала.

1 – зона Главного Жигулевского разлома; 2–6 – прочие нарушения: 2 – взбросы и надвиги, 3 – сдвиги, 4 – сбросы, 5 – складки и флексуры, компенсирующие горизонтальные перемещения по сдвигам, 6 – область наибольшего подъема платформенного фундамента; 7 – место и направление пережима Жигулевской виргации; 8 – направление горизонтального укорочения и удлинения в наиболее выдвинутой к северу части Жигулевского вала; 9 – направление латерального выжимания масс из деформационной шейки.

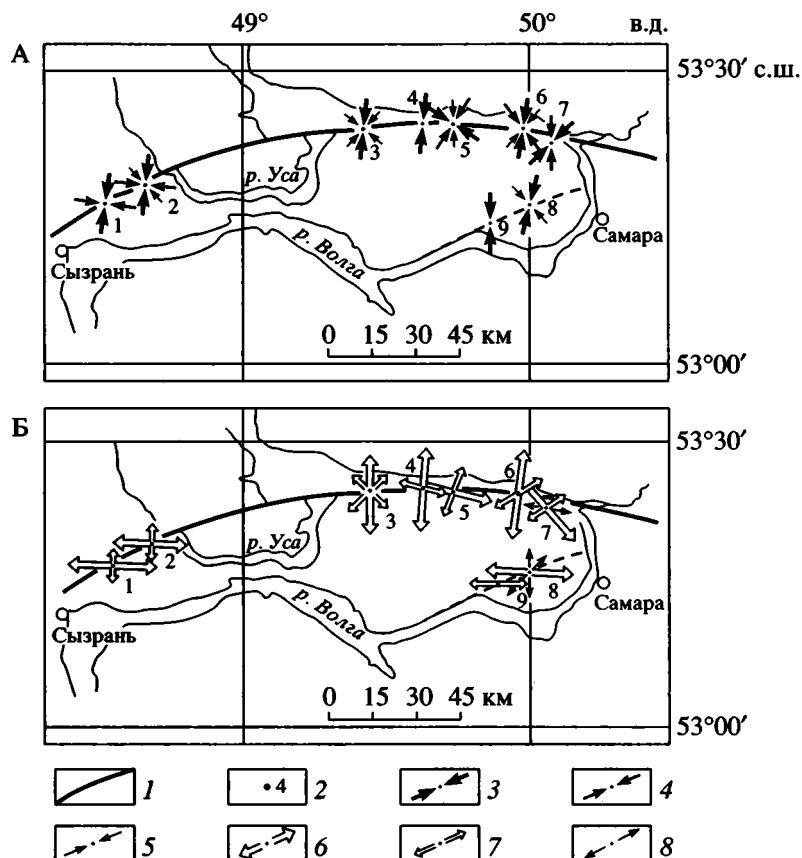


Рис. 6. Ориентировка осей сжатия (А) и растяжения (Б) в районе Жигулевского разлома, по [26].

1 – Жигулевский разлом; 2 – станции наблюдения; 3–5 – оси сжатия: 3 – первого, 4 – второго, 5 – третьего порядка; 6–8 – оси растяжения: 6 – первого, 7 – второго, 8 – третьего порядка.

Жигулевские дислокации обладают характерным структурным рисунком вынужденной виргации, или виргации 2-го рода [3, 4], которая указывает на левый сдвиг со сжатием (рис. 5). В наиболее сжатой западной части виргации около Сызрани наблюдаются коленообразные сдвиговые изгибы Жигулевского вала [9] с кулисообразным расположением структур. Восточный изгиб (левосторонний) находится на продолжении Жигулевского разлома. По данным изучения трещиноватости здесь преобладает субмеридиональное укорочение. Оно ориентировано по диагонали к Жигулевскому разрыву [26] (рис. 6), который, таким образом, является левым взбросо-сдвигом. Левостороннее смещение по разрыву раннеплейстоценовой долины р. Усы на 2 км дешифрируется на цифровых картах рельефа.

Приведенные данные позволяют представить Жигулевскую виргацию как результат горизонтального сжатия, сконцентрированного в районе Сызрани, и компенсационного латерального выжимания, направленного к востоку и юго-востоку, в сторону Прикаспийской синеклизы.

Кинематическая интерпретация регионального структурного плана

Структурный рисунок изученной области образован следующими элементами. На юге, в полосе от Мангышлака до Донбасса, находится домен правых сдвигов северо-западного простирания (рис. 7). Левые сдвиги сгруппированы севернее: в районах Нижнего–Среднего Поволжья и на севере Прикаспия; при общей северо-восточной ориентировке их простирание меняется от почти меридионального на западе до субширотного на востоке. На западе области, на меридиане Транскавказского поперечного поднятия, находится домен субширотных взбросов и надвигов, которые восточнее, около Прикаспийской впадины, замещаются субмеридиональными сбросами. На востоке опять появляются структуры сжатия, но меридионального простирания: нослезоценовый надвиг Мугоджар и линейные складки Актюбинского Приуралья.

Такая конфигурация структурного рисунка позволяет сделать выводы, касающиеся кинематики. Напротив Кавказа, в тылу которого находится Аравийский клин, ближний форланд (Пред-

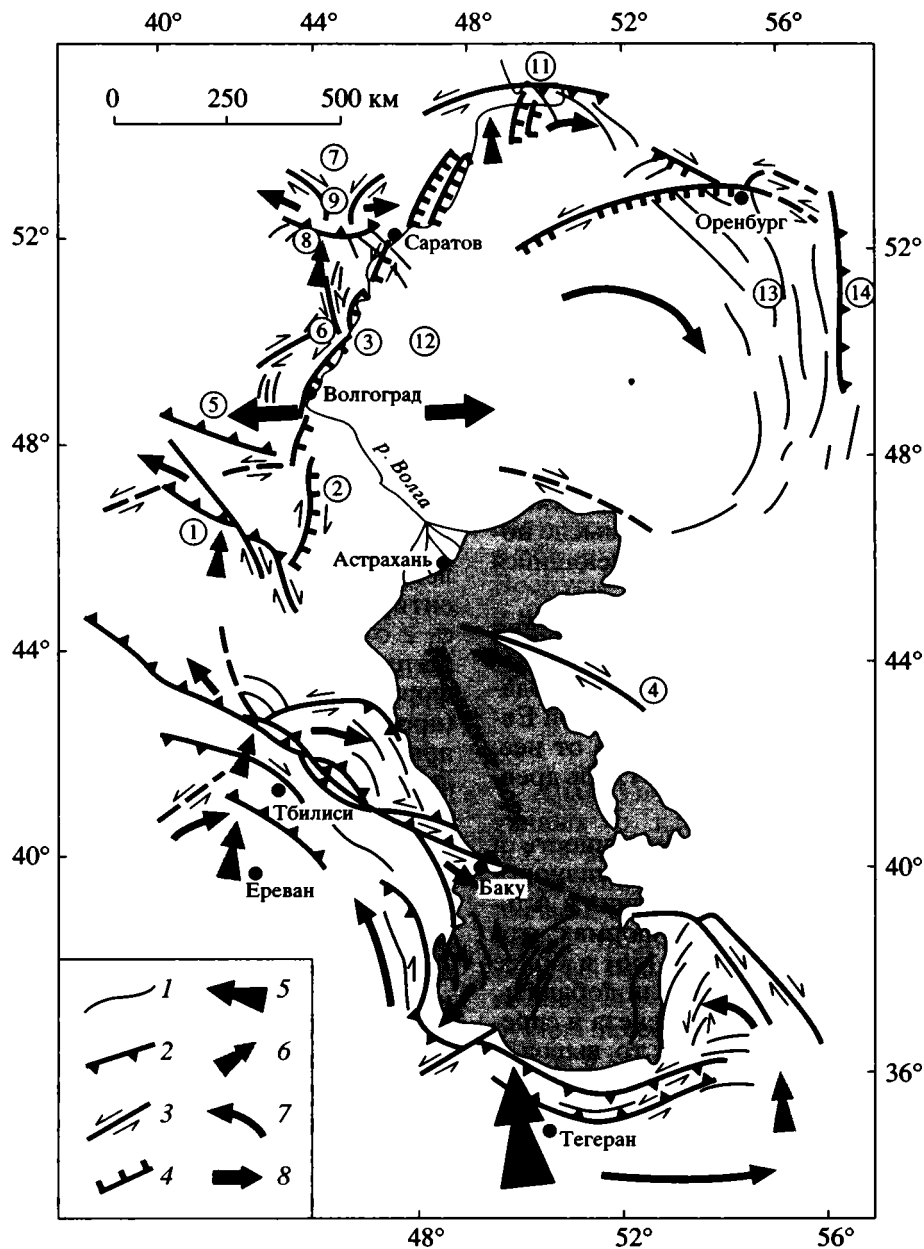


Рис. 7. Кинематическая карта Кавказско-Каспийской области и Нижнего Поволжья.

1 – мегаскладки и валы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги; 4 – сбросы; 5 – главное направление давления Аравийской плиты; 6 – локальные участки концентрации давления; 7 – направление латерального выжимания; 8 – направление горизонтального растяжения. Наименования тектонических единиц (цифры в кружках): 1 – Кряж Карпинского, 2 – Ергенинский и 3 – Приволжский уступы, 4 – Мангышлакская мегантиклиналь, 5 – Котельниковская неотектоническая гряда, 6 – Доно-Медведицкие дислокации, 7 – Саратовские дислокации; валы: 8 – Елшанско-Сергиевский, 9 – Слепцовский, 10 – Хлебновский; 11 – Жигулевские дислокации, 12 – Западно-Прикаспийский прогиб, 13 – Актюбинское Приуралье, 14 – Мугоджары.

кавказье) и более удаленные части платформы, вплоть до Жигулей, испытали сжатие, реализованное в воздымании и надвигообразовании (в южном направлении), а также в латеральном выжимании материала из этой зоны к востоку, в промежуток между зонами давления Аравии и Индии. Прикаспийский блок (примерно соответ-

ствующий одноименной синеклизе) в этом поле деформаций выжимался к востоку и юго-востоку, с некоторым поворотом по часовой стрелке. Область его отрыва от остальной части Восточно-Европейской платформы маркируется Западно-Прикаспийским прогибом. Добавим, что данная картина горизонтальных перемещений следует

из анализа структуры верхней (пока не очень четко определяемой) части коры; соображения о глубинном механизме и взаимоотношениях верхней коры с более глубокими горизонтами будут предложены позже.

Данные о широтном растяжении на юго-востоке Восточно-Европейской платформы позволяют предположить, что на этой территории, в зоне динамического влияния Аравийской плиты, формируется область коллизионного растяжения наподобие Байкала или Рейнского грабена [23]. Как известно, любой штамп, внедряющийся в материал, растягивает его на периферии области внедрения. Механизм такого растяжения был предложен для Байкала и Рейнского грабена [71]. Структура же, которая замыкала бы сходным образом зону динамического влияния Аравийского индентора, не была известна, и в этом смысле полученные результаты восполняют имеющийся пробел.

В распространении альпийской деформации далеко на север от коллизионного пояса нет ничего необычного. Аналогичное явление наблюдается и в других местах, например, в Западной Европе. Но примечательно, что, в отличие от нее, деформация здесь распространяется в глубь древней платформы.

Следует подчеркнуть также синхронность и соразмерность по относительной интенсивности ритма новейших тектонических движений в Альпийском поясе и на соседних платформах; это было отмечено еще Н.С. Шатским [56] и более подробно рассмотрено в [22, 23]. Если добавить, что они совпадают с фазами рифтогенеза и спрединга в Красном море [19, 22, 65], то вывод о единстве орогенеза и горизонтальных движений в альпидах и на платформах представляется еще более естественным.

ЭВОЛЮЦИЯ НАПРЯЖЕННО- ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ И МЕХАНИЗМ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРЕСС-МОНИТОРИНГА

Метод тектонического стресс-мониторинга

Применительно к данным о тектонических смещениях, следы которых практически повсеместно наблюдаются на поверхностях дизъюнктивных нарушений сколового, раздвигового и содвигового типов, характеризующихся неопределенностью сведений о времени возникновения смещений, методика тектонического стресс-мониторинга [10–14] обеспечивает возможность получения пространственно-временных характеристик палеонапряжений и деформаций для непрерывных во времени деформационных процессов,

т.е. процессов, в ходе которых девиаторная часть тензора макроскопических напряжений не достигает нулевых значений ($\tau_{\max} \neq 0$).

Для каждого элементарного объема с помощью метода стресс-мониторинга решаются три основные задачи: (а) сепарация всей совокупности наблюдаемых разнофазовых дизъюнктивных смещений на однородные по типу симметрии однофазовые системы смещений (в соответствии с исходными предпосылками, сформулированными в работах [13, 14, 30]); (б) определение соответствующих этим системам характеристик палеонапряжений [10–13] и суммарных сколовых деформаций [51, 53, 59, 60]; (в) построение временных рядов палеонапряжений и соответствующих им фаз деформирования в относительной временной последовательности их проявления [13, 14].

По результатам мониторинга каждая из выделенных фаз описывается характеристиками ориентировки главных напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, где $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, а растягивающее напряжение положительно) и суммарных для фазы сколовых деформаций ε_1 (удлинение), ε_3 (укорочение) и ε_2 (промежуточная), а также формы эллипсоида напряжений, характеризуемой коэффициентом Лодэ-Надаи: $\mu_\delta = 2[(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)] - 1$.

Метод тектонического стресс-мониторинга позволяет детализировать суммарную (осредненную) картину, полученную структурно-геологическими методами, выделяя временные и пространственные ряды. В настоящем разделе приводятся результаты реконструкции современных и новейших полей напряжений для территории Кавказа, Крыма, Скифо-Сарматии. Но следует иметь в виду, что эти материалы дополняются согласующимися с ними данными по центральному району Русской плиты [14].

Современное поле напряжений

Описание современного регионального поля напряжений сделано по данным о механизме очагов 420 коровых землетрясений с $M \geq 4.5$ (на площади в пределах координат $38-46^\circ$ с.ш., $25-43^\circ$ в.д.; за время 1938–1991 гг.). При этом использовано более 1000 вариантов определений механизмов очагов этих землетрясений, опубликованных в литературе. Предельные параметры пространственно-временного окна [13] при описании регионального поля напряжений в очаговой области составляют 100 км по эпицентральному расстоянию, 15 км по глубине и 6 лет по времени (3 года для “форшоковой” и 3 года для “афтершоковой” частей этого окна). В качестве представительных рассматриваются выборки, включающие не менее 15 землетрясений и обеспечивающие точность определения направления главных осей напряжений в очаговой области не хуже $\pm 10\%$. Гео-

метрические центры тяжести этих выборок и установленный для очаговой области тип поля напряжений показаны на рис. 8А.

На этом рисунке представлена структура современного поля коровых напряжений, построенная на основе данных сейсмического мониторинга (для зон а–d) и данных тектонического мониторинга наиболее молодой фазы (см. рис. 8Б–I) постмиоценового цикла деформирования (зоны А–D Северного Причерноморья).

Главная особенность структуры поля данной области заключается в его концентрической зональности. Она получается благодаря наличию деформационного ряда, состоящего из четырех деформационных зон (а–d). Они расположены в строго определенной последовательности и огибают территорию внутренней зоны, включающей ядро и южный склон Большого Кавказа, а также часть Малого Кавказа (зона а на рис. 8А):

$$\begin{array}{cccc}
 \text{a} & \text{b} & \text{c} & \text{d} \\
 1N \rightleftarrows & 2N \rightleftarrows & 3W \rightleftarrows & 3N \\
 \uparrow & \uparrow & & \uparrow \\
 \mu_{\sigma}^{\text{lim}}: & +1.0 & -1.0 & +1.0.
 \end{array} \quad (1)$$

Здесь и в последующем данная символика характеризует геометрический тип поля напряжений, свойственный фазам (во времени) и деформационным зонам (в пространстве). Цифровой символ соответствует индексу наиболее крутопадающей из главных осей напряжений: 1 – для взбросовых, 2 – для сдвиговых, 3 – для сбросовых полей. Буквенные символы N и W соответствуют: N – субмеридиональному ($\pm 45^\circ$) и W – субширотному ($\pm 45^\circ$) типам ориентации одной из горизонтальных осей напряжений (σ_1 – для сбросовых полей и σ_3 – для взбросовых и сдвиговых). Символ \rightleftarrows обозначает переиндексацию двух главных осей на границах между деформационными зонами или сопряженными во времени фазами; $\mu_{\sigma}^{\text{lim}}$ – значение коэффициента Лоде–Надаи на границах, отмеченных вертикальными стрелками.

Современная деформационная зональность Причерноморского региона (см. рис. 8А), описываемая пространственным рядом (1), характеризуется непрерывностью траекторий современных напряжений для всей толщи коры. Непрерывность проявляется в унаследованном сохранении между смежными зонами постоянства типа ориентировки одной из главных осей напряжений (σ_1 или σ_3) и сменой индекса другой на промежуточный (σ_2) при переходе от одной зоны в другую. Смена индексов происходит на границах между смежными зонами, где напряженное состояние становится осесимметричным, “одноосным” ($|\mu_{\sigma}| = 1$); коэффициент $\mu_{\sigma}^{\text{lim}}$ имеет здесь предельное значение: +1.0 (при $\sigma_1 = \sigma_2$) или –1.0 (при $\sigma_3 = \sigma_2$).

Пространственный ряд деформационных режимов (1), установленный по сейсмологическим данным, отображает главную особенность современного регионального деформационного процесса – плавный характер изменения поля напряжений в пространстве. При этом происходит последовательная переиндексация субмеридиональной оси тензора напряжений (σ_i^N , где $i = 1, 2, 3$ – индекс главной оси) в сторону снижения индекса этой оси по мере удаления от наиболее сейсмичной центральной зоны (от σ_3^N в зоне А до σ_1^N в зонах d и D). Такая направленность интерпретируется как последовательное уменьшение горизонтальной компоненты субмеридионального сжатия земной коры по мере удаления от упомянутой выше внутренней зоны, деформируемой в условиях наиболее энергоемкого взбросового режима (1N), в обе стороны: на север, в сторону Скифской и Восточно-Европейской платформ (см. D на рис. 8А), и на юг, в сторону Аравийской платформы. Эти области деформируются в условиях наименее энергоемких сбросовых режимов (3W, 3N).

Реконструкция палеонапряжений

Анализ палеонапряжений базируется на банке данных о направлениях сколовых смещений (23 500 замеров в пределах более 1200 пунктов наблюдений), собранных А.С. Бирман, Н.Ю. Васильевым, О.И. Гущенко, Н.Ю. Гущенко, А.В. Ильиным, В.А. Корчемагиным, Н.Н. Курдиным, А.А. Наумкиным, Л.М. Расцветаевым, А.А. Сергеевым, Л.А. Сим, Т.Ю. Тверитиновой. Реконструкция палеонапряжений выполнена для 25 полигонов, в качестве которых рассматриваются статистически представительные для определения региональных напряжений области, удовлетворяющие двум требованиям: (а) общая площадь должна быть соизмерима с размерами очаговых областей сильных землетрясений (порядка $100 \times 100 \text{ км}^2$), (б) плотность исходных данных должна быть достаточной для сепарации, как минимум, шестичленных деформационных рядов на основе не менее двух независимых пространственных выборок сколовых смещений. Выполнение этих условий обеспечивает получение надежных решений для временных рядов палеонапряжений.

Полигоны с одной и той же последовательностью смены полей напряжений во времени сгруппированы в однородные деформационные зоны. В результате такого группирования (и с учетом данных по центральным районам Русской плиты) выделены четыре деформационные зоны (см. А–D на рис. 8А). Соответствующие им временные ряды палеонапряжений приведены на рис. 9. Первые (наиболее молодые) члены этих рядов, выделяемые в каждой из зон, образуют непрерывный пространственный ряд полей напряжений, отве-

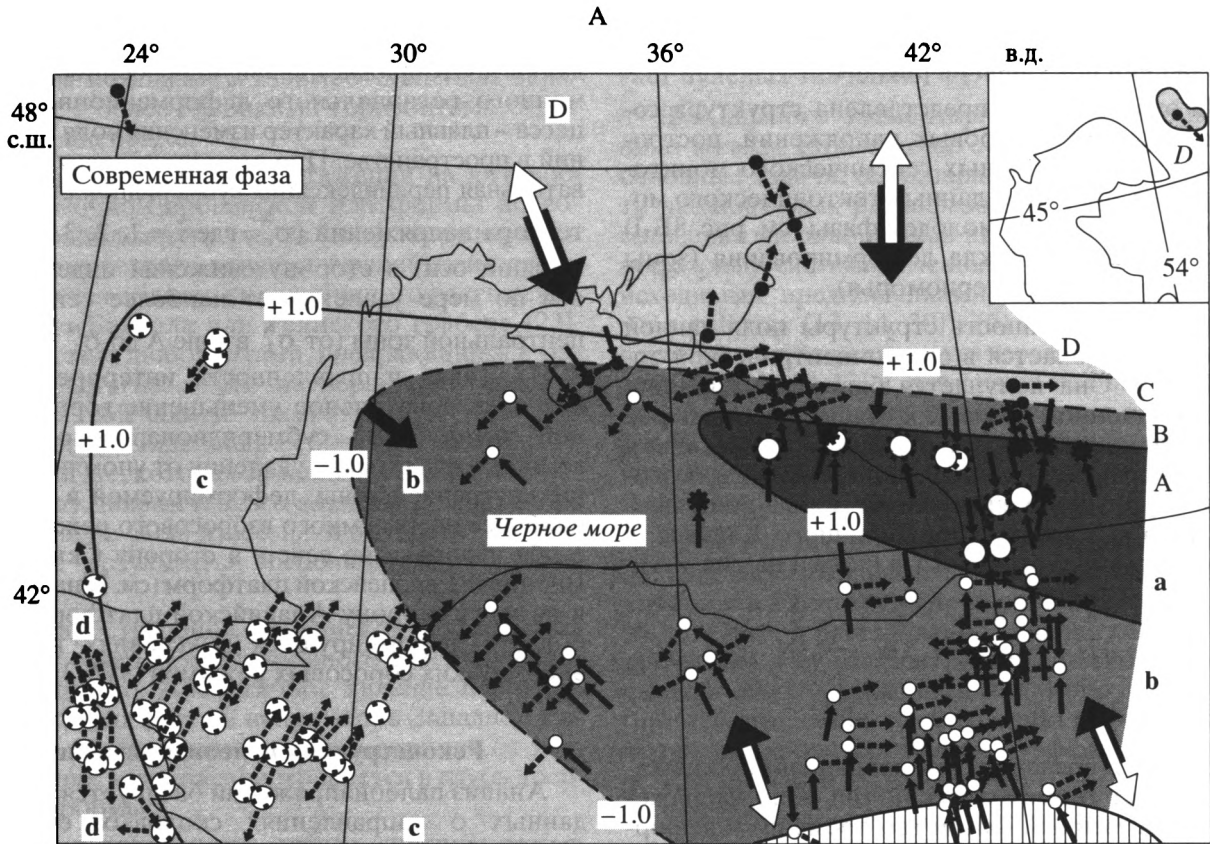
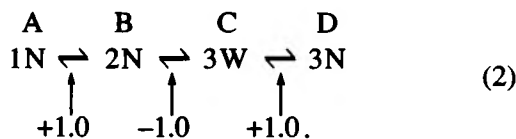


Рис. 8. Современное (А) и новейшие (Б) поля тектонических напряжений Причерноморского региона (по сейсмологическим и геологическим данным).

1, 2 – ориентация главных осей напряжений: 1 – сжатия (σ_3) и 2 – растяжения (σ_1) по геологическим (а) и сейсмологическим (б) данным; 3–5 – основные типы деформационных режимов: 3 – сбросовый, 4 – сдвиговый, 5 – взбросовый (пунктирные стрелки соответствуют ориентации оси σ_1 , сплошные – σ_3); 6 – предполагаемые направления активных поддвиговых (жирная стрелка) и реактивных надвиговых (контурная стрелка) усилий на подошве литосферы; 7 – Аравийская платформа. Границы между сопряженными в пространстве деформационными режимами выделены на схемах сплошными и пунктирными линиями, соответствующими предполагаемым зонам осесимметричного деформирования, в пределах которых значение коэффициента Лоде–Надаи достигает предельной величины, равной +1.0 или 1.0. Жирные стрелки на этих линиях соответствуют направлению движения длиннопериодной продольной волны новейших деформаций в литосфере. Нумерация новейших полей на схемах Б: – от наиболее молодого (I) к наиболее древнему (VI).

чающий современной фазе деформирования (от зоны А в районе г. Сухуми до зоны D на территории Скифо-Сарматии и, по-видимому, до Московского региона):



Согласованность этого ряда с пространственным рядом (1), восстановленным по сейсмологическим данным, служит, очевидно, свидетельством того, что первые (наиболее молодые) фазы, реконструированные по геологическим данным, являются синхронными и соответствуют по времени современной фазе деформирования. Исходя из пространственного ряда (2), современная фаза

характеризуется монотонным убыванием относительной величины субмеридионального сжатия в направлении ССВ от внутренней зоны (зоны А на рис. 8А) к центральным областям Русской плиты (зона D).

Для определения возраста наиболее древних фаз деформирования использованы статистически представительные данные по двум полигонам на территории Эльбрус-Минераловодского района – району массива эльджуртинских гранитов (р. Баксан) и району г. Бештау (Минеральные Воды). На обоих полигонах выделены все шесть свойственных зонам А и С фаз деформирования. Поскольку эльджуртинские граниты датированы поздним плиоценом (2.8–3 млн. лет), то наиболее древняя из этих фаз не может быть древнее этого рубежа. При этом самые древние фазы характеризуются

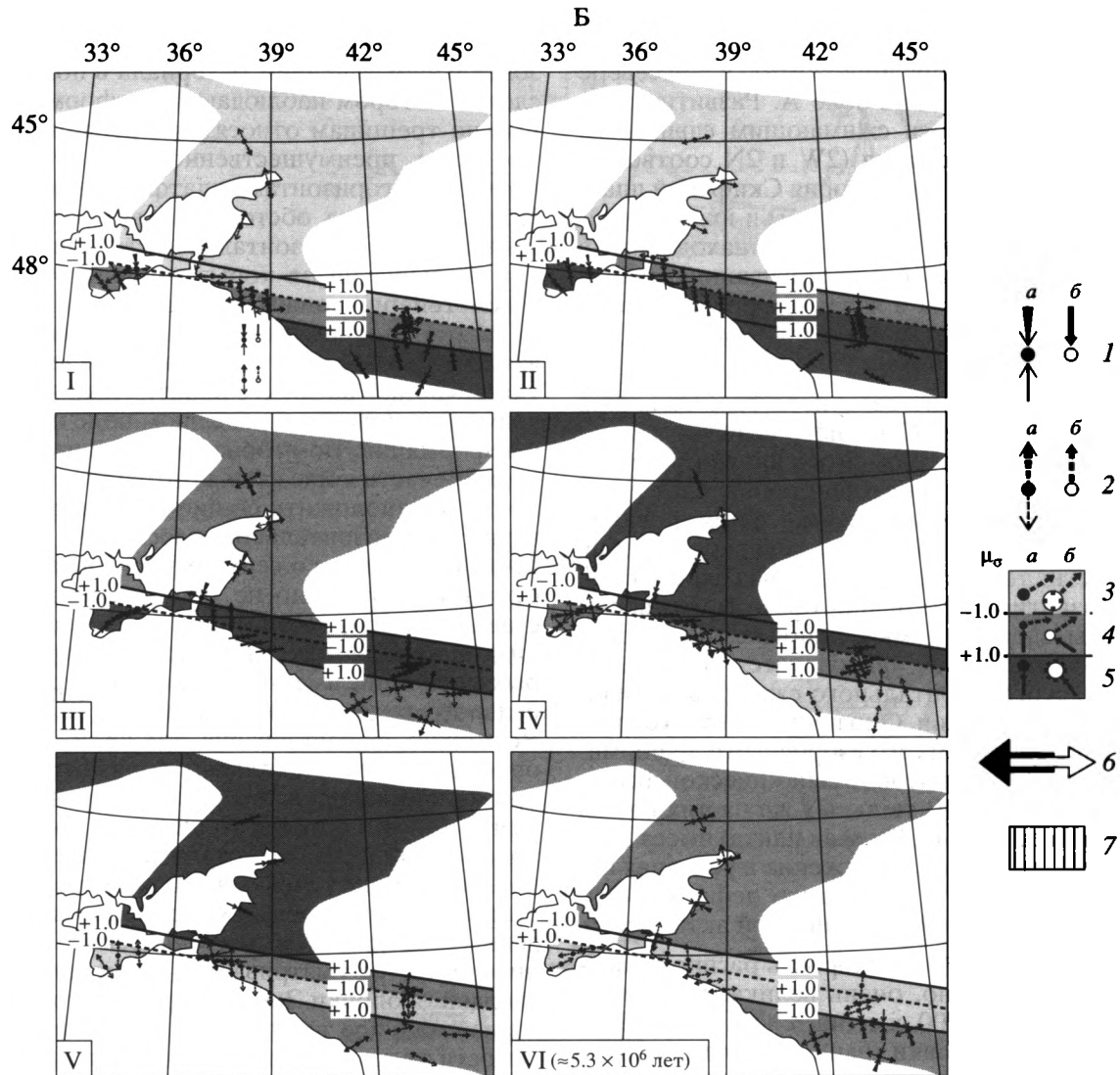


Рис. 8. Окончание.

сбросовым (Бештау) и сдвиговым (Баксан) режимами.

На матрице (см. рис. 9), иллюстрирующей пространственную (вертикальные ряды) и временную (горизонтальные ряды) последовательности полей напряжений, выявляется главная особенность эволюции новейших деформационных режимов – устойчивое направленное смещение во времени всех деформационных режимов в южном направлении в сторону от центральных районов Русской плиты к Кавказу. Циклический шести-фазовый характер эволюции и сохранение непрерывности палеонапряжений приводит к выводу о проявлении на рассматриваемой площади в позднем кайнозое (очевидно, плиоцене–квартере) длиннопериодной волны тектонических деформаций [14]. Прохождение этой волны, определяющее проявление в земной коре шести-фазового деформационного цикла, иллюстрируется рис. 8Б.

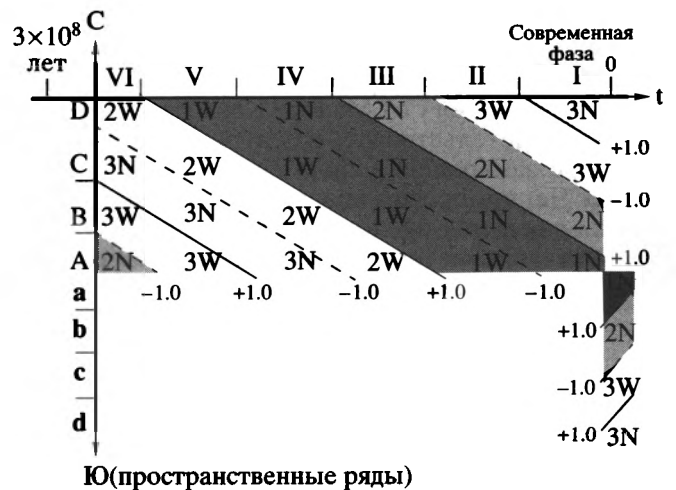


Рис. 9. Пространственно-временная матрица новейших деформационных режимов Северного Причерноморья (пояснения в тексте).

Во время самой древней фазы (VI) фронтальные – сжимающие области волны находилась: одна севернее зоны D (предположительно на севере Русской плиты), другая в зоне А. Развитие этих областей определялось сжимающим сдвиговым режимом деформирования (2W и 2N соответственно). На этой фазе территории Скифской платформы (Северный Кавказ, Крым) и южных районов Русской плиты (зоны С, D) находилась в сфере влияния тыльной – растягивающей части южного гребня волны и характеризовалась проявлением преимущественно сбросовых (3N, 3W) режимов деформирования.

Сжимающий фронт северного гребня волны достигает территории Северного Кавказа и Крыма в середине рассматриваемого цикла (фаза III), когда на всей этой территории проявлялся лишь сжимающий взбросовый режим деформирования (1N, 1W). Сжимающий фронт северного гребня волны достиг территории зоны А на современной стадии развития деформации (фаза I). Во время этой фазы здесь, в самых напряженных фронтальных частях волны, фиксируется проявление активного субгоризонтального сжатия в меридиональном направлении. Оно происходит в условиях наиболее энергоемкого взбросового деформирования и наиболее высокой сейсмической активности земной коры. В тыльных же частях волны (Скифская платформа, Русская плита) имеет место субмеридиональное растяжение в условиях наименее энергоемкого сбросового деформирования и наиболее низкой сейсмической активности.

Заметим, что средняя скорость распространения волны, возможно, очень велика: при длине волны не менее 1700 км она составляет, если только верны датировки границ деформационного цикла по возрасту эльджуртинских гранитов, 50–60 см/год.

Концентрическая структура современного поля напряжений (см. рис. 1А) и обратная последовательность смены современных деформационных режимов, регистрируемая по сейсмологическим данным к югу от Малого Кавказа (см. рис. 9), могут свидетельствовать о центриклинальном характере замыкания деформационных зон в пределах Черноморской впадины и о смене направления движения продольной волны к югу от оси этой впадины на встречное, северное, направленное от Аравийской плиты к северу.

Продольно-волновой механизм внутриплитных деформаций

Обнаружение описанных выше длиннопериодных продольных волн коровых деформаций влечет за собой два вопроса: первый касается их механизма, т.е. модели вызывающего их процесса, второй – их роли в структурообразовании.

Наиболее непротиворечивой представляется модель, связывающая волны деформации с горизонтальным течением материала в подошве того слоя, в котором наблюдаются деформации. Данные по трещинам относятся к верхним горизонтам коры, преимущественно к развитым на поверхности горизонтам платформенного чехла. Но имеются два обстоятельства, заставляющие искать слой с горизонтальным течением материала не выше низов коры (начиная от подошвы сейсмогенерирующего слоя и выше) и поверхности М (Мохоровичича). Это, во-первых, согласованность данных по трещинам и землетрясениям, указывающая на то, что практически вся кора находится в едином непрерывном поле напряжений и деформаций. Во-вторых, отсутствие в большей верхней части коры слоя, по которому можно было бы предположить общий срыв и проскальзывание в горизонтальной плоскости. Возможно, речь должна идти о верхних горизонтах подлитосферной мантии, но не менее вероятным представляется отождествление такого слоя именно с низами коры и поверхностью М, на уровне которых в принципе имеются условия для срыва и латерального тектонического течения [30, 31, 33, 34]. Возможно существование также и других, но, очевидно, более локальных горизонтов срыва и проскальзывания, в том числе на уровнях фундамента и чехла. Как бы то ни было, вопрос о местоположении такого горизонта (или горизонтов?) и природе течения выходит за рамки данной статьи. В предлагаемой модели, исходя из приведенных результатов тектонического стресс-мониторинга, рассматривается возможная реакция твердой оболочки Земли (коры?, литосферы?) на горизонтальное течение в ее основании, вне зависимости от того, на каком уровне оно помещается.

Основные элементы модели сводятся к следующим шести положениям.

(1) Двухслойная модель состоит из двух однородных слоев (рис. 10А): верхнего более жесткого, упруго-вязкого (“компетентного”) – аналога литосферной плиты (или коры) и нижнего менее жесткого, вязкопластичного слоя, имитирующего верхнюю мантию или низы коры). Условно верхний слой дальше называется плитой, нижний – пластичным слоем. Далее принимается: (а) существенно неравномерное сцепление между слоями (в силу исходной разномасштабной шероховатости и локальных неровностей подошвы плиты), (б) протяженность гладких (ослабленных) участков подошвы намного больше толщины плиты.

(2) К подошве плиты приложены горизонтальные поддвиговые усилия (τ_n), совпадающие по направлению с направлением течения в пластичном слое (ось X). Перемещения вдоль горизонтальной оси Y, перпендикулярной направлению этого течения, принимаются малыми и однородными по

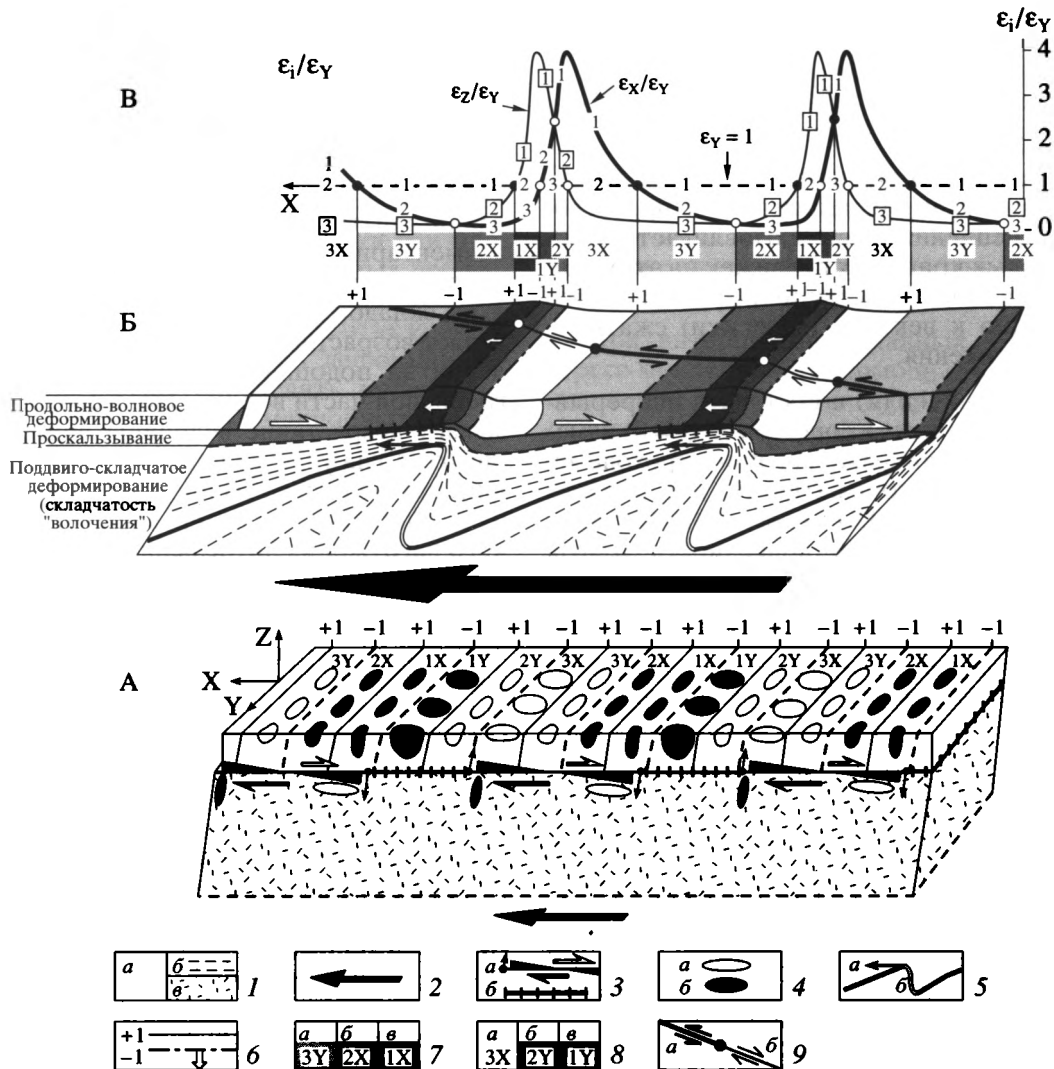


Рис. 10. Продольно-волновой механизм деформирования литосферных плит.

А – начальная стадия формирования структур “волочения” в основании литосферной плиты при горизонтальном течении верхней мантии.

1 – упруго-вязкий, “компетентный”, слой литосферы (а) и вязкопластичный слой верхней мантии с упорядоченной (б) и неупорядоченной (в) ориентировкой элементов линейности; 2 – направление мантийного течения; 3 – участки подошвы литосферы с низким (а) и высоким (б) коэффициентом сцепления (на рис. А) и внутреннего трения (на рис. Б); стрелки возле ослабленных зон характеризуют направление активной (поддвиговой) и реактивной (надвиговой) составляющих разрывного смещения, а приконцевые стрелки – направление вращательных усилий, обусловленных этим смещением; 4 – ориентация эллипсоида деформаций в секторах растяжения (а) и сжатия (б) разрывных зон.

Б – продольно-волновое деформирование литосферной плиты в условиях проскальзывания мантийных структур “волочения” вдоль подошвы плиты.

5 – фронтальные (а) и тыльные (б) части складок “волочения” (стрелки характеризуют направление смещения гребневых частей деформационной волны относительно подошвы литосферы); б – границы однородных деформационных зон, соответствующие зонам осесимметричных деформаций со значением коэффициента Лоде–Надаи, равным +1.0 и -1.0 (стрелки характеризуют направление смещения этих зон во времени относительно слоя литосферы); 7, 8 – геометрические типы поля деформаций во фронтальной (7) и тыльной (8) частях деформационной волны, соответствующие сбросовым (а), сдвиговым (б) и взбросовым (в) полям (в символическом поле на рис. Б цифрой обозначен индекс главной оси деформаций в направлении Z, а буквенным символом X или Y – тип ориентировки одной из горизонтальных осей деформаций: ϵ_1 – для сбросовых и ϵ_3 – для взбросовых и сдвиговых полей (относительно направлений X и Y, соответственно); 9 – направления сдвиговых усилий на диагональном сечении плиты во фронтальной (а) и тыльной (б) частях деформационной волны.

В – модель механизма деформирования верхней (“свободной”) поверхности плиты. На графике отображена принципиальная схема изменения относительных величин приповерхностных литосферных деформаций (ϵ_i/ϵ_y) вдоль направления движения деформационной волны (направления X). На схеме представлены эпюры горизонтальных (ϵ_x и ϵ_y) и вертикальных (ϵ_z) деформаций, нормированных на величину ϵ_y . Цифры на эпюрах соответствуют индексам главных осей деформации: удлинения (1), укорочения (3) и промежуточной (2).

всей толщине модели. На верхней свободной поверхности плиты касательные напряжения в ходе всего деформационного процесса отсутствуют, в силу чего она является поверхностью действия только главных нормальных напряжений.

(3) Под действием поддвиговых усилий на ослабленных участках подошвы плиты превосходятся силы сцепления, что обуславливает развитие поддвиговых криповых подвижек на этих участках и возникновение секторов фронтального (по отношению к вектору подвижки) сжатия и тыльного растяжения.

В силу условий (1), (2) и постулата непрерывности деформационных процессов ($\tau_{\max} \neq 0$) изменения ориентации напряжений при переходе от области фронтального сжатия (1X) к области тыльного растяжения (3X) может осуществляться на верхней свободной поверхности плиты только путем последовательной переиндексации главных осей напряжений, с возникновением в висячих крыльях поддвиговых разрывов циклически повторяющихся в пространстве деформационных зон шести возможных геометрических типов:

$$\begin{array}{ccccccccc} 1X & \leftrightarrow & 2X & \leftrightarrow & 3Y & \leftrightarrow & 3X & \leftrightarrow & 2Y & \leftrightarrow & 1Y & \leftrightarrow & 1X \dots \\ \uparrow & & \uparrow & & \uparrow & & \uparrow & & \uparrow & & \uparrow & & \uparrow \\ +1.0 & & -1.0 & & +1.0 & & -1.0 & & +1.0 & & -1.0 & & \end{array}$$

В силу постулата непрерывности в пространственных и временных рядах, относящихся к одному полному циклу деформирования, включающему в себя как нагрузочную, так и разгрузочную стадии, максимальное число деформационных зон и фаз не может превосходить шести [13]. Принципиальная схема этого, наиболее контрастного варианта строения деформационного поля, обусловленного проскальзыванием более пластичного нижнего слоя вдоль ослабленных участков подошвы верхнего, компетентного, иллюстрируется на рис. 10.

В пространственных рядах сопряженных деформационных режимов величины относительного укорочения в направлениях X и Z (ϵ_X/ϵ_Y и ϵ_Z/ϵ_Y , см. рис. 10B) достигают максимума во фронтальной части волны на границе сдвиговой (2X) и сбросовой (3Y) деформационных зон, а минимума – в тыльной части волны: для деформации ϵ_Z/ϵ_Y – на границе между двумя взбросовыми (1X) и (1Y), а для деформаций ϵ_X/ϵ_Y – на границе сбросовой (3X) и сдвиговой (2Y) зон. На соответствующих этому деформационному ряду эпюрах относительных деформаций (см. рис. 10B) значения главных деформаций ϵ_X и ϵ_Z нормированы на величину ϵ_Y , шаровая часть тензора (ϵ_m) принята равной $2\epsilon_3$, а направления главных осей – совпадающими на свободной поверхности плиты с направлениями X, Y, Z.

(4) Поддвиговая подвижка определяет возникновение вращательных усилий на подошве плиты, отображенных на рис. 10Б приконцевыми для поддвигового нарушения стрелками, и формирование в пластичном слое складчатых структур волочения. Последующее проскальзывание структур волочения вызывает продольное смещение вдоль плиты шести циклически повторяющихся элементарных деформационных режимов в направлении движения волны. Увеличение амплитуды складок волочения в пластичном слое определяет возрастание величины вертикального давления на подошву литосферы (σ_n) со стороны гребневой части волны. Это, в свою очередь, вызывает возрастание величины внутреннего трения (σ_n/τ_n) на участке подошвы плиты, расположенном непосредственно над гребнем, а также пульсационный характер внешнего тектонического нагружения литосферной плиты и прерывистый характер проскальзывания.

(5) Определяющее влияние на динамику деформационного процесса оказывают промежуточные (между сопряженными фазами этого процесса) осесимметричные стадии деформирования [14]. Одноосный характер деформирования, в силу свойственной ему конической формы поверхности τ_{\max} , определяет повышение пластичности компетентного слоя при $|\mu_\sigma| = 1$ и скорости внутриплитных деформаций из-за аномального расширения на этих стадиях спектра структурных дефектов литосферы, благоприятного для сколового деформирования. Сужение этого спектра до двух активизированных систем нарушений на трехосных стадиях деформирования определяет относительное повышение жесткости плиты (максимальное при $\mu_\sigma = 0$), и уменьшение скорости ее деформирования в средней части каждой фазы.

Поэтому именно с одноосными стадиями непрерывного деформационного процесса могут быть связаны разные формы проявления тектонической активизации на границах деформационных циклов и фаз: аномальное повышение скорости складчатых и криповых деформаций, возрастание магматической и вулканической активности, повышение повторяемости слабых землетрясений при общем снижении энергоемкости сейсмических процессов.

(6) Диагональные сечения плиты, протяженность которых превосходит длину продольной волны, характеризуются сменой знака сдвигового усилия на этих сечениях при переходе из фронтальной в тыльную область волны (см. рис. 10Б). Эта особенность продольно-волнового механизма может обуславливать трансформный характер развития сколового смещения вдоль древних региональных разрывов и определять однонаправленное продвижение вдоль поверхности раз-

рыва циклически повторяющихся в пространстве в строго определенной последовательности элементарных сколовых подвижек разных кинематических типов.

Особенности распространения длиннопериодных волн тектонических деформаций, в данном случае новейших, могут быть достаточно строго согласованы и с концепцией тектоники плит, и с ротационной моделью деформационных процессов, обусловленных неравномерностью угловой скорости вращения Земли. В рамках этих концепций продольно-волновая модель деформирования литосферы может определять проявление главных особенностей деформационных тектонических процессов: циклического, шестифазового характера эволюции напряженно-деформированного состояния твердой оболочки Земли и колебательного характера как вертикальных, так и горизонтальных движений земной поверхности.

ЭЛЕМЕНТЫ МОДЕЛИ ДЕФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТИ СКИФО-САРМАТИИ НА ФОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПЛИТ

Приведенные в предыдущих разделах сведения указывают на единый процесс деформирования всего ансамбля тектонических элементов от Аравийской платформы до Скифо-Сарматии в позднем кайнозое, движущей силой которого является сближение литосферных плит. Единство процесса подтверждается как структурно-парагенетическим анализом (результаты которого изложены выше), так и данными стресс-мониторинга. И в совокупности, и по отдельности они указывают на единое поле напряжений и деформаций в альпийском поясе и в его северном форланде. Было бы преждевременно предлагать исчерпывающую модель этого процесса; для этого недостаточно информации по глубинному строению и платформ, и Альпийского пояса в рассматриваемом пересечении. Но общие контуры и некоторые базовые узлы модели могут быть намечены.

Обсуждение модели необходимо предварить пояснением, касающимся сопоставимости двух использованных методов реконструкции палеонапряжений и кинематики движений. Любые разновидности структурного анализа, опирающиеся на изучение тектонической структуры, дают информацию о кинематике и направлении сил, приводящих к формированию этой структуры за некоторый отрезок времени. Заметим, что по данным о современной структуре в принципе нельзя восстановить точную картину кинематики и динамики деформаций. Это – всего лишь некоторое приближение к реальной ситуации. Причины (главные) заключаются в отсутствии надежных

сведений об абсолютных значениях скорости деформации, а также в том, что оперировать приходится с данными, осредненными за тот или иной отрезок времени, в течение которого обстановка могла меняться; об этом уже говорилось выше. Результаты стресс-мониторинга накладывают на эту информацию некоторые ограничения, тем самым отчасти увеличивая точность построений, но также решая задачу не полностью, а в виде следующего приближения.

При интерпретации данных тектонического стресс-мониторинга, с помощью которого осуществляется разложение напряженно-деформационного состояния на фазы, образующие деформационную волну, может возникнуть вопрос: отражают ли данные стресс-мониторинга также всю совокупность действующих сил и обеспечивает ли деформационная волна формирование реально существующей структуры? Если да, то тогда это – действительно разложение во времени и пространстве суммарной характеристики, получаемой с помощью структурного анализа. В противном случае пришлось бы признать, что с помощью стресс-мониторинга выявляется только некий компонент напряженно-деформационного процесса, реальный, но не исчерпывающий всех действующих сил и сам по себе не обеспечивающий формирования тектонической структуры.

Представляется, что ответ на этот вопрос определяется самим материалом наблюдений, лежащим в основе того и другого метода. Стресс-мониторинг и структурно-парагенетический анализ (в той части, которая основана на изучении трещиноватости) оперируют одним и тем же материалом, и поэтому их результаты следует рассматривать как разные уровни решения одной и той же задачи. При этом надо иметь в виду, что оба метода могут отображать явления разного ранга в зависимости от того, относятся ли наблюдения (замеры элементов трещиноватости) к относительно слабо деформированным слоям или к слоям, испытавшим значительную деформацию. В первом случае получаемые данные характеризуют региональные поля напряжений и, следовательно, в основном только с их использованием можно исследовать те общие закономерности, о которых идет речь в данной статье. Замеры в сильнодеформированных породах в этом отношении менее показательны, так как полученная по ним информация относится не к региональным полям, а к образованию отдельных структур (складок, сочетаний складок и пр.) или отдельных зон и структурных ансамблей в пределах складчатых сооружений. Естественно, что с точки зрения регионального подхода разброс этих данных оказывается чрезмерно велик.

В качестве одного из исходных допущений принимается, что плиты не монолитны в верти-

кальном разрезе, но обладают структурной и релогической расслоенностью, в том числе, очевидно, и в пределах платформ. На глубине могут существовать поверхности срыва, разграничивающие деформационные этажи. Наиболее значительные горизонты срыва легче всего, по аналогии с другими районами, предположить на уровне нижней коры и вблизи поверхности М [30, 33, 34], но вполне можно допустить существование таких горизонтов, особенно локальных, и на других уровнях коры, вплоть до осадочного чехла.

Движение Аравийской плиты к северу, под действием которого происходит деформация Альпийского пояса, сопровождается ее поддвигом под структуры последнего. Представление о поддвиге согласуется с относительно более активной, сравнительно с Евразией, ролью Аравийской плиты (более сильным ее продвижением к северу по палеомагнитным данным). Поддвиг как определенный элемент структуры более очевиден у южного края альпид. Можно ли его трассировать дальше в северном направлении, под альпидами и тем более под краем плиты Евразии, неизвестно, хотя такие предположения и высказываются. Такая упрощенная конструкция теоретически могла бы рассматриваться, но данных, в необходимой мере подтверждающих ее, не существует.

В тектонических структурах на верхних уровнях коры доминирует южная вергентность: южные цепи альпид; южный склон Большого Кавказа; Скифо-Сарматия, на территории которой большая часть внутриплитных флексур и взбросов, за исключением Жигулевского взброса и некоторых других, имеют южную вергентность. Впрочем, крупные надвиги и пакеты покровов с обратной, северной, вергентностью имеются и в пределах Альпийского пояса. Они, очевидно, должны рассматриваться как осложняющие элементы второго порядка.

Об осевой зоне Большого Кавказа как о зоне содвига и сплющивания говорилось выше, так же, как и о ее роли в виде краевого элемента Альпийского пояса, "прижатого" к краю Евразийской литосферной плиты. В современной структуре она занимает почти вертикальное положение, но в эту позицию она, возможно, была приведена только на поздних этапах развития Кавказа из наклонной зоны поддвига, аккреционная призма которой представлена комплексами южного склона. Насколько глубоко эта современная зона продолжается вниз? Сохраняет или меняет свой наклон? Как соотносится с зоной поддвига (если только последний сюда продолжается)? И вообще, каково строение глубоких горизонтов коры и верхов мантии под Большим Кавказом? Для ответов на эти вопросы данных пока недостаточно.

Южная вергентность структур чехла Скифо-Сарматии свидетельствует о наличии общей тенденции относительного смещения материала коры или верхней части коры в южном направлении относительно подстилающих ее горизонтов (мантии?, нижней коры?), отделенных зоной срыва. Но активным фактором этого смещения, по видимому, является идущее в северном направлении тектоническое течение именно в подстилающих горизонтах, т.е. поддвиг к северу. Общая амплитуда смещения не может быть значительной. Эта модель согласуется с предложенной выше моделью распространения деформационной волны (в направлении с севера на юг) и механизмом ее генерации. Не обязательно при этом всю систему деформаций Скифо-Сарматии связывать с наличием единой зоны срыва или зоны течения на границе верхней и нижней пластин. Такая обобщенная модель имеет право на существование лишь в качестве первого приближения. Реальная картина может быть намного более сложной. Поверхности срыва, допускаемые в толще коры, включая и наиболее вероятный срыв в области границы М, не обязательно должны протягиваться повсеместно. Они могут иметь ограниченную протяженность и возникать главным образом на участках концентрации напряжений, как это показано на примере авлакогенов Европы [38, 72]. Деформация в коре и в том числе в породе осадочного чехла развивается за счет дифференцированных движений отдельных блоков и пластин, подчиняющихся, с одной стороны, общей тенденции (описываемой обобщенной моделью), с другой стороны, обладающих известной кинематической автономностью – приблизительно в понимании А.В. Пейве [42]. В этом смысле важны признаки локализации новейшей деформации в зависимости от неоднородностей геологического субстрата. Например, сдвиги часто приурочиваются к границам сред разной вязкости, в нашем случае в бортах Воронежского и Ростовского выступов фундамента. Существенно, однако, что неоднородности, контролируя конкретное местоположение структур, не оказывают решающего влияния на их общий (региональный) структурный ансамбль.

Таким образом, кинематическая и геодинамическая обстановка на территории Скифо-Сарматии может трактоваться как обстановка локализованного или, скорее, рассеянного поддвига в северном направлении, причиной которого служит взаимодействие Большого Кавказа, а в более общем плане – Аравийской плиты с краем плиты Евразии в условиях либо их встречного движения, либо обоюдного движения к северу, но с большей скоростью у Кавказа (относительная кинематика и структурные результаты в обоих случаях одинаковы). Нет оснований искать в предполагаемом глубинном срыве прямую структурную связь

с поддвигом Аравийской плиты. Последний, скорее всего, заканчивается в пределах Альпийского пояса. Зона поддвига или субдукции на юге Большого Кавказа, позже (в позднем кайнозое) трансформированная в зону содвига Большого Кавказа, хотя и отражает ту же общую тенденцию поддвигания южных масс под более северные элементы, но вряд ли может рассматриваться как структурное продолжение поддвига Аравийской плиты.

Статья основана на результатах исследований, выполненных при финансовой поддержке РФФИ, проект 96-05-65870.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А. и др. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3–15.
2. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 1977. № 4. С. 32–46.
3. Андреев В.Н., Вайнбаум С.Я., Поляков В.А. и др. О строении восточной части Жигулевского вала в связи с перспективами нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1963. № 12. С. 6–11.
4. Аширов К.Б., Еланский Л.Н., Поляков В.А., Хайкин Л.Г. К вопросу о строении Жигулевской системы дислокаций. Куйбышев, 1966. С. 103–109 (Тр. Куйбышевского науч.-исслед. ин-та нефтяной промышленности. Вып. 36. Геология, геохимия, геофизика).
5. Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдугев С.И. Региональные примеры тектонически расслоенных аккреционных систем. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 196–214.
6. Волож Ю.А., Волчегурский Л.Ф., Грошев В.Г., Шишкина Т.Ю. Типы соляных структур Прикаспийской впадины // Геотектоника. 1997. № 3. С. 41–56.
7. Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 304 с.
8. Грекова Н.В. Тектоническое районирование Пачелмско-Саратовского авлакогена // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1975. Вып. 12. С. 59–67.
9. Грязнов Н.К., Силонов Ф.А. Особенности строения и тектонического развития западной части Жигулевской дислокации и нефтеносность палеозойских отложений. Л.: Гос. науч.-тех. изд-во нефт. и горнотоплив. лит-ры, 1961. С. 40–52 (Тр. ВНИГНИ; вып. XXXIV. Геологическое строение и нефтегазоносность районов Волго-Уральской области, Кавказа и Предкавказья).
10. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560.
11. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
12. Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 3. С. 399–402.
13. Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: ГЕОС, 1999. С. 108–125 (Тр. ГИН РАН, вып. 515).
14. Гущенко О.И., Мострюков А.О., Гущенко Н.Ю., Сергеев А.А. Палеонапряжения центральных районов Русской плиты (по геологическим и геоморфологическим данным) // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 2. С. 230–235.
15. Долицкий В.А., Берман Л.И. Обнаружение скважиной взброса на западном окончании Жигулевского вала // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138. № 6. С. 1413–1416.
16. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.
17. Зарицков А.А., Копп М.Л. О природе Ергенинского уступа (Северо-Западный Прикаспий) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000 (в печати).
18. Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция пояса Тетис // История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 104–115.
19. Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3–14.
20. Казьмин Л.Л., Горелов А.А., Чирук Г.Н. Количественная оценка соответствия структурных планов локальных поднятий Куйбышевской области // Нефтегаз. геология и геофизика. 1983. Вып. 1. С. 4–6.
21. Коноваленко С.С., Ткаченко И.С. Новые данные о строении и времени формирования Жигулевской дислокации. М.: ИГиРГИ, 1979. С. 74–77 (Тр. ИГиРГИ. Вып. 24. Геологические предпосылки и методика поисков залежей нефти в Волго-Уральской провинции).
22. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 506).
23. Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000. № 2. С. 26–41.
24. Копп М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К. и др. Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома // Геотектоника. 1999. № 5. С. 77–92.
25. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Зарицков А.А. О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 4. С. 21–31.

26. *Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 18–29.
27. *Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000 (в печати).
28. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизионный этап в развитии Кавказа: геодинамика и магматизм // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы совещания. М.: Геос, 1998. С. 260–262.
29. *Корчемагин В.А., Емец В.С.* Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 41–57.
30. *Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
31. *Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
32. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
33. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3–23.
34. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
35. *Лобов В.А., Кавеев И.Х.* О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции. Казань, 1975. С. 27–33 (Тр. Татарского гос. науч.-иссл. и проект. ин-та нефтяной пром. Вып. XXX. Геол., разр. нефт. месторожд., физика и гидродинамика пласта).
36. *Макаров В.И.* Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недр Поволжья и Прикаспия. 1996. № 3. Спец. вып. С. 53–60.
37. *Милановский Е.В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостехиздат, 1940. 276 с.
38. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
39. *Павлов А.П.* О новом выходе каменноугольного известняка в Саратовской губернии и о дислокациях правого побережья Волги // Bul. Soc. Natur. Moscou. 1896. Т. X. № 4. С. 81–85.
40. *Панов Д.Г.* О неотектонике Волго-Донских равнин // Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1965. С. 69–83.
41. *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 168 с.
42. *Пейве А.В.* Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геол. 1961. № 3. С. 36–54.
43. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып. 5. С. 57–107.
44. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа тектонических дизъюнктивных нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Наука, 1987. С. 173–235.
45. *Расцветаев Л.М.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96.
46. *Расцветаев Л.М.* Структуры содвижения (особенности строения и условия формирования) // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность: Тез. докл. III Всесоюз. симпозиума “Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии”. М.: Наука, 1991. С. 102–103.
47. *Расцветаев Л.М.* О некоторых общих особенностях структуры и альпийской геодинамики Большого Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки: Северо-Кавказское геологическое управление, 1995. С. 257–260.
48. *Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: Изд-во ГЕОС, 1997. С. 136–140.
49. *Расцветаев Л.М.* О домайкопском возрасте главной складчатости и эоцен-олигоценых олистостромах Северо-Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. № 4. С. 70–71.
50. *Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н. и др.* Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 96–106.
51. *Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965. С. 56–63.
52. *Сим Л.А.* Новейшие поля напряжений Восточно-Европейской платформы // Литосфера (Минск). 1996. № 5. С. 100–107.
53. *Степанов В.В.* Количественная оценка тектонической деформации // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 67–71.
54. *Харченко В.М.* Инженерно-геологическое районирование семиаридных территорий (на примере Калмыкии): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ВСЕГИНГЕО, 1982. 24 с.
55. *Шатский Н.С.* Балыклейский грабен и дислокации южного Поволжья // Вестн. Моск. горной академии. 1922. Т. 1. № 1. С. 13–43.
56. *Шатский Н.С.* О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 4 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39–66.

57. Шукин Ю.К. Глубинная сейсмоструктура Северной Евразии // Недр Поволжья и Прикаспия. 1996. № 13. Спец. вып. С. 6–10.
58. Якушова А.Ф., Сягаев Н.А., Чистяков А.А. Методика и некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований в Восточном Предкавказье и Северо-Западном Прикаспии // Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Л., 1962. Вып. 7. С. 346–377.
59. Angelier J. Determination of the mean principal direction of the stresses for a given fault population // Tectonophysics. 1979. Vol. 56. P. 17–26.
60. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. № B7. P. 5835–5848.
61. Atlas of Tethys. Palaeoenvironmental maps / Eds. J. Dercoût, L.-E. Ricou, B. Vrielynck. Paris, 1993.
62. De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 101. P. 425–478.
63. Garfunkel Z. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // Tectonophysics. 1981. Vol. 80. P. 81–108.
64. Gordon R.G., Jurdi D.M. Cenozoic global plate motions // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 91. № B12. P. 12389–12406.
65. Hempton M.K. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea // Tectonics. 1987. Vol. 6. P. 687–705.
66. Khain V.E. Structure and Evolution of Nappe-Fold Edifices of the Alpine-Himalayan Belt // International Geology Review. 1996. Vol. 38. P. 374–387.
67. Philip H., Cisternas A., Guishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. Vol. 161. P. 1–21.
68. Rosendahl B.R. Architecture of continental rifts with special reference to east Africa // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1987. Vol. 15. P. 445–503.
69. Sengor A.M.C., Yilmaz V. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. P. 181–241.
70. Sobornov K. Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia // C.R. Acad. Sci. Paris. 1995. T. 321. Serie II. P. 161–169.
71. Tapponnier P., Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // Nature. 1976. Vol. 264. № 5584. P. 319–324.
72. Ziegler P.A. Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model // Tectonophysics. 1987. Vol. 137. P. 389–420.

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

Relationship between the Late Cenozoic Stresses and Deformations in the Caucasian Sector of the Alpine Belt and Its Northern Foreland

Yu. G. Leonov*, O. I. Gushchenko*, M. L. Kopp*, and L. M. Rastsvetaev**

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

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

Abstract—The impact of collision in the Alpine Belt upon the intraplate deformations in Scytho-Sarmatia (Scythian and southern East European cratons) is studied by stress and strain modeling based on two methods: the well-known analysis of structural associations and seismotectonic stress monitoring. The latter method is original, and its fundamentals are specially discussed in this paper. Integrated analysis of data obtained by these two methods suggests the existence of a single stress and strain field induced by lithospheric plate convergence in the Alpine belt and its northern foreland. The specific features of structural frameworks and geodynamic settings in various zones of the Greater Caucasus and adjacent platforms are discussed. A model of a longitudinal-wave mechanism of intraplate deformations is proposed, and basic assumptions on the model of deformation in Scytho-Sarmatia at the background of interactions between lithospheric plates are formulated.

УДК 551.242.11:552.11(479.22)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (КАВКАЗ) В СВЕТЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2001 г. И. П. Гамкрелидзе, Д. М. Шенгелиа

Геологический институт им. А.И. Джанелидзе АН Грузии, г. Тбилиси

Поступила в редакцию 15.05.98 г.

Дзирульский кристаллический массив (выступ доюрского фундамента Черноморско-Центрально-закавказского террейна) в основном сложен докембрийскими метабазами, гнейсово-мигматитовым комплексом и кварцево-диоритовыми ортогнейсами; кембрийскими (?) метабазами; позднебайкальскими (или раннекаледонскими) массивными “кварцевыми диоритами” и позднегерцинскими гранитами. В ЮВ части массива среди позднегерцинских гранитов сохранились фрагменты вертикально-аккреционного комплекса, состоящего из нагромождения различных террейнов, включая фрагменты офиолитового террейна, сформированных в различных геодинамических условиях. Геологические и геофизические данные указывают, что такая тектоническая расслоенность охватывает и глубокие горизонты земной коры: на глубине сиалический фундамент (третий “инверсионный” слой по геофизическим данным) перекрыт мощным тектоническим покровом фемических пород (второй геофизический слой), вызвавшим в конце раннего карбона тектоническое сдвигание земной коры.

Наличие подобной тектонической расслоенности позволяет в новом свете рассмотреть генезис некоторых магматических образований Дзирульского массива. В частности, предполагается, что особенности магматических пород обусловлены условиями их формирования в разных слоях тектонически расслоенной земной коры.

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, концепция о структурно-динамической расслоенности литосферы возникла уже к концу 60-х годов и затем была детально разработана русскими учеными [18, 22–24 и др.]. Было высказано мнение, что тектоническая расслоенность – результат дифференцированного по скорости субгоризонтального смещения глубинных и (или) близповерхностных масс литосферы [23]. Эти неоднородности в глубоких частях Земли устанавливаются только геофизическими методами. В верхней части литосферы они уже доступны непосредственному геологическому изучению. Здесь тектоническое расслоение происходит главным образом в процессе аккреции континентальной коры в условиях сжатия, в результате которого в верхней части литосферы на различных ее уровнях возникают разнообразные тектонические покровы [23, 24, 39].

Такая тектоническая расслоенность в настоящее время описана во многих регионах мира [23, 24]. Она рассматривается также во всем центральном сегменте Средиземноморского подвижного пояса [39]. В частности, о существовании тектонической расслоенности земной коры свидетельствуют глубинные шарьяжи в фундаменте Центральных и Восточных Карпат, Северных Апусенид, Богемского массива, Родопского кристалликума,

Паннонской впадины, Закавказского (Дзирульского) массива и кристаллического ядра Большого Кавказа [6, 23, 39, 42, 43].

Вместе с тем, такая расслоенность часто недостаточно учитывалась при решении целого ряда геологических проблем, в том числе при различных петрогенетических построениях, в частности, при рассмотрении генезиса палеозойских магматитов Кавказа, что приводило, на наш взгляд, к неверной его трактовке и очевидным противоречиям.

Целью настоящей статьи является рассмотрение вопросов формирования различных магматических образований выступа доюрского фундамента Черноморско-Центральнозакавказского террейна – Дзирульского кристаллического массива с учетом тектонической расслоенности земной коры этого региона.

Наши исследования велись в четырех главных направлениях в следующей последовательности:

1. Полевое картирование различных магматических и метаморфических пород Дзирульского массива, выяснение их взаимоотношений и возрастной последовательности.

2. Лабораторные исследования. В частности, для изучения состава пород, слагающих указанный массив, и решения петрогенетических проблем (установление равновесных минеральных

ассоциаций, оценки температурных и глубинных условий их формирования, выделение генетических типов различных магматитов) проводились исследования с помощью микронзонда и электросканирования, рентгеноструктурного, оптического и петрогеохимического методов.

3. Анализ полученного нами и имеющегося геологического, а также геофизического материала о тектонической расчлененности земной коры Черноморско-Центральнокавказского террейна.

4. Создание петрогенетической модели различных магматических пород Дзирульского кристаллического массива.

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ДЗИРУЛЬСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

Доюрский фундамент Черноморско-Центральнокавказского террейна выступает на поверхность в Дзирульском кристаллическом массиве, в центральной части Дзирульского субтеррейна [40, 41].

Дзирульский массив по новым данным авторов [43] сложен в основном докембрийскими метабазами, гнейсово-мигматитовым комплексом и кварцево-диоритовыми гнейсами, кембрийскими (?) метабазами, позднебайкальскими (или раннекаледонскими) массивными "кварцевыми диоритами", позднегерцинскими гранитами и ранне-среднепалеозойским так называемым чорчанопулевским метавулканогенно-осадочным комплексом, а также тесно с ним ассоциирующимися докембрийско-палеозойскими метаофиолитами (рис. 1).

В гнейсово-мигматитовом комплексе могут быть выделены: слюдяные ($Qtz + Pl^{20-30} + Bt_{50-53} + [Ms_{42}, Par_{15}, Phn_{43}] + Grt_{88-92}$; $Qtz + Pl^{25-35} + Bt_{52} + Sill (Andl) \pm Grt_{85-87} + Qtz + Pl^{20-35} + Bt_{50} + [Ms_{55}, Par_{16}, Phn_{29}] + Cor_{40}$; $Qtz + Pl^{25-35} + Bt_{58} \pm Ms + Cor_{40} + Sill [Andl]$; $Cor_{43} + Sill + Bt_{59} + Pl^{25-35} \pm Ksp \pm Qtz \pm Spi$); $Cor \pm Sill \pm Bt \pm Ksp$ и амфибол-биотитовые ($Hbl_{45-66} + Bt_{51-60} + Pl^{30-40} \pm Qtz \pm Ep$) сланцы, амфиболиты ($Hbl_{70} \pm Pl^{30-45} \pm Cum_{62} \pm Crx \pm Ep$), плагиогнейсы ($Bt_{52} + Grt_{81} \pm Ms \pm Cor_{39} + Pl^{25-35} + Qtz$) и плагиомигматиты ($Bt_{48} \pm Ms + Pl^{20-35} \pm Sill \pm Cor_{42} \pm Grt_{75} \pm Qtz$)¹. Примечательно,

¹ Символы минералов: Andl – андалузит, Bt – биотит, Crx – клинопироксен, Cor – кордиерит, Cum – кумминтонит, Ep – эпидот, Fibr – фибролит, Grt – гранат, Hbl – роговая обманка, Ksp – калиевый полевой шпат, Mikr – микроклин, Ms – мусковит, Par – парагонит, Phn – фенгит, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Sph – сфен, Sill – силлиманит, Spi – шпинель. Цифры при символах железо-магнезиальных минералов (Grt_{50}) – их общая железистость $F = Fe/(Fe + Mg)\%$, а для плагиоклаза (Pl^{30}) – номер.

что нами в Дзирульском массиве закартированы обширные выходы ранее неизвестных кордиеритовых плагиогнейсов и плагиомигматитов.

Минеральные парагенезисы пород гнейсово-мигматитового комплекса показывают, что условия метаморфизма соответствуют фациям биотит-мусковитивых гнейсов, биотит-силлиманит-калишпатовой и низкотемпературной части гранат-кордиерит-ортоклазовой². Следует отметить, что по цирконам из мигматитов U/Pb методом был получен раннеордовикский возраст – $491 \pm 91_{36}$ млн. лет [33], что, по мнению некоторых исследователей, не подтверждает реальное геологическое соотношение мигматитов и кварцево-диоритовых гнейсов [9]. По мнению авторов, возраст 491 млн. лет является возрастом циркона, возникшего на более позднем этапе регионального метаморфизма, после формирования кварцево-диоритовых гнейсов (см. ниже). По этому поводу небезынтересно отметить, что в мигматитах, плагиогнейсах и кристаллических сланцах Дзирульского массива в результате наложенного регионального метаморфизма устанавливается смена раннего высокотемпературного кордиеритового ($Cor + Bt_{Fe-Mg} \pm Sill + Ksp + Pl \pm Qtz \pm Spi$) парагенезиса более низкотемпературным гранатовым ($Grt_{Fe-Mg} + Bt_{Mg-Fe} + Andl(Fibr) + Ms + Pl + Qtz$) парагенезисом. При этом наблюдаются собирательная перекристаллизация и неоминерализация биотита ($Bt_{Fe-Mg} \rightarrow Bt_{Mg-Fe}$), сопровождавшиеся возникновением многочисленных включений зерен циркона в чешуек новообразованного биотита.

Вместе с тем в гнейсово-мигматитовом комплексе устанавливается наиболее раннее (докембрийское) проявление регионального метаморфизма в Дзирульском массиве, так как породы этого комплекса секутся докембрийскими кварцево-диоритовыми гнейсами (ортогнейсами), содержащими ксенолиты уже метаморфизованных пород этого комплекса, в том числе сильно деформированных плагиомигматитов и кристаллических сланцев [5] (рис. 2).

Кварцево-диоритовые гнейсы почти всеми предыдущими исследователями относились к раннегерцинским образованиям. Они обычно именовались гнейсовидными кварцевыми диоритами, и их гнейсовая текстура считалась первичной. Однако, на наш взгляд, эти породы являются заведомо догерцинскими, так как испытали метаморфизм и разгнейсование до внедрения в них массивных кварцевых диоритов, имеющих догерцинский (позднебайкальский или раннекаледонский, см. ниже) возраст. Недавно для цирконов из меланократового кварцевого диорита U/Pb методом бы-

² Здесь и далее классификация метаморфических фаций дана по С.П. Кориковскому [19].

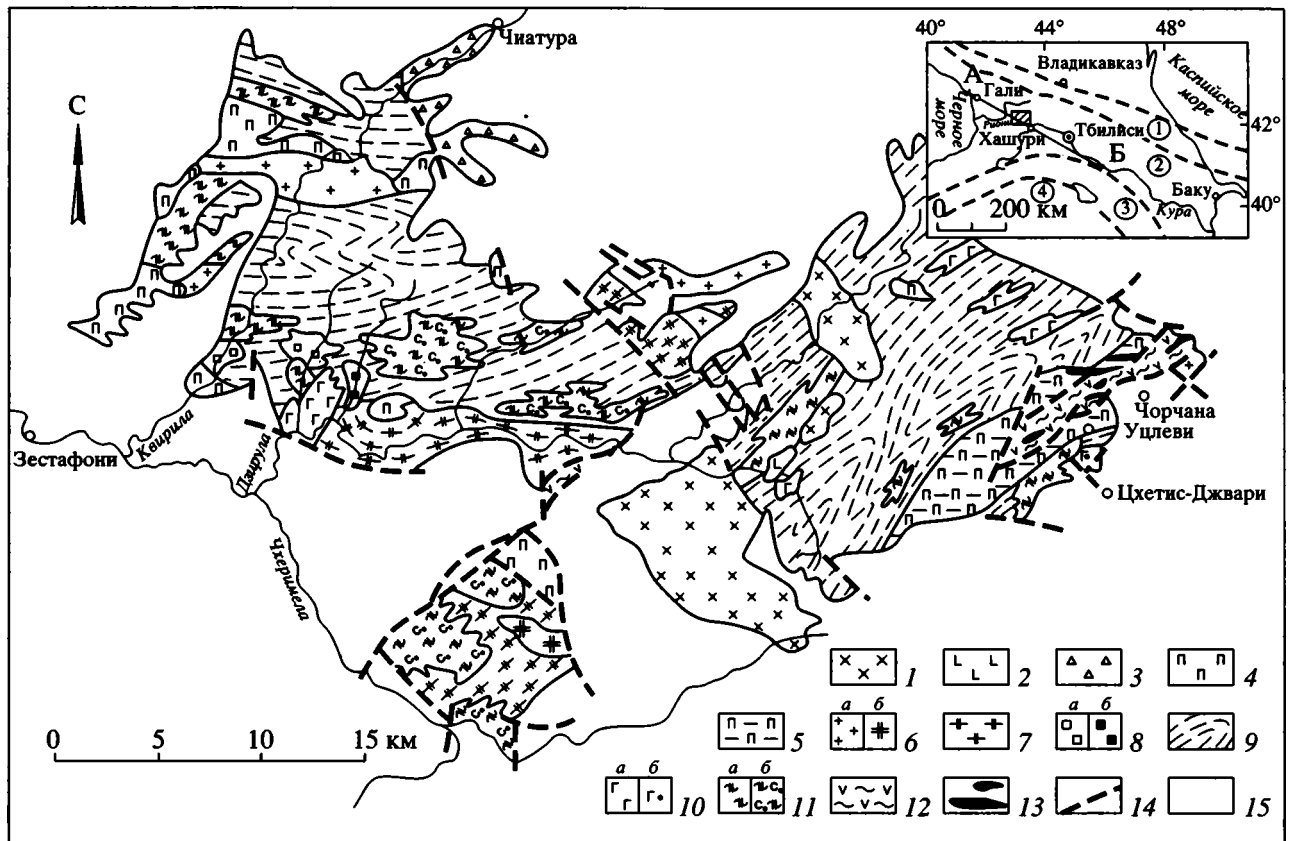


Рис. 1. Геологическая схема Дзирульского кристаллического массива.

1 – гранитоиды (среднеюрские); 2 – калишпатовые габбро (“рикоититы”) ранне-среднеюрские?; 3 – вулканы риолитового состава (позднепалеозойские); 4–7 – позднегерцинские: 4 – микроклиновые граниты, аляскиты, аплиты и пегматиты, 5 – рассланцованные (динамометаморфизованные) граниты и милониты, 6: а – порфировидные микроклиновые граниты Рквийской интрузии, б – гранит-порфиры, 7 – микроклинизированные гранито-гнейсы и мигматиты – продукты гранитизации различных догерцинских пород; 8 – интрузии массивных “кварцевых диоритов” (позднебайкальские): а – массивные “кварцевые диориты” ущелий рек Квирила и Мачарула, б – габбро-диорит-кварцевые диориты ущелья реки Гезрула; 9 – кварцево-диоритовые гнейсы (позднедокембрийские); 10 – метабазиты (габбро, габбро-амфиболиты): а – докембрийские, б – кембрийские (?); 11 – докембрийский гнейсово-мигматитовый комплекс: а – кристаллические сланцы, амфиболиты, амфибол-биотитовые сланцы, плагиогнейсы, плагиомигматиты, б – кордиеритовые плагиогнейсы и плагиомигматиты; 12 – метавулканогенно-филлитовый комплекс (террейн, кембрийско-ранне-среднепалеозойский); 13 – протрузии серпентинитов (часть докембрийско-палеозойского метафиолитового террейна); 14 – разрывы; 15 – осадочный чехол (мезозойско-кайнозойский).

На врезке: заштрихована исследованная площадь; А–Б – линия профиля ГСЗ Гали–Рустави; пунктирными линиями показаны границы террейнов; цифры в кружках аккреционные террейны: 1 – Большескавказский, 2 – Черноморско-Центральнозакавказский, 3 – Бейбурт-Севанский, 4 – Ирано-Афганский.

ла получена явно докембрийская цифра – 747 ± 70^{100} млн. лет [33, 37]. По нашему мнению, это истинный возраст циркона протолита кварцево-диоритового гнейса. Исходя из этих данных, а также охарактеризованных выше геологических соотношений, на сегодняшний день вряд ли можно сомневаться в явно докембрийском возрасте кварцево-диоритовых гнейсов и, следовательно, еще более древнем возрасте гнейсово-мигматитового комплекса.

Таким образом, в составе Дзирульского кристаллического массива различаются две текстурные и возрастные разновидности кварцевых диоритов [43]: с гнейсовой текстурой и массивные.

Породы второй разновидности, помимо собственно кварцевых диоритов, в разных интрузивах представлены габбро-диоритами, диоритами, плагиогранитами, плагиогранодиоритами, гранодиоритами. Поэтому их общее название “кварцевые диориты” сугубо условное.

Наиболее крупные выходы массивных “кварцевых диоритов” закартированы в ущельях рек Гезрула, Мачарула и Квирила (см. правые притоки р. Дзирула; рис. 1).

Породы габбро-диорит-кварцево-диоритовой дифференцированной серии ущелья р. Гезрула обнажаются вблизи слияния рек Дзирула и ее



Рис. 2. Ксенолит мигматизированного и посткристаллизационно-складчатого биотитового кристаллического сланца в позднедокембрийском кварцево-диоритовом гнейсе (ущелье р. Думала, правый приток р. Дзирула) [5].

правого притока Гезрула. К этой группе магматитов, которые, видимо, следует отнести к четвертой генерации базитов (см. ниже), относится и роговообманковый габбро-диорит, обнажающийся в СВ части Дзирульского массива, в верховьях р. Дедаберасцкали (юго-восточная часть Дзирульского массива). Все эти породы по минеральному составу и парагенезису резко отличаются от биотитовых и двуслюдяных, обычно интенсивно микроклинизированных кварцево-диоритовых гнейсов.

В ущелье р. Мачарула большая часть интрузивного тела представлена крупнозернистыми биотитовыми кварцевыми диоритами, переходящими в плагиограниты. Встречаются и плагиогранодиориты и гранодиориты.

В ущелье р. Квирила большая часть интрузивного тела представлена крупнозернистыми породами, отвечающая по составу кварцевым диоритам — плагиогранитам.

Сравнение составов массивных “кварцевых диоритов” ущелий Мачарула и Квирила показывает их большое сходство. Видимо, они являются разновозрастными и относятся к самостоятельной магматической фазе. В то же время по петроминералогическим признакам они резко отличаются от габбро-диоритов-кварцевых диоритов ущелья Гезрула.

Данные о возрасте доюрских массивных “кварцевых диоритов” Дзирульского массива ограничены контактовым воздействием на них позднегерцинских (судетских) микроклиновых гранитов и пегматитов и наличием их интрузивных

контактов с докембрийским гнейсово-мигматитовым комплексом, кварцево-диоритовыми гнейсами и метабазами третьей генерации.

Авторы предполагают, что гранитоиды кварцево-диорит-плагиогранит-гранодиоритовой серии ущелий Мачарула и Квирила формировались при интенсивной плагиомигматизации докембрийского плагиогнейсово-плагиомигматитового комплекса в результате проявления второго позднебайкальского (или раннекаледонского) этапа регионального метаморфизма. К этому времени, по видимому, и относится возникновение циркона с U/Pb возрастом $491 \pm 91_{36}$ млн. лет.

Для кварцево-диоритовых гнейсов характерна большая гетерогенность количественно-минерального состава и обилие включений, чаще всего метаморфизованных массивных габброидов и диоритов самых различных очертаний (угловатых, обычно разноориентированных, либо округлых), и многочисленные сфероидные образования. Размеры последних в диаметре от 3–4 до 50 см. Состав сфероидных включений более основной по сравнению с вмещающими кварцево-диоритовыми гнейсами и отвечает метаморфизованному габброиду, габбро-диориту или диориту. И.И. Хмладзе и К.С. Чихелидзе [30] приняли сфероидные образования за автолиты, считая их характерным признаком I гранитов. Автолиты в кварцево-диоритовых гнейсах являются, видимо, оплавленными обломками глубинного субстрата, из которого выплавилась магма.

Массивные “кварцевые диориты” – гомогенные породы, и гетерогенные участки в них обнаруживаются сравнительно редко. В них отсутствуют автолиты, и для них характерны зональные плагиоклазы, являющиеся чуждыми для догерцинского комплекса Дзирульского кристаллического массива.

Наряду с этим в Дзирульском массиве присутствуют метабазиты нескольких генераций. Базиты первой генерации всеми исследователями ранее считались раннегерцинскими образованиями [1, 2, 28]. Однако, с нашей точки зрения, эти породы (метагаббро, амфиболиты) также имеют докембрийский возраст, так как в виде малых и крупных реликтов и ксенолитов присутствуют в вышеназванных докембрийских кварцево-диоритовых гнейсах. Следует также отметить, что развитие в Дзирульском массиве древних гранитизированных базитов отмечалось многими исследователями [6, 13, 15, 29]. Г.М. Заридзе и Н.Ф. Татришвили [13] предполагали, что широко развитые в Дзирульском кристаллическом массиве метабазиты являются составной частью симагического субстрата палеозойской геосинклинали. Следовательно, отмеченные выше метабазиты, по существу, представляют собой реликты докембрийского меланократового фундамента [43]. Согласно новейшим исследованиям [11], Sm-Nd изотопные данные по породам для метабазитов из метафиолитов Дзирульского массива соответствуют возрасту $T = 810 \pm 100$ млн. лет и $\epsilon_{Nd_{disc}} = 7.37 \pm 0.55$.

Метабазиты второй генерации играют большую роль в составе гнейсо-мигматитового комплекса. Они представляют собой плагиоклазовые амфиболиты, образовавшиеся за счет древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Они всюду интенсивно рассланцованы согласно сланцеватости всего гнейсо-мигматитового комплекса. Первичная магматическая структура в них вследствие интенсивного проявления полиметаморфизма не сохранилась.

Что касается третьей генерации базитов (регионально-метаморфизованные и рассланцованные габбро и диабазы), то они моложе и являются, видимо, кембрийскими, так как внедрены в отмеченные выше докембрийские кварцево-диоритовые гнейсы и, в свою очередь, секутся позднебайкальскими массивными “кварцевыми диоритами” и позднегерцинскими калишпатовыми гранитами. К этим же базитам относится, видимо, амфиболовое габбро, слагающее довольно крупное тело у селения Цхетис-Джвари. К четвертой генерации базитов, как было отмечено, относятся интрузивные тела габбро-диоритов ущелий Гезрулы и Дедаберасцкали, которые, скорее всего, имеют позднебайкальский возраст.

Все перечисленные выше породы, в том числе кварцево-диоритовые гнейсы и массивные “кварцевые диориты”, на всей площади Дзирульского массива насыщены крупными дайко- и штокообразными телами позднегерцинских порфиroidных (так называемая рквийская фация) и равномерно-зернистых **микроклиновых гранитов**, а также **алясцитовых гранитов** и **аплитов**. Калий-Аргоновый возраст микроклиновых гранитов варьирует от 270–305 [20] до $325-336 \pm 10$ млн. лет [9, 33].

Среди позднегерцинских микроклиновых гранитоидов различаются:

1. Продукты гранитизации кварцево-диоритовых гнейсов и других древних пород (кристаллических сланцев, параплагиогнейсов, плагиомигматитов, амфиболитов, метабазитов, массивных “кварцевых диоритов”) как собственно гранитного состава, так и более основного – адамеллитового, банатитового и тоналитового.

2. Вторую группу гранитов составляют магматические массивные, равномерно-зернистые, гомогенные (эвтектоидные) граниты, аляскиты и аплиты, образующие мелкие жилы, мощностью до нескольких метров, или более крупные штокообразные тела.

По минеральному составу первые две группы гранитоидов мало чем отличаются одна от другой, разве лишь значительно более лейкократовым составом, а также гомогенностью (отвечающей экспериментально установленной области минимальных точек температуры плавления гранитов) гранитов второй группы.

3. Третья группа гранитов Дзирульского массива представлена крупнозернистыми порфиroidными гранитами так называемой Рквийской интрузии, обнажающейся в западной части Дзирульского кристаллического массива на площади около 80 км².

Явление гранитизации кристаллических пород Дзирульского массива некоторые исследователи [16, 21, 25] связывают с Рквийской интрузией. На наш взгляд, региональная гранитизация догерцинского кристаллического субстрата, скорее всего, обусловлена появлением эвтектоидной группы гранитоидов калиевого ряда, которые не образуют крупных тел, но их жилами и инъекциями пропитаны все древние породы, и они играют решающую роль в окончательном становлении доюрского кристаллического фундамента. Рквийская интрузия, видимо, является более ранним образованием, нежели равномерно-зернистые гомогенные (эвтектоидные) граниты.

Таким образом, изложенные выше соображения о возрасте и соотношениях доюрских пород Дзирульского массива не оставляют сомнения в полициклическом характере регионального метаморфизма и существовании разобщенных во времени трех его этапов: докембрийского и позд-

небайкальского (раннекаледонского?) прогрессивного и позднегерцинского регрессивного.

Условия древнейшего (докембрийского) регионального метаморфизма достигали гранат-коридерит-ортоклазовой (начальной ступени гранулитовой) фации метаморфизма. Критические минеральные парагенезисы $Cor + Pl \pm Ksp \pm Bt \pm Sill$ (с полным исчезновением парагенезиса $Bt + Sill + Qtz$) и $Hbl_{бур-зел} + Crx + Pl \pm Grt$. В результате проявления докембрийского регионального метаморфизма устанавливается широкое развитие кордьеритовых плагиогнейсов и плагиомигматитов.

Второй этап регионального метаморфизма (позднебайкальский или раннекаледонский) по условиям метаморфизма соответствовал фации биотит-мусковитовых гнейсов. Он обусловил региональную плагиомигматизацию кристаллических пород натриевого ряда – докембрийских плагиогнейсо-мigmatитов и отчасти кварцево-диоритовых гнейсов, а также формирование пород кварцево-диорит-плагиогранит-гранодиоритовой серии (массивные “кварцевые диориты” рек Квирила и Мачарула). Характерные минеральные парагенезисы второго этапа прогрессивного регионального метаморфизма – $Bt + Ms + Grt + Pl + Qtz$, $Bt + Andl(Sill) \pm Grt + Pl + Qtz$, $Hbl_{зел} + Pl \pm Bt$, $Hbl_{зел} \pm Cum \pm Crx + Pl$.

Наиболее позднее проявление регионального метаморфизма во времени совпадает с формированием позднегерцинских гранитов, обусловлено судетской фазой тектогенеза и широко представлено во всех дораннекаменноугольных образованиях Дзирульского массива, в том числе и массивных “кварцевых диоритах”. Этот этап регионального метаморфизма по сравнению с предыдущими этапами имел ретроградный характер. С ним в разных по вещественному составу и интенсивности метаморфизма породах связано образование низкотемпературных минералов зеленосланцевой фации.

Кроме описанных выше доюрских магматических пород, в Дзирульском массиве обнажаются более молодые ранне-среднеюрские (?) весьма примечательные магматические породы своеобразного состава – калишпатовые габбро, обычно именуемые “рикогитами”. Вопросы возраста и генезиса этих пород до сих пор являются крайне запутанными.

Калишпатовое габбро имеет гетерогенный состав. В интрузивном теле выделяются связанные один с другим взаимными переходами участки пироксенового, пироксен-роговообманкового и роговообманкового габбро, а также эти же разновидности с калинатровым полевым шпатом. Калинатровый полевой шпат ($-2V = 42-60^\circ$) – анортоклаз (с высоким содержанием в гомогенном твердом растворе альбитовой молекулы), по-

степенно переходящий в ортоклаз, неравномерно пропитывает породу. Калинатровый полевой шпат образуется на заключительной стадии формирования породы, заполняя пространство между ранее выделившимися минералами.

Наконец, весьма интересными и важными в геологическом смысле являются фаунистически датированные **метаморфические сланцы** и пространственно связанные с ними **основные и ультраосновные породы**, обнажающиеся в юго-восточной части Дзирульского массива.

Специальные геологические и петролого-петрохимические исследования, проведенные в этой части массива [6], позволили детально расчленить “свиту” метаморфических сланцев, по-новому расшифровать ее внутреннюю структуру, а также высказать мнение о геологической позиции и возрасте тесно ассоциирующихся с ней ультраосновных и основных пород. В частности, было показано, что в юго-восточной части Дзирульского массива (в Чорчано-Уцлевской полосе) среди позднегерцинских гранитов сохранился реликт офиолитовой ассоциации докембрийско-ранне-среднепалеозойского возраста [6].

Вслед за этим в работе Г.С. Закаридзе и др. [10] приводятся результаты детальных исследований вышеотмеченных офиолитовых metabазитов и обосновывается, что они отвечают сериям типа MORB, а в недавней работе Г.С. Закаридзе и др. [11] показано, что ультраосновные составляющие офиолитов представлены гарцбургитами и клинопироксенсодержащими шпинелевыми гарцбургитами океанского типа – реститами от выплавления толеитовых базальтов, а metabазиты, амфиболиты и эпидотовые амфиболиты по составу протолита отвечают толеитовым базальтам типа N- и T-MORB.

Исходя из сонахождения на этом участке массива совершенно различных по генезису чешуй, в частности, фрагментов верхней мантии и океанской коры (серпентиниты, амфиболиты, габбро и габбро-диабазы), а также разновозрастных (кембрий, ранний-средний палеозой) и имеющих различную историю метаморфизма пластин осадочных пород (метавулканогенно-филлитовый комплекс), можно сделать вывод, что все эти породы до внедрения герцинских гранитоидов испытали тектоническое перемещение [6]. Время их шарьирования – турне-ранний-средний визе, так как аллохтонная пластина осадочного комплекса включает верхний девон, а перекрывающие ее несогласно риолитовые туфы (неоавтохтон) относятся по возрасту к поздневизейско-башкирскому веку [6], что в последнее время подтверждено определением их абсолютного возраста Rb/Sr методом – 298 млн. лет (по валовой пробе) [9].

Местонахождение океанской структуры Палеотетиса, унаследованно развившегося из Прототе-

тиса, и, соответственно, его офиолитового шва, скрытого в настоящее время под позднемезозойско-кайнозойским чехлом, на основании различных геологических и палеомагнитных данных, предполагается между Черноморско-Центральнокавказским и Бейбурт-Севанским террейнами [6, 41].

На основании этих данных высказано предположение [6], что реликтовый бассейн Палеотетиса закрылся лишь в батскую (адыгейскую) фазу сжатия. В пользу такого допущения, на наш взгляд, говорит также факт обнаружения на восточной периферии Локского доюрского кристаллического массива (в непосредственной близости к намечаемому офиолитовому шву) серпентинитового меланжа, трансгрессивно перекрытого турбидитно-олистостромовой толщей позднеюрского возраста [3].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЧЕРНОМОРСКО- ЦЕНТРАЛЬНОКАВКАЗСКОГО ТЕРРЕЙНА

Таким образом, в настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что в юго-восточной части Дзирульского массива мы наблюдаем фрагменты вертикально-аккреционного комплекса, состоящего из нагромождения террейнов и субтеррейнов, формировавшихся в совершенно различных геодинамических условиях. Такое тектоническое расслоение охватывает, по-видимому, и более глубокие горизонты земной коры. Было высказано предположение [32, 45], что на глубине сиалический субстрат, из которого могла генерироваться позднегерцинская эвтектоидная гранитная магма, перекрыт мощным догранитным тектоническим покровом фемических пород.

В пользу такого допущения, на наш взгляд, свидетельствуют: 1) широкое развитие в Дзирульском массиве интенсивно тектонизированных реликтов метабазитов, аналогичных по вещественному составу метабазитам офиолитов (фрагменты третьего и второго слоев океанской коры) [6] и палеоокеанской коры типа срединно-океанических хребтов [11], а также мантийных пород (серпентинитов), включенных в Чорчано-Уцлевский аккреционный аллохтонный комплекс; 2) тесная пространственная связь докембрийского фемического субстрата с Чорчано-Уцлевским аллохтонным комплексом (мы предполагаем, что последний шарьирован совместно с догранитным кристаллическим основанием фемического профиля) и, наконец, 3) геофизические данные, в частности, материалы глубинного сейсмического зондирования по профилю Гали-Рустави [14]. Скоростные разрезы построены до глубины порядка 120 км, т.е. охватывают всю толщу литосферы. По этим данным на участке Дзирульского

выступа земная кора характеризуется весьма своеобразным строением (рис. 3). В верхней части выделяется слой мощностью 8–11 км с пластовой скоростью 5.1–6.3 км/с, который, по мнению М.С. Иоселиани и др. [14], соответствует породам сиалического комплекса. Ниже расположен второй слой с существенно повышенной скоростью распространения продольных сейсмических волн (7.3–7.5 км/с), мощность которого меняется от нулевой на востоке и западе до 8 км в центральной части. Ширина распространения этого слоя на данном профиле составляет примерно 40–50 км, но к югу он, скорее всего, значительно расширяется. Этот слой, видимо, представлен преимущественно основными породами и, как было отмечено выше, является шарьяжем. Ниже следует “инверсионный” слой мощностью 12–14 км, с пониженными скоростями – 5.8–6.4 км/с, видимо, представленный сиалическими породами [14]. Четвертый слой характеризуется скоростями 7.2–7.6 км/с и вновь соответствует мафитам. Пятый слой с пониженными скоростями (6.2–6.6 км/с) мощностью 6–8 км расположен непосредственно над поверхностью Мохо и, скорее всего, представляет собой так называемый “коровый астенослой” (астенолинзу). Примечательно, что существование этого корового астенослоя (“коровой астеносферы”), который также именовался “инверсионным”, впервые на Кавказе было установлено методами магнитотеллурического зондирования [7]. Наиболее вероятным механизмом возникновения этого слоя представляется частичное плавление влагонасыщенных гранитов и базальтов, которое приурочивается к изотерме с $T = 500\text{--}700^\circ\text{C}$ (в среднем 600°C), трассирующей кровлю коровой астеносферы [8]. Этот слой наблюдается почти по всему Закавказскому региону и имеет наибольшую мощность (15–20 км) в пределах Большого и Малого Кавказа и Каспийского моря [8]. Вдоль его кровли, видимо, проходит еще одна поверхность тектонического перемещения.

Перекрытие мафитовым слоем третьего “инверсионного” сиалического слоя и его шарьирование, видимо, одновременно с Дзирульскими офиолитами (в турне-раннем-среднем визе), вызвало сдвигание и относительное утолщение тонкой и еще незрелой континентальной коры, которая превратилась в истинно континентальную лишь после ее насыщения позднегерцинскими калиевыми гранитами [43]. Что касается глубокой поверхности тектонического перемещения, то она представляет собой срыв по подошве земной коры, предполагаемый во многих регионах мира [23].

Таким образом, на основании приведенных выше фактов мы считаем, что земная кора Черноморско-Центральнокавказского террейна является тектонически расслоенной.

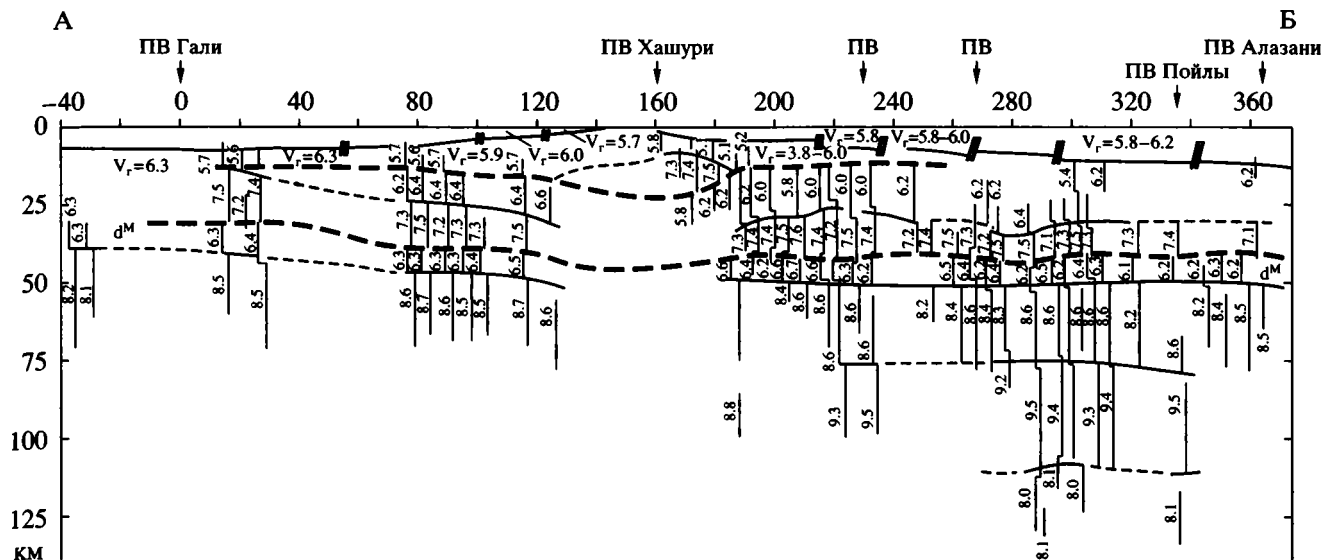


Рис. 3. А–Б – скоростной разрез земной коры и верхней мантии через Закавказскую межгорную область по профилю ГСЗ Гали–Рустави [14] (часть профиля Черное море–Каспийское море, см. рис. 1).

V_r – граничная скорость; ПВ – пункт взрыва, d^M – поверхность Мохоровичича; в осадочном чехле заштрихованы зоны субвертикальных глубинных разломов; жирными пунктирными линиями показаны предполагаемые авторами настоящей статьи поверхности тектонического перемещения.

Наличие такой расслоенности позволяет по-новому рассмотреть механизм формирования магматических образований Дзирульского кристаллического массива.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИТОВ ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА

Доюрские гранитоиды

Как отмечалось, в Дзирульском кристаллическом массиве в настоящее время можно выделить гранитоиды трех возрастных групп: докембрийские (байкальские ?) кварцево-диоритовые гнейсы, содержащие в виде ксенолитов и крупных реликтов еще более древние метабазиты; позднебайкальские или раннекаледонские массивные “кварцевые диориты” и позднегерцинские калишпатовые граниты.

Восстановление состава субстрата либо исходной магмы кварцево-диоритовых гнейсов имеет важное значение для правильного понимания формирования догранитного кристаллического основания Дзирульского массива. Взгляды исследователей на строение и генезис этих образований расходятся. Большинство из них совершенно отрицает проявление самостоятельной кварцево-диоритовой магматической активности.

Как было отмечено выше, иного мнения придерживаются авторы настоящей статьи, считая кварцево-диоритовые гнейсы и массивные “кварцевые диориты” строго разобщенными во време-

ни образованиями. Кварцево-диоритовые гнейсы и метабазиты третьей генерации претерпели до внедрения магмы массивных “кварцевых диоритов” региональный метаморфизм и разгнейсование.

В результате позднебайкальского или раннекаледонского регионального метаморфизма исходные породы кварцево-диоритовых гнейсов и метабазитов третьей генерации, помимо разгнейсования и расланцевания, испытали неоминерализацию и метаморфическую дифференциацию. В первой группе пород устанавливаются: возникновение порфиروبластических незональных плагиоклазов и акцессориев (граната и циркона), куммингтонитизация и частичная биотитизация роговой обманки и образование полосчатой породы, переходящей в послышную плагиогиммиты. Здесь развит парагенезис $Pl^{30-40} + Hbl_{53-65} + Cum_{44-56} \pm Bt_{51-57} \pm Grt_{80-84} + Qtz$. В метабазитах же наблюдаются перекристаллизация плагиоклаза, распад клинопироксена и бурой роговой обманки, образование зеленой роговой обманки, куммингтонита, биотита и минералов группы эпидота и акцессориев – ортита, сфена и граната. Минеральный парагенезис этих пород – $Hbl_{40-48} + Pl^{25-45} + Cum + Ep \pm Bt_{45-47} + Sph \pm Grt_{82-90}$.

Мы считаем, что породы догранитного кристаллического субстрата Дзирульского массива – это океанские образования габбро-диорит-кварцево-диоритового комплекса, с фрагментами регионально-метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных пород, тогда как позднегерцинские магматические гомогенные граниты,

имеющие эвтектоидный состав, а также порфирировидные гранитоиды Рквийской интрузии – типичные продукты выборочного плавления сиалической коры [43].

На основании геологического изучения древних гранитоидов Дзирульского кристаллического массива, а также петрохимических данных [32, 44], было показано, что кварцево-диоритовые гнейсы принадлежат к гранитоидам I типа, а анатектические микроклиновые граниты – к гранитоидам S типа, по Б. Чаппелу и А. Уайту [36]. К.С. Чихелидзе [30] также выделены генетически самостоятельные древнейшая габбро-диорит–кварцево-диоритовая и позднегерцинская гранитная серии. Она показала, что по петрогенным элементам и характеру распределения редкоземельных элементов породы первой серии тождественны породам мантийного происхождения, а гранитной серии – породам континентальной коры. Помимо этого, К.С. Чихелидзе установлены своеобразные ассоциации и количественное соотношение акцессорных минералов в породах названных серий.

Таким образом, кварцево-диоритовые гнейсы и микроклиновые граниты не только разобщены во времени, но и генетически не взаимосвязаны.

Основываясь на геодинамической обстановке, условиях образования, особенностях минерального и химического состава и происхождения исходной магмы, докембрийские кварцево-диоритовые ортогнейсы можно отнести к энсиматической незрелой островной дуге и считать сформировавшимися в процессе субдукции во внутриокеанских условиях без участия континентального материала. Их следует относить к категории мантийных гранитоидов, по В.Е. Хаину [26], в частности, к мантийно-островодужной III группе, отвечающей типу M, по М. Питчеру [46].

Гранитоиды кварцево-диорит–плагиогранит–гранодиоритовой серии ущелий Мачарула и Квирила – субдукционные породы, образовавшиеся за счет материала примитивной (незрелой) континентальной коры. Габбро-диориты–кварцевые диориты ущелья Гезрула представляют собой продукты плавления мафических пород океанической коры, а также, частично, кварцево-диоритовых гнейсов. Породы габбро-диорит–кварцево-диоритовой серии, видимо, являются более ранними, чем породы кварцево-диорит–плагиогранит–гранодиоритовой серии, либо они одновозрастны. Первые образуются в более глубинном самостоятельном магматическом очаге.

Существовавшее ранее представление о строении земной коры в области Дзирульского кристаллического массива не позволяет петрологически объяснить механизм генезиса магматических эвтектоидных, богатых калием гранитов, пропитавших огромные массы пород несиалического профиля. По принятой до сих пор схеме геологи-

ческого строения Дзирульского кристаллического массива следовало бы предполагать формирование этих эвтектоидных и порфирировидных гранитов калиевого ряда путем выборочного плавления бескалийных пород габбро-диорит–кварцево-диоритовой серии или более глубоко расположенных базитов и ультрабазитов океанской коры, что маловероятно. Неясным остался также вопрос генезиса калишпатового габбро.

Позднегерцинские микроклиновые граниты Дзирульского кристаллического массива с позиции геодинамической обстановки формирования гранитоидов, по классификации П. Маниера и Ф. Пикколи [44], относятся к островодужной группе, а в зависимости от источника магмы, по В.Е. Хаину [26], – к категории SA – корово-анатектической. Нам представляется, что микроклиновые граниты Дзирульского кристаллического массива могли образовываться без участия мантийного тепла и материала. Источником тепла является переход в тепловую энергию механической энергии тектонических деформаций. Дело в том, что тектоническое расслоение земной коры сопровождается увеличением теплового потока, анатексисом и метаморфизмом пород, участвующих в ее строении [24]. Определенную роль в привносе тепла могла играть и радиоактивность континентальной коры. Как было отмечено выше, субстрат, из которого могла генерироваться позднегерцинская эвтектоидная гранитная магма, был перекрыт мощным тектоническим покровом пород фемического профиля. Этот догранитный аллохтон является основанием для более молодых образований Дзирульского массива. Догранитный аллохтон фемических пород, достигающий по мощности нескольких километров, перекрывающий сиалический субстрат, установил высокий Р-Т градиент в последнем. Утолщение земной коры (ее тектоническое сдвигание) стимулировало процесс выборочного плавления слагающих его пород.

Некоторые исследователи считают, что граниты Рквийской интрузии имеют гипабиссальное или мезоабиссальное происхождение [17, 25, 31]. На основании минералогических критериев Р.М. Манвелидзе [16] предполагает, что граниты Рквийской интрузии кристаллизовались в более глубинных (абиссальных) условиях, нежели другие разновидности палеозойских гранитоидов, а в работе [28] показано, что формирование Рквийской интрузии протекало при высоких значениях летучести воды и ее парциального давления, соответствующего большой глубине.

Нам представляется, что в “инверсионном” сиалическом субстрате (в третьем слое) на разных глубинах генерировались исходные магмы позднегерцинских равномерно-зернистых эвтектоидных и порфирировидных (рквийских) гранитоидов калиевого ряда. Последние, более высокотемпе-

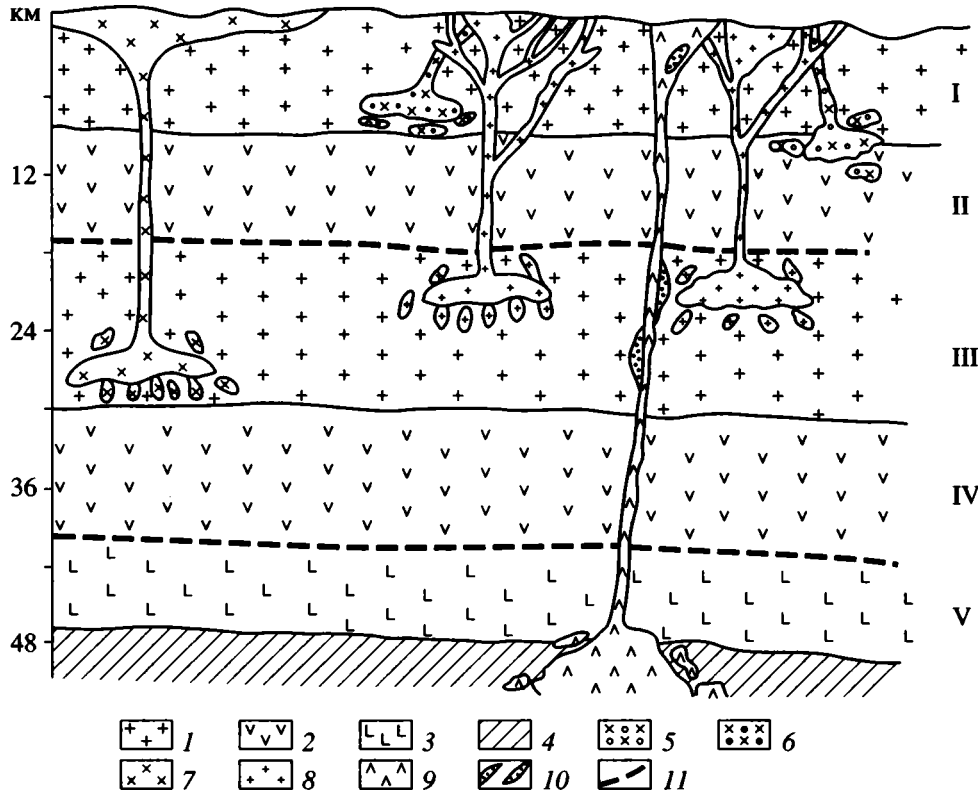


Рис. 4. Принципиальная схема формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива.

1 – сиалические и 2 – мафические слои; 3 – “коровый астенослой”; 4 – верхняя мантия; 5 – габбро-диорит-кварцевый диорит ущелья реки Гезрула; 6 – массивные “кварцевые диориты” ущелий рек Квирила и Мачарула; 7 – Рквийский интрузив; 8 – микроклиновые граниты; 9 – калишпатовое габбро; 10 – кварц-полевошпатовый анатектит; 11 – поверхности тектонического перемещения; I – V – геофизические слои.

ратурные, нежели первые, формировались в самых глубинных частях “инверсионного слоя” (рис. 4), изолированно от области генерации эвтектоидной гранитной магмы. Образование микроклиновых гранитов происходило вслед за шарьированием мафического слоя: как отмечалось, граниты имеют активные интрузивные контакты с шарьированным Чорчано-Уцлевским комплексом, в том числе и с его наиболее молодым членом – позднедевонскими метасланцами [6, 27].

Что касается необходимого для анатексиса привноса воды, то она может заимствоваться из вмещающих пород или иметь метеорное, т.е. поверхностное, происхождение. Привнос компонентов мантийными флюидами, исходя из своеобразного строения глубинного разреза Дзирульского кристаллического массива, маловероятен. Подъем анатектической магмы, видимо, происходил вдоль систем узких каналов, как это предполагает для орогенов А. Кастро [34].

Ранне-среднеюрское (?) калишпатовое габбро

В новом свете следует рассмотреть вопросы формирования еще одних весьма своеобразных

пород Дзирульского массива – интрузивных пород экзотического состава – калишпатовых габбро.

Одни исследователи полагают, что калишпатовое габбро – это догерцинские или раннегерцинские базиты, переработанные под воздействием позднегерцинских [2, 13, 29] или юрских [12] гранитоидов. Другие их формирование связывают с ассимиляцией палеозойских гранитоидов ультрабазитовой магмой, считая последнюю позднепалеозойским образованием [4, 21].

Для нас наиболее приемлема схема, предложенная И.И. Хмаладзе (неопубликованные данные), которую мы разделяем с некоторыми уточнениями. По этой схеме калишпатовое габбро формировалось в результате глубинной ассимиляции и принадлежит к интрузивам батской группы. Предположение И.И. Хмаладзе опирается на следующие факты: калишпатовое габбро имеет массивную текстуру и значительно менее катаклазировано, нежели палеозойские гранитоиды и габброиды Дзирульского массива; наличие в калишпатовом габбро анортотклаза, не встречающегося в доюрских породах Дзирульского массива; в интрузивном теле калишпатового габбро отсутствует жильная фация палеозойских гранитоидов;

наличие преобразованных (ассимилированных) ксенолитов гранитоидов, а также жил пироксенов в калишпатовом габбро; активные контакты калишпатового габбро с кварцево-диоритовыми гнейсами; K-Ar возраст калишпатового габбро по биотиту – 163 ± 11 млн. лет [20].

Мы полагаем, что исходная магма калишпатового габбро – это базит-ультрабазитовая магма, продукты кристаллизации которой представлены пироксенитом и пироксеновым габбро (с минеральным составом лабрадор–битовнит и клинопироксен). Ранее мы предположили, что она генерировалась в четвертом мафитовом слое глубинного разреза земной коры Дзирульского кристаллического массива [43]. Однако петрохимические параметры исходной базит-ультрабазитовой магмы, скорее всего, свидетельствуют о ее формировании в верхней мантии и, возможно, частично в “коровом астенослое”.

Образование базит-ультрабазитовой магмы предшествовало проявлению гранитного магматизма, связанного с батской орофазой (убедительно датированной геологически и геохронологически), и, возможно, имело место в ранней-средней юре.

Новообразованная высокотемпературная и перегретая сухая магма, с фенокристаллами основного плагиоклаза и клинопироксена, проникла в третий “инверсионный” сиалический слой. Из этой новой среды она заимствовала летучие компоненты, способствовавшие выборочному плавлению лейкократового материала кварц-полевошпатового состава и одновременно в базитовой магме – интенсивному развитию роговой обманки по пироксену. Основная магма подмешивалась к новообразованной кислой магме либо оставалась частично несмешанной. Гранитная и отчасти раскристаллизованная базитовая магмы внедрялись сначала в аллохтонный базитовый (второй) слой, видимо, без существенных изменений, а затем – в первый (сиалический) слой, застывая на глубине порядка 7–10 км. Новообразованная в “инверсионном” сиалическом слое лейкократовая гранитная магма относится к типу S, но ее подмешивание к инициальной базитовой магме позволяет включить продукты ее кристаллизации в особый гибридный тип H, выделенный испанскими исследователями [35]. На заключительной стадии магматического процесса габбровая порода пропитывалась высокотемпературным полевошпатовым материалом с образованием анортклаза либо высокого ортоклаза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В строении Дзирульского массива принимают участие докембрийские породы меланократового фундамента (метабазиты первой генерации),

гнейсово-мигматитового комплекса первично осадочного (плагиогнейсы, плагиомигматиты, слюдяные сланцы) и вулканогенного (метабазиты второй генерации) происхождения и кварцево-диоритовые гнейсы; кембрийские(?) метагаббро и метабазиты (метабазиты третьей генерации), позднебайкальские или раннекаледонские массивные породы габбро-диорит–диорит–кварцево-диоритовой дифференцированной серии, включающей метабазиты четвертой генерации и кварцевые диориты, плагиограниты, плагиогранодиориты, гранодиориты, а также позднегерцинские граниты.

Геолого-петрологические и геофизические данные указывают на горизонтальную тектоническую расслоенность земной коры Черноморско-Центральнозакавказского террейна. На поверхности она выражается в наличии фрагментов различных террейнов, формировавшихся в различных геодинамических условиях: фрагментов верхней мантии, океанской коры и вулканогенно-осадочной линзы, образовавшейся в пределах древнего континентального склона. Эти породы до внедрения позднегерцинских гранитов были шарьированы вместе с пространственно тесно с ними связанным догранитным кристаллическим основанием фемического профиля (второй слой), а также сиалическими породами (первый слой), на что указывают и геофизические данные.

Учитывая отмеченные выше новые геолого-петрологические данные, можно прийти к следующим петрогенетическим выводам:

1. Породы догранитного кристаллического субстрата Дзирульского массива – это океанские образования габбро-диорит–кварцево-диоритовой серии, с фрагментами регионально-метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных пород.

2. Докембрийские кварцево-диоритовые гнейсы образовались в энзиматической незрелой островной дуге в процессе субдукции во внутриокеанских условиях без участия континентального материала.

3. Среди позднебайкальских или раннекаледонских массивных “кварцевых диоритов” различаются две генетические и, возможно, возрастные группы – кварцево-диорит–плагиогранит–гранодиоритовая и габбро-диорит–кварцево-диоритовая серии. Первая формировалась при интенсивной плагиомигматизации докембрийского плагиогнейсово-плагиомигматитового комплекса в результате проявления позднебайкальского или раннекаледонского этапа регионального метаморфизма. Она образовалась за счет материала незрелой континентальной коры. Породы габбро-диорит–кварцево-диоритового ряда представляют собой продукты плавления мафических пород океанской коры, а также, частично, докем-

брийских кварцево-диоритовых гнейсов. Они образовались по энзиматической коре без участия континентального материала.

4. Позднегерцинские магматические гомогенные граниты, имеющие эвтектоидный состав, а также порфиридные граниты рквийского типа – типичные продукты выборочного плавления сиалической коры (третьего “инверсионного” слоя, по геофизическим данным). Формирование этих гранитоидов происходило вслед за шарьированием мафического (второго) и сиалического (первого) слоев. Они образуются на разных глубинах этого слоя, видимо, без участия мантийного тепла и материала. Источником тепла является механическая энергия тектонических деформаций, в частности, тектоническое сдвигание земной коры.

5. В Дзирульском кристаллическом массиве региональный метаморфизм был полициклическим: установлены докембрийский, позднебайкальско-раннекаледонский прогрессивный и позднегерцинский регрессивный этапы.

6. Формирование исходной магмы калишпатовых габбро (“рикотитов”) происходило в верхней мантии и, возможно, в “коровом астенослое” значительно позднее шарьирования аллохтонного комплекса (первого и второго слоев) и становления позднегерцинских микроклиновых гранитов, видимо, в ранней-средней юре. Генерированная в мафическом слое высокотемпературная магма основного состава в результате взаимодействия с третьим инверсионным (сиалическим) слоем образует гибридную магму, внедряется в верхние слои и застывает на глубине порядка 7–10 км, где на заключительной стадии магматического процесса пропитывается полевошпатовым материалом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абесадзе М.Б., Цимакуридзе Г.К.* Гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа Закавказского срединного массива // *Сообщение АН ГССР.* 1976. Т. 84. № 1. С. 133–136.
2. *Адамия Ш.А.* Доальпийское основание Кавказа – состав, строение, становление // *Тектоника и металлогения Кавказа* // *Тр. ГИН АН ГССР.* 1984. Новая серия. Вып. 86. С. 3–104.
3. *Адамия Ш.А., Гугушвили В.Г., Купарадзе Д.М., Лордкипанидзе М.Б., Хуцишвили О.Д.* Доверхнеюрский серпентинитовый меланж в Южной Грузии (Садахло) // *Сообщ. АН ГССР.* 1989. Т. 134. № 2. С. 357–360.
4. *Белянкин Д.С., Петров В.П.* Петрография Грузии // *Петрография СССР.* Изд-во АН СССР, 1945. Сер. 1. Вып. 11. 394 с.
5. *Гамкрелидзе И.П.* Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 225 с.
6. *Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д.* Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе // *Геотектоника.* 1981. № 5. С. 23–33.
7. *Гузунава Г.Е.* Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 180 с.
8. *Гузунава Г.Е.* Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Баку: ГИН АН Азербайджана, 1998. 47 с.
9. *Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т., Бакурадзе К.В.* Результаты изотопного датирования доюрских магматических пород Грузии и их геологическая интерпретация // *Тезисы докладов юбилейной сессии Геологического института им. А.И. Джанелидзе.* Тбилиси: Мецниереба, 1995. С. 29–30.
10. *Закариадзе Г.С., Адамия Ш.А., Колчева К.К., Железяково-Панайотова М.Д., Данюшевский Л.Р., Соловьева Н.В., Колосов Г.М., Минин Г.А.* Геохимия метабазитовых серий доальпийских офиолитов Восточного Средиземноморья (Закавказский и Родопский массив) // *Петрология.* 1993. Т. 1. № 1. С. 50–87.
11. *Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А., Адамия Ш.А., Оберхангли Р.Е., Соловьева Н.В., Ляликов А.В.* Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст позднегерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива // *Петрология.* 1998. Т. 6. № 4. С. 422–444.
12. *Заридзе Г.М.* Хевская неинтрузия в Дзирульском массиве // *Бюл. Геологического института Грузии.* 1938. № 4. Вып. 1. С. 1–112.
13. *Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф.* О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива // *Тр. ГИН АН ГССР. Минерал.-петрограф. сер.* 1953. Т. 3. С. 33–79.
14. *Иоселиани М.С., Чичинадзе В.К., Диасамидзе Ш.П., Квеладзе З.И., Онопришвили Т.Г.* Строение литосферы территории Грузии по сейсмическим данным. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 150 с.
15. *Киласония П.Ф.* К вопросу о генезисе древних габброидов Дзирульского кристаллического массива // *Сообщ. АН ГССР.* 1973. Т. 70. № 2. С. 377–380.
16. *Манвелидзе Р.М.* Геолого-петрографическое значение калишпатов гранитоидов Грузии // *Тр. ГИН АН Грузии.* 1983. Вып. 81. С. 124.
17. *Одикадзе Г.Л.* Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких элементов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Тбилиси: ГИН АН Грузии, 1969. 62 с.
18. *Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения // *Геотектоника.* 1967. № 5. С. 8–24.
19. *Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа.* М.: Наука, 1991. 232 с.
20. *Рубинштейн М.М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии // *Тр. ГИН АН ГССР.* 1967. Вып. 11. 239 с.
21. *Смирнов Г.М., Татришвили Н.Ф., Казахашвили Т.Г.* Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического

- массива // Тр. Петрографического института АН СССР. 1937. Вып. 11. С. 71–109.
22. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Недра. 1980. 210 с.
 23. Тектоническая расслоенность литосферы и регионально-геологические исследования. М.: Наука, 1990. 290 с.
 24. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Недра, 1982. 114 с.
 25. *Топурия П.А.* Рквийский интрузив порфиroidного гранита в Дзирульском массиве // Бюл. ГИН Грузии. 1938. Т. 3. Вып. 4. С. 361–475.
 26. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века) М.: Наука, 1995. 188 с.
 27. *Хмаладзе И.И.* Графитовые образования в Дзирульском кристаллическом выступе Закавказского срединного массива // Сообщ. АН ГССР. 1978. Т. 90. № 3. С. 621–624.
 28. *Хмаладзе И.И., Чихелидзе К.С.* Породообразующие минералы кристаллических пород Дзирульского выступа Закавказского срединного массива // Тр. Геол. ин-та АН ГССР. 1987. Вып. 94. 77 с.
 29. *Хуцишвили О.Д.* Состав, строение и становление Дзирульского выступа доальпийского фундамента // Тр. ГИН АН ГССР. 1991. Вып. 193. 1991. 154 с.
 30. *Чихелидзе К.С.* Петрология палеозойских гранитоидов Дзирульского кристаллического массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: ГИН АН Грузии, 1998. 25 с.
 31. *Чихелидзе С.С.* Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива // Тр. ГИН АН ГССР. 1948. Т. 4. № 9. 214 с.
 32. *Шенгелиа Д.М., Окросцваридзе А.В.* Новые данные о строении Дзирульского выступа доальпийского фундамента Грузинской глыбы // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 6. С. 801–803.
 33. *Bartnitsky V.N., Dudaury O.Z., Stepanyuk L.M.* Geochronology of Phanerozoic granites from folded, areas of Eastern Europe // Fifth Working Meeting ISOTOPES IN NATURE. PROCEEDINGS. Leipzig: Central Institute of Isotope and Radiation Research, 1990. P. 1–10.
 34. *Castro A.* On granitoid emplacement and related structures. A review // Geol. Rundsch. 1987. Bd. 76. H. 1. P. 101–124.
 35. *Castro A., Moreno-Ventas J., De La Rosa I.D.* H-type (hybrid) granitoids. A proposed revision of the granite-type classification and nomenclature // Earth Sci. Rev. 1991. V. 31. № 3/4. P. 237–253.
 36. *Chappell B.W., White A.Y.R.* Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.
 37. *Dudaury O.Z., Togonidse M.G., Vashakidze G.T.* K/Ar Age of the granitoids of the Transcaucasian Median Massif // Vortage Internationale Isotopen kolloquium. 1988. Freiberg, 1990. P. 42–44.
 38. *Gamkrelidze I.P.* Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time // Tectonophysics. 1986. V. 127. P. 261–277.
 39. *Gamkrelidze I.P.* Tectonic nappes and horizontal layering of the Earth's crust in the Mediterranean belt (Carpathians, Balkanides and Caucasus) // Tectonophysics. 1991. V. 196. P. 385–396.
 40. *Gamkrelidze I.P.* Regional geology and geologic evolution of Georgia // Encykliopedia of European and Asian Regional Geology. Chapman and Hall, 1997. P. 256–261.
 41. *Gamkrelidze I.P.* Terranes of the Caucasus and adjacent areas // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 1997. V. 155. № 3. P. 75–81.
 42. *Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M., Chichinadze G.L.* Macera nappe in the crystalline core of the Greater Caucasus and its geological significance // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 1996. V. 154. № 1. P. 84–89.
 43. *Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M.* New data on the Interrelation and age of the Dzirula ceystalline massif constituting rocks // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 1998. V. 158. № 1. P. 93–96.
 44. *Manier P.D., Piccoli Ph.M.* Tectonic discrimination of granitoids // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101. № 5. P. 635–643.
 45. *Okrostsvavidze A.V., Shengelia D.M.* New data on the formation of microcline granites of Dzirula salient // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 1996. V. 14. № 1. P. 93–95.
 46. *Pitcher M.S.* Granites and yet more granites on forty years // Geol. Rundsch. 1987. Bd. 76. P. 51–79.

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

Origin of the Igneous Rocks of the Dzirula Crystalline Massif (Caucasus) in the Light of the Tectonic Layering of the Earth's Crust

I. P. Gamkrelidze and D. M. Shengelia

Dzhanelidze Geological Institute, Academy of Sciences of Georgia, ul. Zoi Ruchadze 1, Tbilisi, 380093 Georgia

Abstract—The Dzirula crystalline massif (a structural high of the pre-Jurassic basement of the Black Sea-Central Transcaucasus terrane) is composed largely of Precambrian metabasites, gneiss-migmatite complex, and quartz diorite orthogneisses; Cambrian (?) metabasites; Late Baikalian (or Early Caledonian) massive “quartz diorites”; and Late Hercynian granites. The Late Hercynian granites in the southeastern part of the massif contain fragments of a vertical accretion complex consisting of a package of various terranes, including fragments of an ophiolitic terrane formed in different geodynamic settings. Geologic and geophysical data suggest that this tectonic layering encompasses the deeper crustal horizons: at depth, the sialic basement (third “inversion” layer, according to geophysical data) is overlain by a thick nappe of femic rocks (second geophysical layer), which accounts for the tectonic doubling of the crust late in the Early Carboniferous. The obvious tectonic layering enables a new interpretation of the genesis of some igneous rocks in the Dzirula massif. It is suggested, in particular, that the specific features of these igneous rocks are due to their formation in different layers of the tectonically delaminated crust.

УДК 551.242.11:552.31(470.5)

КОЛЛИЗИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И КОНТИНЕНТА – ИНДИКАТОРНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВАРИСЦИД УРАЛА

© 2001 г. В. В. Бочкарев, Р. Г. Язева

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151 Екатеринбург, Почтовый пер., д. 7

Поступила в редакцию 12.01.98 г.

Статья посвящена проблеме диагностики частных коллизий, предшествовавших завершающему тектонический мегацикл столкновению континентов. При геодинамическом картировании варисцид Урала установлено, что раннекаменноугольная коллизия зрелой девонской островной дуги с континентальной окраиной проявилась в пределах его восточного склона в виде глубоко эшелонированной системы тыловодужных сдвига-раздвигов. Показано, что этот синколлизийный “пассивный” рифтинг в условиях конвергентного режима сопровождался специфическим “декомпрессионным” мантийным магматизмом, продукты которого слагают две дискретные формации: К-Na толлитовую (риолит-базальтовую) и ранее не выделявшуюся К-Na субщелочную (гавайит-муджиерит-трахириолитовую). Закономерная последовательность толлитов и более молодых гавайитов и муджиеритов, повторяющаяся в аналогичных ситуациях современных и древних активных окраин континентов, позволяет рассматривать эти формации в числе индикаторных при геодинамических реконструкциях зон частных коллизий типа островная дуга–островная дуга–континент. Специфика толлитовой и гавайит-муджиеритовой серий, формировавшихся в условиях конвергентного режима (в сравнении с аналогичными вулканитами океанических островов и “активных” эпикратонных рифтов), связывается с механизмом “пассивного” рифтинга и с воздействием продуктов дегидратации субдуцированной океанической коры на мантийные источники магмогенерации.

Среди многообразных обстановок на границах сходящихся плит главное внимание исследователей всегда привлекали островодужные и окраинно-континентальные пояса, связанные с процессами субдукции. Значительно слабее изучены геологические и петрологические последствия столкновения несубдуцируемых плит, т.е. коллизийные процессы. Дискуссионно само понятие “коллизия”, которое в применении к Уралу, например, ограничено столкновением сблизившихся континентов [5, 21, 22, 28, 31], т.е. гиперколлизией, по Дж. Обуэну [41]. Частные события подобного плана (коллизии типа островная дуга–островная дуга, островная дуга–микроконтинент, островная дуга–континент и т.п.), последовательно формировавшие сложную структуру активных континентальных окраин, при таком толковании коллизии считаются проявлениями аккреции [17, 18, 20, 22]. Вряд ли это всегда справедливо, поскольку уравнивает механическое сгруживание террейнов и столкновение крупных литосферных блоков, сопровождавшиеся специфическим коро-во-мантийным магматизмом.

Выделение коллизийных событий разного ранга широко практикуется при анализе геодинамической истории как современных активных окраин, так и древних, ставших частью внутриконтинентальных складчатых поясов [8, 9, 30, 37, 41, 55], хотя надо признать, что наиболее сложной и слабо разработанной является диагностика именно

частных коллизий. Бесспорно, главными продуктами коллизийных обстановок являются пакеты надвиговых пластин и разнообразные тектониты, флишево-молаассовые и олистостромовые комплексы. Объем магматических новообразований ограничен, но их появление надо рассматривать как закономерный результат процессов в шовных стрессовых зонах, а сами магматиты – как индикаторы коллизийных обстановок.

В современных структурах внутриконтинентальных складчатых поясов наиболее четко проявлены завершающие геодинамический мегацикл гиперколлизийные обстановки и особенно – самый распространенный их вариант – столкновение пассивной и активной окраин континентов (гималайский тип). Индикаторными для подобных ситуаций общепризнанно являются формации палингенных гранитов и риолитов [2, 8, 20, 31], в единичных случаях (Тибет, Альпы) отмечены проявления шошонитового (калиевого субщелочного) вулканизма. Генерация кремнекислых магм обычно связывается с погружением “корней гор” до мантийного уровня, а также с повышением температурного градиента за счет остаточных очагов мантийных магм бывшей активной окраины, изолированных на глубине. Изредка эти магмы дают вулканические проявления (шошониты Тибета и т.п.), но генерация их не имеет отношения к собственно коллизийным процессам.

Для обширного круга сходных межплитных обстановок, включая редкую гиперколлизию кавказского типа (столкновение активных окраин континентов) и частные коллизии, формирующие эти окраины, к числу синколлизийных отнесен полный спектр толеитовых, известково-щелочных, субщелочных и щелочных магматических пород [14, 20, 57]. Неограниченное расширение круга типоморфных формаций вряд ли обосновано, поскольку режим ортогонального или косоугольного сжатия на границах несубдуцируемых блоков коры достаточно специфичен. Возможность возникновения и подъема магматических расплавов к поверхности в этих условиях ограничена краткими эпизодами декомпрессии при “пассивном” рифтинге (растяжении в обстановке конвергенции). Механизм подобных деформаций и их роль в локализации магматических расплавов рассматривались неоднократно [7, 15, 16, 51, 58]. Установлено, что при поперечном сжатии вдоль криволинейных границ плит и микроплит образуются эшелонированные системы субвертикальных сдвиго-раздвиговых дислокаций (типа pull-apart структур), способных проникнуть до астеносферного слоя мантии и снять давление в ограниченных его участках. Формирующиеся в этих условиях расплавы будут иметь “сухой” базальтоидный состав, низкую вязкость и высокую подвижность. Щелочность их определяется глубиной генерации, коррелируясь с мощностью литосферы [4, 25, 40], что сужает круг возможных индикаторных формаций при частных коллизиях (дуга-континент и т.п.). В аккреционных активных окраинах мощность новообразованной коры исключает появление малоглубинных натриевых толеитов и недостаточна для генерации щелочных серий.

Многочисленные примеры проявлений “пассивного” рифтинга континентальной коры в условиях конвергенции показывают, что сопутствующие магматиты достаточно однородны и включают К-Na толеитовые и К-Na-субщелочные (гавайит-муджиеритовые) серии, внедрение которых следует за типично островодужными эксплозивными комплексами (после коллапса задуговых морей) или за окраинно-континентальными известково-щелочными магматитами, тяготея к тыловым зонам вулканоплутонических поясов. Эти серии описаны для запада Канады, США и Мексики (в тылу Северо-Американских Кордильер) [39, 43, 45, 50, 52, 56, 59], в Охотско-Чукотском поясе и на Камчатском перешейке [29], на континентальном шельфе Японского и Филиппинского морей [34, 54, 57], вдоль границы о-вов Папуа-Новая Гвинея с Австралийским континентом и на о. Северном Новой Зеландии [42, 47, 55]. Ассоциация К-Na толеитовых и К-Na субщелочных магматитов выделена в палеорифтогенных структурах активной окраины Сибирского крато-

на в Забайкалье и Северной Монголии [9, 27]. Появление этих специфических базальтоидов объясняется по-разному. Оно связывается с действием погребенных под надвигающейся плитой спрединговых центров [12, 27], с “горячими точками” в мантии [39, 54], с “паузами” в косой субдукции [45, 56, 59] и конкретно – с косой коллизией островной дуги с континентальным краем [9, 47, 55]. В длительно формировавшихся активных окраинах подобные серии появлялись неоднократно, сменяясь известково-щелочным магматизмом при возобновлении субдукции.

К-Na толеитовые и К-Na субщелочные серии более известны как типоморфные образования внутриплитного и дивергентного режимов. Породами этих серий сложены океанические острова и выполнены континентальные рифты [8, 12, 14, 16]. Возникая в условиях конвергентного режима активных окраин, в сфере действия надсубдукционных процессов, эти магматиты не могут не отличаться от своих аналогов в океанах и кратонах. Геологические и геохимические их особенности рассмотрены ниже на примере раннекаменноугольных уральских базальтоидов, фиксирующих “паузу” в процессах палеосубдукции, соотносимую с коллизией островная дуга-континент.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМАТИТОВ УРАЛА

Представления о природе раннекаменноугольных базальтоидов Урала претерпели в последние два десятилетия значительную эволюцию. В рамках классической геосинклиальной концепции они рассматривались как выполнение центральной части Магнитогорского синклиория. В стандартном ряду эвгеосинклиальных формаций, включавшим на Южном Урале среднедевонские спилит-диабазовую, спилит-кератофировую, базальт-андезит-дацит-риолитовую и позднедевонскую андезит-базальтовую формации, данные базальтоидные магматиты завершали варисский магматический цикл. В Центральном-Магитогорской зоне они были подразделены на березовскую (C_{1t-v_1}) и кизильскую (C_{1v_2-n}) свиты [13]. По петрохимическим характеристикам обе они относились к бимодальной К-Na толеитовой серии с локальными отклонениями до субщелочного (трахибазальтового и трахидацитового) состава [32].

В первых мобилистских построениях березовский и кизильский комплексы связывались с затухающим субдукционным процессом и рассматривались как позднеостроводужные образования [28]. Позже, с учетом новых геохимических данных (Rb, Sr, P3Э и т.д.) и на основе фациального анализа, были высказаны предположения о кон-

тинентальной рифтогенной природе этих магматитов, не связанной с субдукцией [6].

В последующих формационных исследованиях раннекаменноугольных базальтоидов получила развитие ранняя идея У. Гамильтона [46] о косом сближении плит при формировании Уральского орогена. Д.Н. Салихов и А.В. Яркова [26], проанализировав миграцию центров турне-визейского вулканизма в Центрально-Магнитогорской зоне, показали их омоложение с юга на север по мере раскрытия Богдановско-Магнитогорской грабеннообразной структуры. Возникновение последней они связали со сдвиго-раздвиговыми дислокациями при косой коллизии зрелой девонской островной дуги и тылового Восточно-Уральского микроконтинента. Независимо от них к выводу о визейском времени косой коллизии островная дуга-континент на Урале пришли авторы настоящей статьи, изучая комплексы девонской островной дуги [36, 37]. В.Н. Пучков [21], считая вслед за С.Н. Ивановым с соавторами [6] березовские и киргизские вулканы индикаторами позднего рифтогенеза, связал их появление с локальными участками растяжения коры в области перелома зоны субдукции на фронте Валерьяновского вулканоплутонического краевого пояса. Уязвимость подобного заключения состоит в отсутствии современных аналогов подобных ситуаций.

Новейшие геологические и петролого-геохимические данные по раннекаменноугольным магматитам были получены авторами в ходе работ по созданию первой на Урале среднемасштабной Геодинамической карты-200 (Магнитогорская площадь). Для палеогеодинамических реконструкций был использован значительный объем впервые полученных аналитических материалов по базальтоидам этого возраста из тектонических пластин всего ареала их развития, т.е. вне стратотипических центральномагнитогорских разрезов, что дает более полную картину магматизма рифтогенной "паузы" в условиях уральской активной окраины [38].

Главные выходы К-На континентальных толеитов и их производных сосредоточены на Южном Урале в Центрально-Магнитогорской и Иргизской зонах (рис. 1). Аналогичные вулканы в виде крупных тектонических пластин присутствуют в Челябинско-Варненской вулканогенной зоне (осиповский дайковый комплекс и на Среднем Урале (артемовский комплекс). Линейные рои долеритовых, габбро-диабазовых и гранит-порфировых даек, наглядно иллюстрирующие режим растяжения при внедрении бимодальных вулканических прорывов сгруженные живетские колчеданоносные комплексы задугового спредингового моря, франские андезитобазальтовые и фаменские шошонит-латитовые тейфроды зрелой островной дуги. По простиранию раннекаменноугольные базальтоиды прослежены от ши-

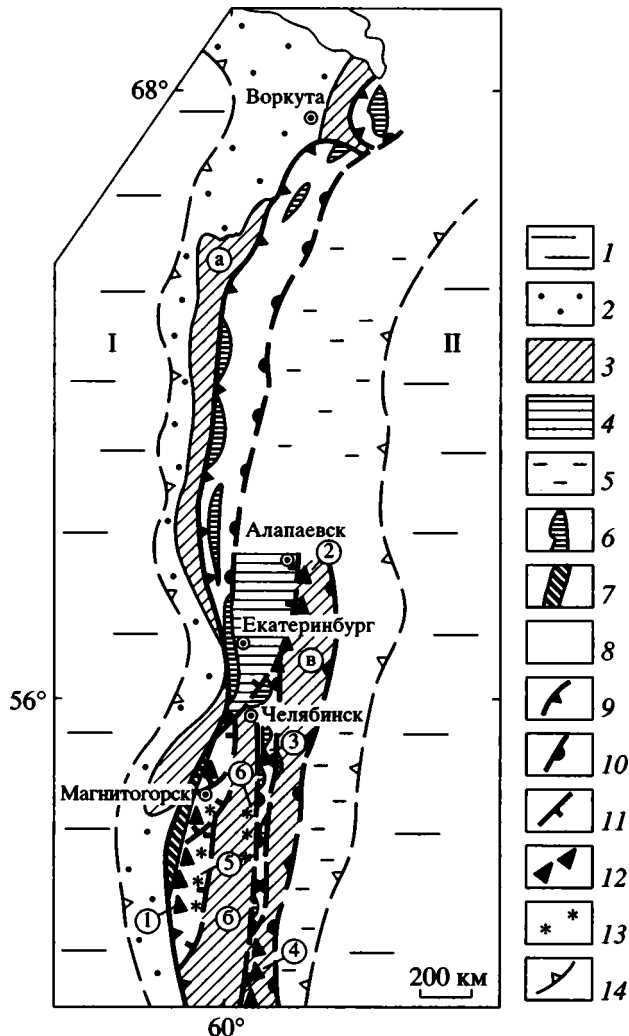


Рис. 1. Схема расположения толеитовых и субщелочных магматитов раннекаменноугольного возраста в структуре Уральского орогена.

1 – Восточно-Европейская (I) и Казахстано-Тяньшаньская (II) континентальные плиты; 2 – осадочные комплексы пассивной окраины палеозойского океана и Предуральского прогиба; 3 – поднятия и микроконтиненты: Центрально-Уральские (а), Восточно-Уральский (б) и Зауральский (в); 4 – Восточно-Уральский микроконтинент под аллохтонами девонских островодужных комплексов; 5 – раздробленный край казахстанид под отложениями краевого вулканоплутонического пояса (C_{1-2}) Валерьяновской зоны; 6 – наиболее крупные территории зрелой силурийской островной дуги; 7 – реликты барьерной зоны юной девонской островной дуги (ирендыкский комплекс, D_{2ef1}); 8 – сгруженные вулканогенно-осадочные комплексы задуговых бассейнов; 9 – Главная уральская сутура, зона сочленения активной и пассивной палеоокраин; 10, 11 – сутурные зоны коллизии островная дуга-континент: 10 – раннедевонской, 11 – поздневизейской; 12 – толеитовые комплексы C_{1t-v1} : березовский и кизильский в Центрально-Магнитогорской зоне (1), артемовский (2) и осиповский в Челябинско-Варненской зоне (3), иргизский в Иргизской зоне Зауралья (4); 13 – К-На субщелочные комплексы C_{1v2} : аркаимский, черкасинский, требининский и другие восточномагнитогорские (5), бородинский (6); 14 – границы Уральского складчатого пояса.

роты г. Алапаевска на севере до южного окончания уралид (200 км по широте и более 1000 км по меридиану). На западном склоне Урала они не известны. Возраст вулканитов “скользит” от турнейского на меридиане г. Магнитогорска до серпуховского и башкирского в Зауралье [23, 26, 32].

В отличие от порфировых и эксплозивных островодужных вулканитов базальтоидные эффузивы турне-визе-серпуховского возраста представлены преимущественно афировыми лавами и субвулканическими дайками, что свидетельствует о “сухости” и перегретом состоянии исходных расплавов, испытавших быстрый подъем по открытой системе трещин. Лишь в заключительных фазах формирования березовского комплекса и начальных – кизильского отмечены порфировые разности базальтоидов с оливин-плаггиоклазовым, плаггиоклаз-клинопироксеновым и магнетит-клинопироксен-плаггиоклазовым парагенезисами вкрапленников.

Неизвестные ранее обширные выходы субщелочных базальтоидов раннего карбона выявлены работами последних лет вдоль западного и восточного склонов Восточно-Уральского микроконтинента, где ими сложены линейные цепочки пологих тектонических пластин и чешуй, надвинутых на кремнисто-аркозовый чехол континентального блока (см. рис. 1). Наиболее крупными являются кливажированные пластины вдоль его западной границы, на стыке с палеоостроводужной Магнитогорской мегазоной. Вдоль восточной границы микроконтинента аналогичные породы установлены к югу от г. Челябинска (бородиновский комплекс). Возраст эффузивов, датированный микрофауной из прослоев известковистых туффитов [26], соответствует раннему–среднему визе. Судя по этим данным, излияния субщелочных лав начинались синхронно с завершающими толеитовыми, но в смежных разрывных зонах и продолжались после затухания толеитового вулканизма. Как и толеиты, субщелочные базальтоиды представлены фациями афировых подушечных лав, гиалокластитов и роями субвулканических даек, т.е. имеют морфологические признаки вулканитов, связанных с линейными зонами растяжения коры.

Минеральный состав базальтоидов включает микролиты плаггиоклаза (Al_{50-60}) и вмещающий их агрегат зеленоватого биотита, хлорита, актинолита, титаномагнетита, сфена и апатита. Редкие мегафировые разности содержат актинолитизированный пироксен по вкрапленникам. Среди субщелочных базальтоидных лав и гиалокластитов присутствуют редкие и маломощные потоки афировых трахидацитов и трахириолитов. Чаще кремнекислые породы слагают экструзивные купола и гипабиссально-субвулканические массивы граносиенит-гранитного состава, объем порфи-

ровой фазы в которых достигает 25–30%. Вкрапленники представлены олигоклазом, пертитом, шахматным альбитом, биотитом, щелочными амфиболами (арфведсонитом, рибекитом) и эгирином. В основной массе сферолитовой и микролитовой структуры наряду с перечисленными минералами присутствует высокохлористый апатит (до 3–4% Cl) и пылевидный титаномагнетит. Наиболее известными примерами являются Малочекинские, Кассельский, Чекинский, Карабулакский массивы в Центрально-Магнитогорской зоне. Некоторые из них имеют характерную линейно-щелевидную форму.

Описанный постостроводужный рифтогенный базальтоидный магматизм в конце раннего–начале среднего карбона вновь сменился нормальным известково-щелочным. Многочисленные андезитовидные (тоналит-гранодиоритовые) плутоны и эффузивы этого возраста наиболее полно представлены на площади Восточно-Уральского и Зауральского микроконтинентов, а также в Валерьяновской зоне (см. рис. 1). Согласно геодинамическим реконструкциям, они входят в состав окраинно-континентального пояса андийского типа над палеозонной субдукции с той же восточной вергентностью, что и в девонской островодужной структуре [38]. Таким образом, рассматриваемые раннекаменноугольные толеитовые и субщелочные комплексы во времени и по геологической позиции отвечают граничным обстановкам между зрелым островодужным режимом и начальным окраинно-континентальным. Пауза, перестройка в процессах субдукции логично увязывается с частной коллизией, приращением зрелой девонской островной дуги к континентальной окраине.

ХИМИЗМ СИНКОЛЛИЗИОННЫХ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМАТИТОВ

Химизм толеитовых базальтоидов раннего карбона (березовский и кизильский комплексы) хорошо изучен и описан в ряде монографий [26, 32], тогда как K-Na субщелочные базальтоидные магматиты в качестве самостоятельной формации активной окраины Урала специально не изучались и для структур его восточного склона описываются впервые.

Эффузивные и интрузивные продукты K-Na субщелочного магматизма в полевых условиях не отличимы от бимодальных толеитовых, но обобщение аналитических материалов по большой площади и новые геохимические данные, полученные нами, позволили выявить непрерывные вариации состава этих пород от ультраосновных (42% SiO_2) до ультракислых (таблица).

По содержанию калия различия турне-ранне-визейских бимодальных и поздневизейских “не-

Химический состав магматитов синколлизонной К-На субщелочной формации (C_{1v}) Южного Урала

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40.2	45.9	53.3	60.06	64.56	71.18	51.03	58.3	65.2	74.8
TiO ₂	3.49	3.63	2.53	1.26	0.53	0.44	2.21	1.32	0.99	0.19
Al ₂ O ₃	14.8	15.51	13.72	15.07	16.73	15.73	14.52	16.12	16.17	12.82
FeO _{общ}	15.36	12.69	14.9	7.53	3.42	2.18	12.31	7.22	4.27	1.43
MnO	0.23	0.18	0.16	0.12	0.07	0.01	0.16	0.12	0.1	0.03
MgO	8.46	5.13	4.64	2.58	1.49	0.38	5.11	2.97	1.2	0.61
CaO	5.22	9.97	2.82	3.13	3.37	0.42	9.02	5.17	1.61	0.66
Na ₂ O	3.59	3.92	5.68	5.7	4.93	5.21	3.44	5.16	6.0	3.88
K ₂ O	2.61	0.95	0.35	2.03	2.72	3.14	1.68	1.68	3.0	4.86
P ₂ O ₅	0.42	0.38	0.63	0.4	0.11	0.01	0.12	0.34	0.28	0.03
п. п. п.	5.73	1.65	2.38	2.1	2.85	0.95	0.29	1.28	0.8	0.44
Rb	48	19	15	56	76	73	30	40	67	114
Sr	310	585	111	356	264	122	451	486	194	34
Cr	40	219	20	38	14	—	80	52	28	12
Ni	16	200	5	11	23	5	26	20	14	6
Co	30	100	15	8	11	5	36	18	10	5
V	661	676	489	166	120	1	575	163	72	13
Zr	324	316	427	209	540	501	115	158	290	90
Nb	46	45	11	6	20	7	9	19	26	12
La	29	27.5	21.4	31	11	38	13.3	41	270	34
Ce	75	39	48	68	30	79	34.2	91	110	64
Nd	24	31	17	29	10.5	5.3	6.4	54	600	30
Sm	5.5	5.6	5.7	6.3	2.6	9.6	2.6	15	190	6
Eu	1.3	2.8	2	1.9	0.52	3.3	0.6	4.5	46	0.6
Tb	0.51	1	1	1.4	0.4	0.5	0.43	2.9	41	1
Yb	1.2	1.8	3.5	5.4	1.23	7.6	1.5	10	140	4.4
Y	29	38	87	75	41	93	22	89	1298	29

Примечание. Оксиды – в мас. %, малые элементы – в г/т. 1 – базанит, требиинский комплекс; 2 – гавайит, бахтинский комплекс; 3 – муджиерит, черкасский комплекс; 4 – бенморейт, аркаимский комплекс; 5 – трахидицит, требиинский комплекс; 6 – трахириодацит, амамбайский комплекс; 7 – монцогаббро, Кассельский массив; 8 – сиенит, Грязнушинский массив; 9, 10 – граносиенит и субщелочной гранит (соответственно), Карабулакский массив. Аналитические работы выполнены в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, рентгено-спектральным методом на СРМ-18 (оксиды, кроме Na₂O и п. п. п., определявшихся химическим анализом), рентгено-флюоресцентным методом на VRA-30 (Rb и Sr) и эмиссионно-спектральным методом на ДФС-13 (Cr, Ni, Co, V, Zr, Nb и РЗЭ, последние – после предварительного обогащения осадка химическим методом).

прерывных” комплексов несущественны. Базальтоиды и тех, и других принадлежат к К-На типу магматитов, лишь в кремнекислых разностях отношение Na : К приближается к единице. Петрохимическая специфика и дискретность этих серий обнаруживаются при сопоставлении суммарной щелочности (рис. 2). В березовских и иргизских подушечных лавах она приближается к верхним граничным значениям, принятым для пород нормальной щелочности. В сравнении со сходными триасовыми толеитами Сибирской трапповой провинции [3] они наиболее близки к их высококалиевой разновидности, но богаче натрием (3.8 против 2.8%). Эффузивы черкасского,

амурского, требиинского и других поздневизейских комплексов в обрамлении Восточно-Уральского микроконтинента по уровню щелочности и вариациям кремнезема, согласно существующим классификациям [19, 49], соответствуют непрерывной серии базанитов–гавайитов–муджиеритов–бенморейтов–трахидицитов–трахириолитов. Общее повышение щелочности по отношению к предшествовавшим толеитам произошло в них исключительно за счет натрия.

Дискретное накопление натрия в каменноугольных рифтогенных магматитах коррелируется с нарастанием их хлороносности, зафиксированной в составе апатита, амфиболов и биотита,

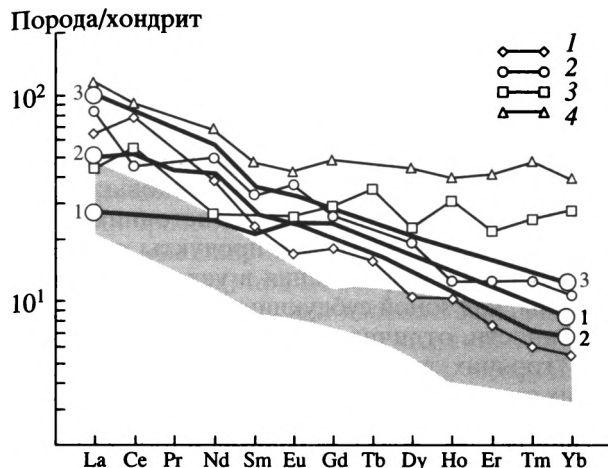


Рис. 4. Нормированное по хондриту [53] содержание РЗЭ в эффузивах К-Na субщелочной серии (C_{1v}).

1 – базанит, требиинский комплекс; 2 – гавайит, бахтинский комплекс; 3 – муджиерит, черкасинский комплекс; 4 – трахириодацит, амамбайский комплекс (см. таблицу). Сплошными линиями показан состав (цифры в кружках): 1 – подушечных базальтов березовского комплекса [6], 2 – гавайитов Гавайских островов, 3 – трахибазальтов Азорских островов [12]. Заштриховано поле состава фаменских эффузивов калиевой субщелочной шошонит-латитовой серии Магнитогорской мегазоны.

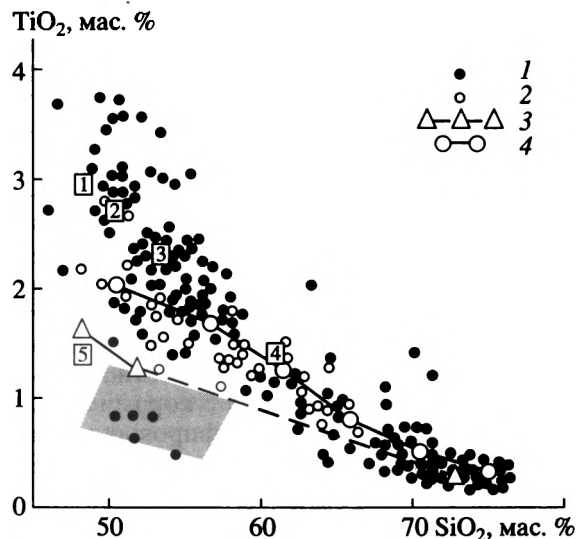


Рис. 5. Диаграмма TiO_2-SiO_2 для синколлизионных базальтоидных магматитов (C_1).

1–3 – см. рис. 2; 4 – тренд состава интрузивных пород Магнитогорского массива [35]. Цифрами в квадратах обозначен средний состав эффузивов океанических островов: 1 – щелочных базальтов, 2 – гавайитов, 3 – муджиеритов, 4 – бенморейтов; 5 – недифференцированные траппы [12]. Заштриховано поле состава фаменских эффузивов калиевой субщелочной шошонит-латитовой серии Магнитогорской мегазоны.

уральской активной окраины содержание других высоkozарядных элементов-примесей: Nb – до 90 г/т в базанитах требиинского комплекса, Zr – до 550, Y – до 90 г/т, там же. На диаграмме Nb–Zr (рис. 6) поля состава субщелочных и толеитовых базальтоидов разобщены, поскольку содержания Nb в базальтах березовского комплекса, как и в предшествовавших островодужных эффузивах, не превышает 20, а Zr – не выше 200 г/т.

Кремнекислые эффузивы и толеитовой, и субщелочной серий характеризуются сравнительно высоким содержанием титана (0.5–0.6%) и высокой железистостью, что отличает их от предшествующих и последующих известково-щелочных магматитов. Максимальные концентрации калия, Rb (до 220), Zr, Y, РЗЭ (до 1000 г/т и более) установлены в граносиенит-порфирах и рибекитовых гранит-порфирах, завершивших излияния высокотитанистых гавайитов, муджиеритов, бенморейтов (см. таблицу). Интрузивные породы, прорывающие в Центрально-Магнитогорской зоне эффузивы толеитовой (березовской) формации и слагающие Карабулакский, Богдановский, Магнитогорский, Кассельский и другие массивы, по геохимическим параметрам идентичны вулканитам субщелочной “непрерывной” серии (см. рис. 2–6), что подтверждают и возрастные датировки габбро Магнитогорского массива. Рубидий-стронциевый и самарий-неодимовый методы дают близ-

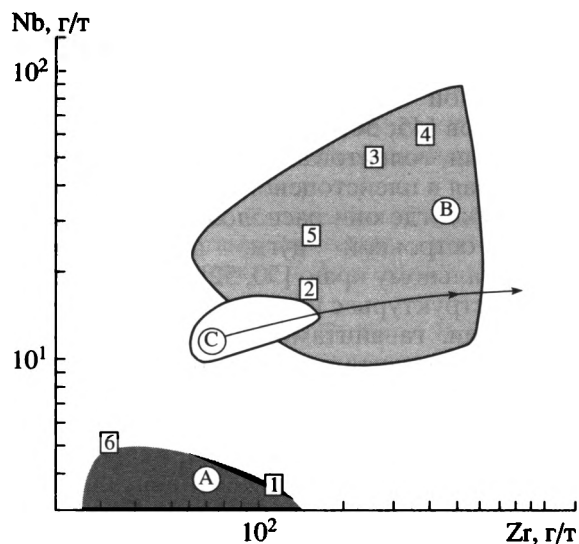


Рис. 6. Диаграмма Nb–Zr для габбро и базальтов (C_1).

Оконтурированы поля: А – К-Na толеиты березовского комплекса C_{1t-v_1} ; В – К-Na субщелочные базальтоиды C_{1v_2} ; С – монцогаббро Магнитогорского и Карабулакского массивов, стрелкой показан тренд их дифференциации до гранитного состава [35]. Цифрами в квадратах обозначен средний состав: 1 – недифференцированных траппов; 2 – толеитов, 3 – щелочных базальтов, 4 – гавайитов океанических островов [12]; 5 – гавайитов Мексиканской активной континентальной окраины [52], 6 – габбро Куйбасовского массива [35].

кие цифры: 333 ± 4 и 330 ± 20 млн. лет соответственно [24], т.е. эти интрузивные породы имеют серпуховский возраст и, вопреки существующим представлениям [35], являются комагматами субщелочных, а не толеитовых вулканитов.

Химизм описанных дискретных формаций, синхронных коллизии островная дуга–континент, определяет их металлогеническую специализацию. Габбро толеитовой серии вмещает вкрапленное титаномагнетитовое оруднение (месторождение Малый Куйбас). С внедрением граносиенитов и роев даек высокотитанистых базальтов связывают железо–скарновые руды известного месторождения горы Магнитной, а с корами выветривания трахириолит–гранит–порфировых куполов – месторождения редких земель.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было показано выше, ассоциация К–Na толеитов и более молодых гавайитов, муджиеритов закономерно проявляется в специфических ситуациях на современных и древних активных континентальных окраинах, позволяя предположить, что именно эти магматиты являются производными тектонического режима частных коллизий и локального “пассивного” рифтинга. В числе наиболее известных примеров можно вновь упомянуть рифтогенные базальтоиды в тылу Каскадных гор (Невадийский рифт и Провинция Бассейнов и Хребтов), которые в среднем миоцене были представлены К–Na толеитами, а в плейстоцене – “непрерывной” серией гавайитов, муджиеритов, бенморейтов [45, 56, 59]. Аналогичные вулканические серии, толеитовая в миоцене и гавайит–муджиеритовая в плейстоцене, описаны в Центральной Мексике, где они расположены в тылу мезозойской островной дуги, причлененной к континентальному краю [50, 52]. Локальные рифтогенные структуры с плиоценовыми щелочными габброидами, гавайитами, муджиеритами выявлены на континентальном шельфе Японского и Филиппинского морей, на о-вах Папуа–Новая Гвинея и северо-востоке Австралии. Появление их, как и на Урале, связывают с причленением островных дуг к ближайшим континентальным окраинам, азиатской или австралийской [47, 55, 57].

Дискретность геохимических характеристик описанных толеитовых и субщелочных магматитов исключает возможность их образования за счет фракционирования единого исходного расплава (оливинового толеита), хотя именно этот механизм считался наиболее вероятным на первых этапах изучения каменноугольных базальтоидов [32]. Концентрация высокозарядных элементов (Ti, Nb, Zr, Y), а также лантаноидов и стронция в тех и других базальтоидах позволяет сделать вывод о различном для них составе мантийного субстрата или разных условиях магмоге-

нерации (глубина, температура, давление). Как показывает математическое моделирование [1], серии базанитов–муджиеритов–бенморейтов могут образоваться при дифференциации щелочного оливинового базальта (степень плавления шпинелевого лерцолита 5–12%), тогда как толеиты являются производными оливиновых базальтов (10–18% плавления того же источника). Естественно предположить, что продукты декомпрессионного магмообразования в условиях активной окраины, над зоной субдукции должны иметь свои особенности, отличия от магматитов внутриплитных “горячих точек”, траппоидных провинций и других эпикратонных “активных” рифтов.

Данные по Уралу и современным активным окраинам свидетельствуют, что синколлизийные зоны “пассивного” рифтинга практически лишены щелочных магматитов. Последовательность формаций (субщелочная вслед за толеитовой) отличается от той, что многократно описана для обстановок на дивергентных границах континентальных плит (в “активных” рифтах), где эволюция магматизма направлена от щелочных серий к субщелочным, К–Na континентальным толеитовым и натриевым океаническим [12, 27, 58]. В “активных” рифтах источник тепла и энергии располагается в нижней мантии, и чем интенсивнее растяжение, тем выше поднимается мантийный плюм и тем ближе к поверхности очаги магмогенерации, ниже щелочность формирующихся расплавов [7]. Напротив, на конвергентных границах плит, при “пассивном” рифтинге зоны декомпрессии распространяются сверху вниз, что объясняет малоглубинный характер первых (толеитовых) вылавок и их сравнительно низкую К–Na щелочность в сравнении с последующими гавайит–муджиеритовыми сериями.

В классических траппоидных провинциях (Норильский район и др.) начальными являются субщелочные базальтоиды, а модальными – низкокалиевые континентальные толеиты. Лишь в осевых, надкорневых зонах рифтов формируются толеитовые разности, обогащенные калием и титаном. Обогащение это не выходит за рамки тенденции в пределах одной формации: разница в содержании и калия, и титана между низко- и высококалиевыми толеитами не превышает 0.3–0.7% [3, 11]. Рифтогенный вулканизм в карбоне Урала сразу начинался с толеитов, соответствующих конечным, умеренно- и высококалиевым разностям траппов. Существенным отличием от последних являются обогащенность уральских толеитов натрием, которая свойственна и другим континентальным толеитам активных окраин, что видно на примере состава лав Невадийского рифта [12].

Магматиты с повышенной щелочностью на Урале, как и в рифтах Норильского района, тяго-

теют к центральным разрывным зонам эшелонированной системы грабенов (см. рис. 1). Однако различия в составе последовательно формирующихся расплавов превышают внутриформационные: содержание титана и натрия в гавайит-муджиеритовых лавах повышается в 2–3 раза, ниобия и циркония – на порядок, что может быть следствием скачкообразного заглубления очагов магмогенерации (и уменьшения степени плавления мантийного субстрата) под Восточно-Уральским микроконтинентом. Сходное явление отмечено для североамериканской активной окраины, где при переходе рифтогенных структур с мезозойских эпиконтинентальных террейнов на древнюю континентальную кору соответственно менялся состав базальтоидов [45].

Судя по имеющимся экспериментальным данным, расплавы с высоким содержанием титана и фосфора, подобные тем, что дали гавайит-муджиеритовые серии, не могут быть получены при частичном плавлении примитивных мантийных лерцолитов и их появление предполагает участие метасоматически измененного мантийного субстрата [4, 25]. По этим же данным, в связи с разницей ионных радиусов, фиксации щелочных металлов в метасоматизированной мантии происходит на разных уровнях: натрия – в самой верхней части, калия – на больших глубинах. В условиях активных окраин, в мантийном клине над зоной субдукции мощными метасоматизирующими агентами, усложняющими эту вертикальную зональность, являются глубинные натриево-хлоридные флюиды – продукты дегидратации и фазовых переходов субдуцированной океанической коры [48]. Особенности химизма раннекаменноугольных толеитовых и гавайит-муджиеритовых магматов Южного Урала, как и их современных аналогов, позволяют говорить о том, что очаги магмогенерации не выходили за пределы зоны натриевого метасоматоза и именно хлоридно-натриевые надсубдукционные флюиды могли определить специфику толеитовых и гавайит-муджиеритовых серий в обстановке коллизии островная дуга–континент.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше геологические и геохимические данные показывают, что возникшие на рубеже девона и карбона К-Na толеитовые и К-Na субщелочные магматиты не вписываются в стандартную последовательность интрузивно-вулканических формаций активных окраин. Их появление фиксирует краткий и качественно новый этап в тектонической эволюции региона и может быть соотнесено с перестройкой в ходе субдукции при смене островодужного режима на окраинно-континентальный. Раннекаменноугольная пауза в субдукционном процессе совпадает на

Урале с временем приращения зрелой девонской островной дуги к восточной (Казахстано-Тяньшаньской) континентальной окраине. Коллизия типа островная дуга–континент на Среднем и Южном Урале сопровождалась не только появлением пакетов надвиговых пластин и мощных олистостромов, но и специфическим мантийным магматизмом риолит-базальтовой и гавайит-муджиерит-трахириолитовой формаций, размещение которых контролировалось системой грабенообразных структур в обрамлении континентального Восточно-Уральского террейна. Комплексы бимодальной толеитовой формации накапливались в ее периферических грабенах (Богдановско-Магнитогорском, Иргизском) и перекрывали сгруженные осадочно-вулканогенные отложения девонского задугового бассейна, а субщелочные интрузивно-вулканические комплексы локализовались непосредственно вдоль склонов Восточно-Уральского микроконтинента. Магмоконтролирующая система раннекаменноугольных сдвиго-раздвиговых дислокаций соответствует классу “пассивных” рифтов или pull-apart структур. Геохимическая специфика К-Na толеитовой и гавайит-муджиеритовой формаций активных окраин и их отличия от аналогичных серий океанических островов и эпикратонных рифтов могут быть связаны с воздействием надсубдукционных хлоридно-натриевых флюидов на источники магмогенерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л.С., Попов В.С., Гладких В.С. и др. Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. 238 с.
2. Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Руднев С.Н. Два типа синметаморфических гранитов в коллизионных обстановках // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 1. С. 85–88.
3. Гладких В.С., Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимическое обоснование структурного развития Хараелахского рудного района // Геологическое картирование вулкано-плутонических поясов. М.: Роскомнедра, 1994. С. 127–190.
4. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132–227.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
6. Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф. Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274 № 2. С. 387–391.
7. Казьмин В.Г. О двух типах раскола континентов // Геотектоника. 1984. № 2. С. 23–36.
8. Ковалев А.А., Леоненко Е.И. Методика глубинного прогнозно-геодинамического картирования. М.: Изд-во МГУ, 1992. 152 с.

9. Кононова В.А., Келлер Й., Первов В.А. Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 152–170.
10. Костик Г.А. Магматические формации Прикиргизья // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 3–14.
11. Кременецкий А.А., Гладких В.С. Низкокальциевые толеитовые базальты – индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геохимия. 1997. № 6. С. 609–617.
12. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
13. Либрович Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале // Тр. ЦНИГРИ. 1936. Вып. 81. 208 с.
14. Магматические горные породы. Т. 6 / Под ред. О.А. Богатинова. М.: Наука, 1987. 438 с.
15. Малкин Б.В., Шеманда А.И. О механизме континентального рифтогенеза // Геотектоника. 1989. № 5. С. 24–37.
16. Мирлин Е.Г. Раздвижения литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 250 с.
17. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.
18. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
19. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
20. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизийных обстановок / Остроумов А.С., Станкевич Е.К. и др. М.: Роскомнедра, 1995. 215 с.
21. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
22. Пучков В.Н. Формирование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной, косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66–75.
23. Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные по тектонике Урала // Геотектоника. 1987. № 2. С. 24–34.
24. Ронкин Ю.Л., Журавлев Д.З., Чащухина В.А. Sm-Nd изохронное датирование Московского массива Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны // Ежегодник-1989. Ин-т геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1990. С. 67–69.
25. Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантийное магнообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 3–9.
26. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 137 с.
27. Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика // Геотектоника. 1992. № 2. С. 3–20.
28. Тектоника Урала / Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М. и др. М.: Наука, 1977. 120 с.
29. Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С. 85–101.
30. Филатова Н.И. Роль процессов коллизии при формировании вулканогенных поясов // Геотектоника. 1989. № 5. С. 52–60.
31. Формирование земной коры Урала / Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
32. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с.
33. Холоднов В.В., Язева Р.Г. Галогенная специфика процессов петро- и рудогенеза в дивергентных палеогеодинамических обстановках (на примере Урала) // Геохимия. 1997. № 12. С. 1255–1261.
34. Шека С.А., Кулинич Р.Г., Выхоцкий С.В. и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 2. С. 417–421.
35. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
36. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геодинамическая реконструкция среднеуральского альпинотипного шарьяжа // Геотектоника. 1993. № 2. С. 20–28.
37. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Олисторомы в структуре уралид // Геотектоника. 1997. № 5. С. 47–56.
38. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
39. Arculus R.J., Gust D.A. Regional petrology of the San Francisco volcanic field, Arizona, USA // J. Petrol. 1995. Vol. 36. № 3. P. 827–861.
40. Arndt N.T., Czamanske G.K., Wooden J.L., Fedorenko V.A. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism // Tectonophysics. 1993. Vol. 223. № 1–2. P. 39–62.
41. Aubouin J. The west Pacific geodynamic model // Tectonophysics. 1990. Vol. 183. № 1–4. P. 1–7.
42. Briggs R.M., Utting A.I., Gibson I.L. The origin of alkaline magmas in an intraplate setting near a subduction zone: the Ngatutura basalts, North Island, New Zealand // J. Volcan. and Geotherm. Res. 1990. Vol. 40. № 1. P. 55–70.
43. Charland A., Fransis D., Ludden J. The relationship between the hawaite and basalts of the Itcha volcanic complex, central British Columbia // Contrib. Miner. and Petrol. 1995. Vol. 121. № 3. P. 129–139.
44. Condie K.C. Archean magmatism and crustal thickness // Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. Vol. 84. № 9. P. 2981–2992.
45. Fitton I.G., James D., Leeman W.P. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time // J. Geophys. Res. B. 1991. Vol. 96. № 8. P. 13696–13713.

46. *Hamilton W.* The Uralides and motion of the Russian and Siberian platforms // *Geol. Soc. Amer. Bull.* Vol. 81. № 9. P. 2553–2576.
47. *Hegner E., Smith I.E.M.* Isotopic compositions of Late Cenozoic volcanites from south-east Papua New Guinea: evidence for multi-component sources in arc and rift environments // *Chem. Geol.* 1992. Vol. 97. P. 233–249.
48. *Hochstaedter A.G., Gill J.B., Morris J.D.* Volcanism in the Sumisu rift. II. Subduction and non-subduction related components // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 100. P. 195–209.
49. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram // *J. Petrol.* 1986. Vol. 27. P. 745–750.
50. *Luhr J.F., Pies J.G., Aranda-Gomez J.J. et al.* Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of Los Encinos volcanic field, Central Mexico // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1995. Vol. 118. № 4. P. 321–339.
51. *Mann P., Hempton M.R., Bradly D.C., Burke K.* Development of pull-apart basins // *J. Geol.* 1983. Vol. 91. № 5. P. 529–554.
52. *Moore G., Marone C., Carmichael I.S.E. et al.* Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican volcanic belt // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1994. Vol. 106. № 3. P. 383–394.
53. *Nakamura N.* Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. Vol. 38. № 5. P. 757–775.
54. *Ogawa Y., Horiuchi K., Taniguchi H., Naka J.* Collision of the Izu arc with Honshu and the effects of oblique subduction in the Miura-Boso peninsulas // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 119. № 1–4. P. 349–379.
55. *Richards I.P., Chappell B.W., Mc. Culloch M.T.* Intra-plate-type magmatism in a continent–island arc collision zone: Porgera intrusive complex, Papua New Guinea // *Geology.* 1990. Vol. 18. № 10. P. 958–961.
56. *Smith A.C.* Back-arc convection model for Columbia River basalt genesis // *Tectonophysics.* 1992. Vol. 207. № 3–4. P. 269–286.
57. *Stolz A.Y., Varne R., Davies G.R. et al.* Magma source components in an arc–continent collision zone: the Flores-Lempata sector, Sunda arc, Indonesia // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1990. Vol. 105. № 5. P. 585–601.
58. *Turcotte D.L., Emerman S.H.* Mechanism of active and passive rifting // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 94. № 1. P. 39–50.
59. *Zoback M.L., McKee E.H., Blakely R.J., Thompson G.A.* The northern Nevada rift: regional tectono-magmatic relations and Middle Miocene stress direction // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1994. Vol. 106. № 3. P. 331–382.

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

The Variscides of the Urals as Indicators of a Collision between an Island Arc and a Continent

V. V. Bochkarev and R. G. Yazeva

*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, Russian Academy of Sciences,
Pochtoviy per. 7, Ekaterinburg, 620151 Russia*

Abstract—This paper is concerned with the problem of recognizing particular collisions that preceded the collision of continents, which terminated a tectonic megacycle. The geodynamic mapping of the Variscides of the Urals proved that an Early Carboniferous collision between the mature Devonian island arc and the continental margin had occurred within the eastern slope of the Urals as an en-echelon system of back-arc transtensions. It is shown that this syncollisional passive rifting in a convergence environment was accompanied by a specific decompressional mantle magmatism whose products make up two discrete rock associations: a K-Na tholeiitic (rhyolite-basalt) association and a newly identified K-Na subalkaline (hawaiite-mugearite-trachyrhyolite) association. A regular succession of tholeiites and younger hawaiites and mugearites, repeated in similar settings on the recent and ancient active continental margins, allows one to use these suites as indicators in geodynamic reconstructions of the zones of particular island arc–continent collisions. Here, the specifics of the tholeiite and hawaiite-mugearite series formed in a convergence environment (as compared with similar volcanics of oceanic islands and active epicratonic rifts) are believed to be associated with the mechanism of passive rifting and with the influence of the products of dehydration of the subducted oceanic crust on the mantle magma generating chambers.

УДК 551.242(571.5)

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАМСКО-БОДАЙБИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

© 2001 г. А. В. Синцов

Институт земной коры СО РАН, 664033 г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

Поступила в редакцию 15.06.99 г.

Мамско-Бодайбинская складчатая зона отличается резкой контрастностью структурных особенностей и метаморфизма ее “мамской” (Мамская кристаллическая полоса) и “бодайбинской” (Бодайбинский синклиорий) частей. Эта контрастность обусловлена историей становления тектонической структуры зоны. В ее эволюции выделяются четыре основных этапа деформаций. В первый этап произошло довольно равномерное смятие выполняющих ее рифейско-вендских толщ в узкие линейные складки субширотного простирания и формирование системы разломов северо-западного и широтного простираний. Складчатость сопровождалась метаморфизмом пород низких ступеней зеленосланцевой фации. Во второй этап линейные складки были собраны в систему брахиформных складок также субширотного простирания. В третий этап сдвиговые перемещения блоков дорифейского фундамента на флангах области привели к переориентировке субширотных структур на северо-восточные на западе и на северо-северо-западные – на востоке, в результате чего рисунок складчатой системы приобрел дугообразную форму. Четвертый этап характеризовался диапиризмом раздробленных в зонах разломов, насыщенных горячими флюидами супракрустальных образований фундамента. Это привело к созданию крупных протяженных поднятий, осложненных структурами второго (купола, валы) и более высоких порядков, к раздавливанию складок предшествовавших этапов и смятию их в дисгармоничные складки на сводах и вокруг диапировых структур. Этап сопровождался высокотемпературным метаморфизмом пород амфиболитовой фации с секущим положением изоград относительно складчатых структур предшествовавших этапов. Все четыре этапа деформаций составляют единый цикл структурно-метаморфического развития региона продолжительностью 100–120 млн. лет.

ВВЕДЕНИЕ

На севере Байкальской складчатой области расположена дугообразная антиклинорного типа мегаструктура. Центральную часть ее занимает Чуйско-Тонодско-Нечерское поднятие, с юга обрамляющееся Мамско-Бодайбинской складчатой зоной. Характернейшей особенностью зоны является резкая контрастность ее “мамской” и “бодайбинской” частей: слабометаморфизованные породы, смятые в сравнительно простые линейного типа складки в “бодайбинской” части и сложнейшая складчатость высокометаморфизованных “мамских” образований. В связи с отмеченными особенностями многие вопросы геологии внутренней зоны дуги служили и служат предметом оживленной дискуссии. Еще в начале XX в. В.А. Обручев, выделяя здесь метаморфические и кристаллические сланцы, подчеркивал, что те и другие представляют единый стратиграфический комплекс. А.К. Мейстер писал: “...преобразование наших осадочных пород в кристаллические сланцы и вообще метаморфические породы имело место после завершения тех дислокационных процессов, которым они были подвержены” [6, с. 115]. Однако Н.С. Шатский, выделяя “зону Байкальских складок”, отнес кристаллические слан-

цы к сформировавшимся в заключительную докембрийскую эпоху складчатости, а метаморфические – в палеозойскую. С тех пор различия в степени метаморфизма и интенсивности дислокаций долгое время служили основанием для отнесения “мамских” кристаллических и “бодайбинских” метаморфических комплексов к разновозрастным образованиям, испытавшим складчатость и метаморфизм в разные эпохи. К настоящему времени геологосъемочными и тематическими работами свиты, выделяемые в пределах “бодайбинской” части региона, прослежены по простиранию в его “мамскую” часть. Так же из одного района в другой прослежены и многие складчатые и разрывные структуры [12, 15, 17, 18]. Тем не менее некоторые исследователи продолжают отстаивать мнение об их разновозрастности.

Для региона разработана довольно детальная стратиграфическая схема, проведен всесторонний анализ минеральных парагенезисов метаморфических пород, однако структурно-парагенетическому и структурно-кинематическому анализам (А.И. Иванов, А.Н. Казаков, Г.В. Рязанов, А.В. Синцов, Ю.М. Соколов, В.С. Федоровский, А.С. Флаасс и др.), а особенно вопросам эволюции структуры (А.В. Синцов, Ю.М. Соколов, В.С. Федоровский, А.С. Флаасс) не уделено до-

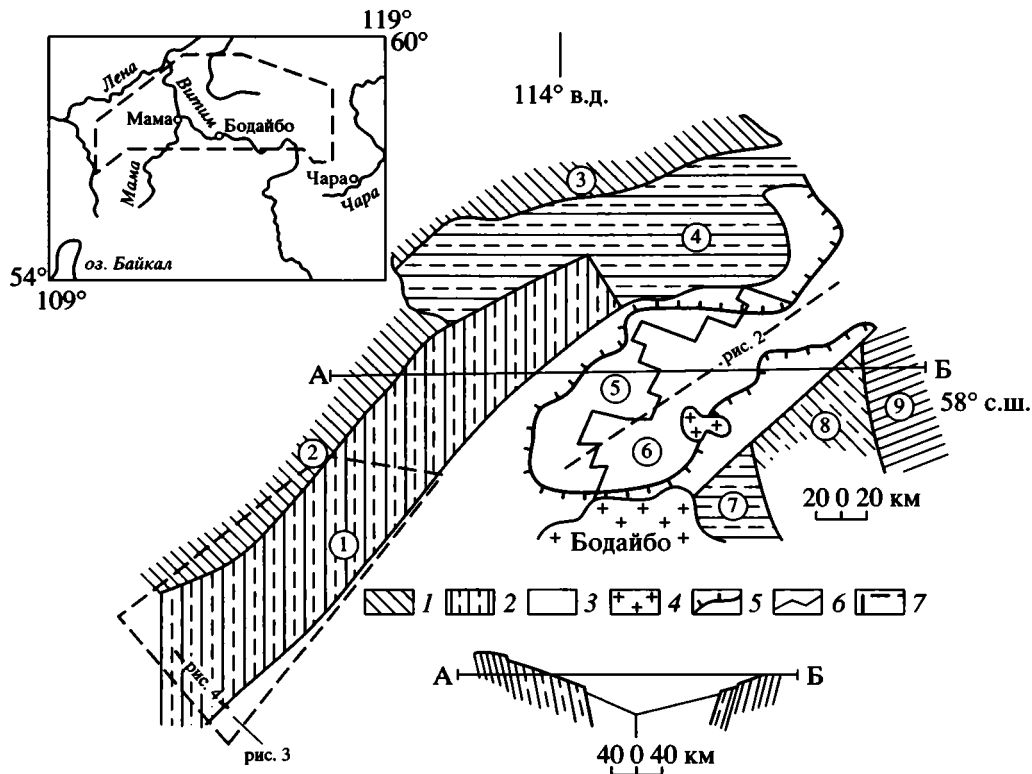


Рис. 1. Схема блоковой тектоники северной части Байкало-Патомского нагорья.

1 – выступы дорифейского фундамента; 2 – Чуйский, 3 – Тонодский, 9 – Нечерский (Лондорский); 2 – приподнятые блоки фундамента: 1 – Мамский, 4 – Маро-Чипикетский, 7 – Олонгринский, 8 – Жуинский; 3 – опущенные блоки фундамента: 5 – Западно-Бодайбинский, 6 – Восточно-Бодайбинский; 4 – гранитоиды; 5 – изограда биотита; 6 – зона раздела Западно-Бодайбинского и Восточно-Бодайбинского блоков дорифейского фундамента; 7 – места расположения рисунков 2–4.

статочного внимания. Изучение структурных особенностей отдельных участков (А.И. Иванов, А.Н. Казаков, Н.П. Семенов, Ю.М. Соколов, Я.И. Тюрин, С.Д. Шер и др.) хотя и позволило расшифровать некоторые моменты истории становления структуры этого сложнейшего в геологическом отношении региона, но не дало представления об ее общей эволюции.

В настоящей статье рассматриваются результаты структурного изучения метаморфических комплексов Мамско-Бодайбинской складчатой зоны, последовательность проявления в ней деформаций и процессов метаморфизма. Основное внимание уделяется структурным особенностям Мамской кристаллической полосы, ее кинематике; вопросы морфологии, кинематики и механизма формирования структуры Бодайбинского синклиория были рассмотрены ранее [10, 11]. Фактической основой работы послужили собственные многолетние исследования автора в различных участках Мамской кристаллической полосы и Бодайбинского синклиория, а также данные структурных наблюдений, полученные многочисленными исследователями региона.

СТРУКТУРА МАМСКО-БОДАЙБИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

В строении рифейско-вендской толщи, выполняющей Мамско-Бодайбинскую складчатую зону, принимают участие эффузивно-осадочные серии, залегающие с резким структурным и часто метаморфическим несогласием на древнем основании. Более молодые осадки в пределах региона не обнаружены, но в смежных районах они залегают без существенных структурных перестроек вплоть до конца ордовика–начала силура [2, 6].

Имеющиеся геологические и геофизические материалы свидетельствуют о блоковом строении региона (рис. 1). Это Западно-Бодайбинский и Восточно-Бодайбинский блоки в его центральной части, Мамский и Чуйский – на западе, Маро-Чипикетский и Тонодский – на севере, Жуинский, Олонгринский и Нечерский – на востоке. Блоки от центра Бодайбинского синклиория воздымаются амфитеатром на восток, север и запад до выступов дорифейского фундамента.

В пределах выступов дорифейского основания вскрываются различные гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, мраморы, кристаллические



Рис. 2. Схематический геологический разрез через Бодайбинский синклиниорий (по [19], с изменениями и дополнениями).

1 – структурная поверхность складок первого этапа; 2 – контуры брахиформных складок второго этапа; 3, 4 – осевые поверхности складок: 3 – первого и 4 – второго этапов. Положение разреза см. на рис. 1.

сланцы, кварциты, метапесчаники, метагравелисты, интрузивные породы основного состава, гнейсо-граниты, мигматиты, плагиогнейсы, амфиболо-биотитовые и биотитовые граниты. Выступы основания представляют собой районы широчайшего проявления гранито-гнейсово-купольной тектоники. Возраст гранитизированных гнейсов чуйской серии 2420 млн. лет, метаморфизма чуйской толщи в ее составе – 2170–1920, чуйско-кодарских гранитоидов – 2114 ± 22 , биотит-амфиболовых плагиогнейсов – 1890–1830, прорывающих серию гранитоидов – 1600–1900 млн. лет [1, 2]. Среди комплексов основания встречаются глыбы, блоки гранулитов с возрастом 3.0–2.5 млрд. лет. Большой частью они представлены высокотемпературными бластмилонитами [13, 15]. Гранулиты отмечены только в пределах Нечерского (Лондорского) и Чуйского выступов, на Тонодском выступе они не встречены [5].

Бодайбинский синклиниорий

Синклиниорий (см. рис. 1) характеризуется более или менее равномерным смятием рифейско-вендской толщи в складки субширотного ($280\text{--}290^\circ$) простирания. Длина отдельных складок, судя по их сохранившимся фрагментам, превышает 100 км при ширине в несколько километров. Ширина антиклиналей в два–пять раз меньше ширины смежных синклиналей. На юге синклинория складки вертикальные или слабо запрокинуты к югу, на севере района угол наклона осевых поверхностей складок достигает $45^\circ\text{--}35^\circ$ с падением на север (рис. 2). Синклинали обычно имеют корытообразный профиль, тогда как антиклинали – изоклиналильный, остроугольный, сменяющийся в более глубоких сечениях килевидным, полуоткрытым, гребневидным. В формировании антиклиналей решающую роль играло ламинарное течение материала по кливажным плоскостям [10].

Антиклинали, по существу, представляют собой колонны ламинарного течения материала по кливажным плоскостям, резко воздымающиеся над участками, не затронутыми или слабо затронутыми этим течением.

В пределах синклинория установлены разломы широтного (270° , левый сдвиг) и северо-западного (300° , правый сдвиг) простираний, составляющих сопряженную систему скалывания. В дорифейский фундамент эти разломы не проникают. В перекрывающем чехле они выкалывают узкие протяженные блоки, гофрированные межразломными складками, не выходящими за пределы блоков [10]. По зонам разломов и связанными с ними трещинам и зонам трещиноватости также прошли подвижки типа ламинарного течения. В результате практически вся площадь синклинория оказалась покрытой сетью зон и зон ламинарного течения. Степень метаморфизма пород достигает низких ступеней зеленосланцевой фации.

Линейные и межблоковые складки, в свою очередь, собраны в систему брахиформных складок также субширотного простирания, в целом воздымающихся в северном направлении вплоть до Тонодского выступа фундамента (см. рис. 2). Все субширотные складки Бодайбинского синклинория, как линейные и межблоковые, так и брахиформные, испытывают поперечный перегиб. Места наибольших погружений шарниров складчатых структур соединяет неровная, ломаная линия. По имеющимся геологическим и геофизическим материалам, ее составляет серия сравнительно коротких отрезков северо-северо-восточного ($10\text{--}15^\circ$) простирания, отмечающих перегибы шарниров линейных складок на верхнем структурном уровне (поперечные “шовные” синклинали) и располагающихся кулисообразно (см. рис. 1). К ним приурочены зоны повышенной

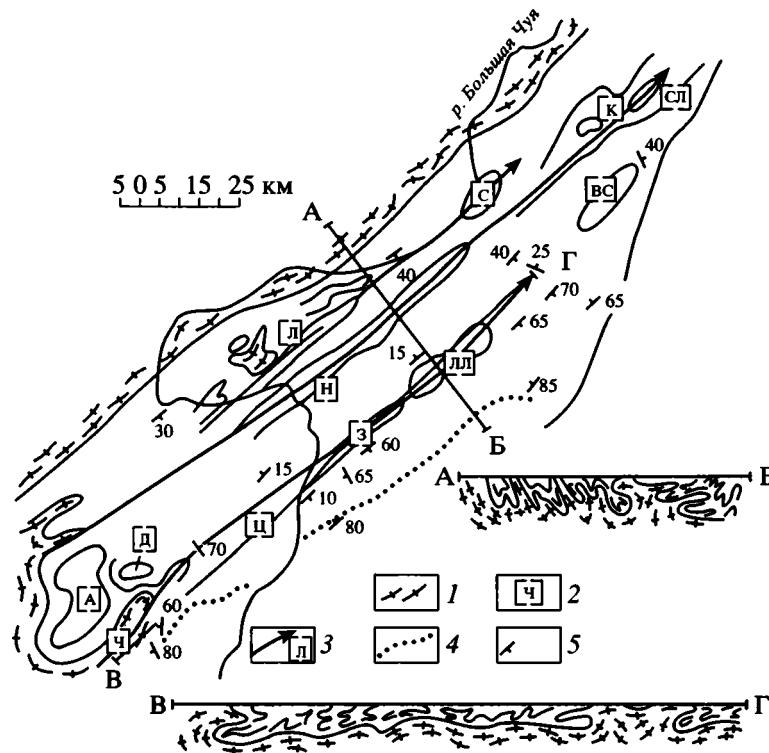


Рис. 3. Карта структурных элементов центральной части Мамской кристаллической полосы (составлена с использованием материалов Д.А. Великославинского, А. Н. Казакова, Ю.М. Соколова).

1 – выходы дорифейского фундамента; 2 – гранито-гнейсовые структуры: [С] – Согдиондонский, [К] – Кочектинский, [СЛ] – Слюдянский, [ВС] – Верхнесогдинский, [Д] – Желанжинский, [А] – Асиктакский, [Ч] – Чарвинский купола, [З] – Зарендинский вал, [ЛЛ] – Лүльминская антиклиналь; 3 – линейные поднятия: [Ц] – Центральное, [Л] – Левомочикитское, [Н] – Нюрдабинское; 4 – изограда биотита; 5 – элементы залегания слоистости, сланцеватости, гнейсовидности. Местоположение рис. 3 см. на рис. 1.

трещиноватости, сгруппированные в пучки протяженностью от нескольких до десятков километров. Зоны сопровождаются брекчированием пород, в том числе золотосодержащих. Нередко они смещают дайки основных пород с отчетливо уменьшающейся по восстанию мощностью.

Мамская кристаллическая полоса

Внутренняя структура Мамской кристаллической полосы (см. рис. 1) определяется сложным сочетанием линейных и разнообразных анти- и синформных складок, куполовидных структур [7, 12, 13, 16]. Особенности строения полосы во многом определяются разломами дорифейского фундамента, вдоль которых располагаются линейные сравнительно узкие протяженные пологие структуры, в целом согласные с ее общим северо-восточным планом. Становление их обязано процессам ремобилизации гранитоидов и гнейсов фундамента, приведшим к созданию в перекрывающих отложениях гранито-гнейсовых куполов, валов, пластин, гребней и в целом поднятий. Гранито-гнейсовые структуры

представляют собой закономерные элементы единой Мамской складчатой системы. Они деформируют линейную складчатость, обрамляются орнаментом сравнительно небольших дисгармоничных складок и подчеркиваются изографами метаморфизма. Дисгармоничные складки верхнего структурного уровня как бы облекают ядерные части гранито-гнейсовых куполов, валов [12, 15].

На северо-западе Мамской полосы протягивается антиклиналь с Левомочикитским валом и Согдиондонским куполом (рис. 3). В бортах этой антиклинали интенсивно развиты сжатые изоклиналильные складки, опрокинутые к северо-западу и осложненные локальными чешуйчатыми надвигами и взбросами. Углы падения слоистости и сланцеватости пород изоклиналильных складок преимущественно 20° – 30° , к юго-востоку увеличиваются до 40° – 50° (иногда до 70°). Вблизи Согдиондонского купола простирания слоистости и сланцеватости вмещающих толщ изменяются на широтное, северо-западное или меридиональное в соответствии с контурами купола.

Юго-восточнее расположен Нюрдабинский гранито-гнейсовый вал (см. рис. 3), прослеживаю-

щийся от р. Чая в северо-восточном направлении к устью р. Большая Слюдянка. В его ядерной части вскрывается “пластина” гнейсо-гранитов. Осевая поверхность структуры падает на юго-восток согласно с падением вмещающего разлома под углом 30–50°. Шарнир постепенно погружается в северо-восточном направлении. На продолжении вала расположены Кочектинский и Слюдянский купола, ядерные части которых сложены гнейсо-гранитами. Шарниры ограничивающих массивы складок ориентируются согласно контурам куполов, нередко поперечно общему простиранию складчатых структур. Отложения, перекрывающие гранито-гнейсы Слюдянского купола, оконтуривают массив в виде раскрытой к юго-востоку подковы.

По центру Мамской кристаллической полосы проходит наиболее крупная структура – Центральное поднятие, протягивающееся от р. Чарво до правобережья р. Витим, где оно замыкается Анангро-Патомской антиформой [14]. Поднятие представляет собой цепочку гранито-гнейсовых куполов и валов, в ядерных частях которых вскрываются породы ремобилизованного фундамента “мамских” образований. Они представлены главным образом гнейсо-гранитами, среди которых в наиболее эродированных куполах вскрываются массивные разности, образовавшиеся, вероятно, при реоморфизме древних гранитоидов. На крыльях гранито-гнейсовых структур слои покровных отложений смяты в мелкие изоклинные складки, осевые поверхности которых опрокинуты в стороны от центров куполов, в результате чего последние приобретают грибообразный вид.

На северо-востоке Центрального поднятия расположен Верхнесогдиондонский вал. Он простирается от водораздела рек Брамья и Согдиондон до водораздела рек Чуйское Олонгро и Чуйский Довгабит на расстоянии 25 км при ширине 5 км. Осевая поверхность его запрокинута на северо-запад: оба крыла структуры при северо-восточном простирании падают на юго-восток под углами 40°–70°. Вал сопровождается небольшими куполами-сателлитами.

Юго-западнее в верховьях р. Чуйский Довгабит установлены вытянутые в северо-восточном направлении Мочикитский и Довгабитский купола, следующие один непосредственно за другим и образующие единую Лульминскую антиклиналь. Северо-западное крыло от юго-западного окончания структуры до верховьев руч. Оленьего падает на северо-запад под углом 40°, северо-восточнее его падения становится вертикальным, затем опрокинутым на северо-запад с падением пород на юго-восток под углом 40°–60°; юго-восточное крыло за р. Согдиондон более пологое, с падением под углом 10°–15° на северо-запад. Оп-

рокидывание крыла на водоразделе рек Согдиондон–Кочекта сопровождается серией локальных надвигов. Купола облекаются изоклиральными структурами высоких порядков [14].

Гранито-гнейсовые структуры в зависимости от местных особенностей ранее возникших структурных неоднородностей могут иметь не только северо-восточную, но и иную, вплоть до поперечной, ориентировку. Так, если поля гнейсо-гранитов и вмещающих их кристаллических сланцев на водоразделе рек Чай и Большой Чуи вытянуты в северо-восточном направлении, то к северо-востоку они трансформируются в более или менее изометричные или вытянутые в субширотном направлении структуры, подчиняясь ориентировке Джеланжинского купола. Обогнув купол, структуры рифейских отложений вновь разворачиваются к северо-востоку. В местах разворота с северо-восточного на широтное простирание возникают складки с крючко-, серповидной, винтообразной и т.п. формами шарниров.

На юго-западном окончании Центрального поднятия на водоразделе рек Налимба и Богодикта расположен Чарвинский купол. Он вытянут в юго-западном направлении на 25 км при ширине в 15–20 км. В его ядре залегают гранитизированные породы фундамента рифейских отложений [8, 9]. На юго-запад купол открыт. Осевая поверхность купола запрокинута к северо-западу. На северо-востоке купол сложен “kozyрьком”, в результате чего в поперечном сечении он имеет грибообразную форму асимметричного строения (рис. 4); северо-западное крыло “kozyрька” купола более широкое, чем юго-восточное.

По периферии Чарвинского купола наблюдаются структуры более высоких порядков; их ориентировка подчинена контурам купола. Характер мелкой складчатости подчеркивает специфичность строения купола. Так, породы на его юго-восточном крыле смяты в складки, осевые поверхности которых при приближении к ядру структуры постепенно запрокидываются к юго-востоку вплоть до образования лежащих складок. В пределах северо-западного крыла осевые поверхности складок высоких порядков запрокидываются в обратном направлении, а на северо-восточном замыкании наблюдаются сильно запрокинутые к северо-востоку, практически лежащие складки. Степень запрокидывания складок северо-западного более широкого крыла “kozyрька” в целом несколько выше, чем его юго-восточного крыла. Местами отмечаются локальные разрывы типа взбросов. Морфология складок свидетельствует о большой роли пластического течения и диапировых явлениях в их создании.

Северо-восточное замыкание Чарвинской козырьковой “подковы”, наблюдаемое в районе верхних течений правых притоков р. Богодикта,

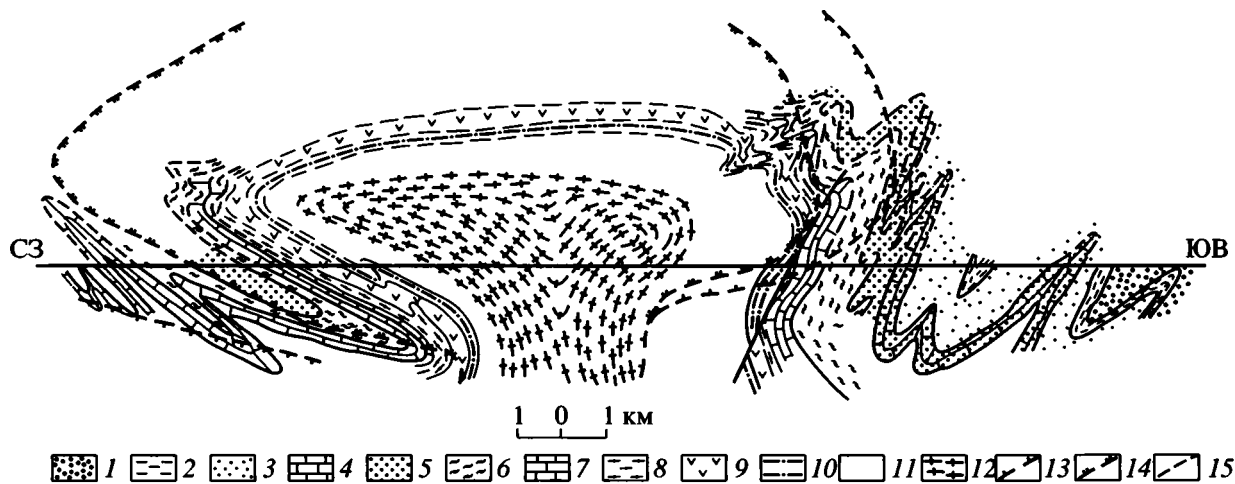


Рис. 4. Геологический разрез Чарвинского гранито-гнейсового купола (см. рис. 1).

1, 2 – “углистые”: 1 – гравелиты, песчаники; 2 – сланцы; 3 – песчаники светлых тонов; 4 – карбонатные песчаники; 5 – желтовато-серые “оспенные” кварцитовидные песчаники, различные гнейсы на кварцевой основе; 6 – “углистые” сланцы, различные метаморфические и кристаллические сланцы; 7 – голубовато-серые и серые известняки, белые мраморизованные известняки, мраморы; 8 – песчаники, сланцы, разнообразные гнейсы, метаморфические и кристаллические сланцы; 9 – амфиболиты; 10 – песчаники, сланцы, разнообразные метаморфические и кристаллические сланцы; 11 – гнейсы, кварциты, гранитоиды “пестрого” состава; 12 – гнейсо-граниты, массивные граниты; 13, 14 – изограды метаморфизма: 13 – граната, 14 – ставролита; 15 – разломы.

переходит в довольно простую линейную структуру – Зарендинский вал (см. рис. 3). Шарнир вала погружается в целом на северо-восток под углами от 5° – 10° до 20° – 25° , полого ундулируя, а от р. Дерасо он резко воздымается к северо-востоку в сторону юго-восточного крыла Лульминской антиклинали.

Внутреннее строение Чарвинского массива гнейсо-гранитов подчеркивается гнейсовидностью и контурами слагающих его разновидностей пород. Центральная часть ядра купола сложена массивными среднезернистыми гранитами, а периферическая – средне- и мелкозернистыми гранитоидами “пестрого” состава: гранодиоритами, диоритами, сиенито-диоритами, граносиенитами, сиенитами, гнейсо-гранитами. Среди гранитоидов “пестрого” состава и, в основном, среди биотитовых гранитов центральной части наблюдаются порфириобластические различия. В периферической и прикровлевой частях купола повсеместно устанавливаются скиалиты амфиболитов и различных гнейсов, залегающие согласно с окружающими ядро осадочно-метаморфическими образованиями. Переход от скиалитов к гранито-гнейсам и гнейсо-гранитам совершенно постепенный через диориты, диорито-сиениты, кварцевые диориты, гранодиориты. Постепенные переходы между гранитами, гнейсо-гранитами, гранито-гнейсами, гнейсами и отсутствие секущих контактов между ними позволяет говорить об едином процессе их образования. Гранитоиды и вмещающие их породы пронизаны жилами пегматитов, лейкократовых гранитов, аляскитов. Особенно много их в се-

веро-западном более широком и пологом крыле “kozyрька” купола. Здесь они местами столь обильно насыщают породы, что последние наблюдаются только в виде “ксенолитов”. Гнейсо-граниты периферической зоны постепенно переходят во вмещающие кристаллические сланцы. Последние нередко подвержены процессам фельдшпатизации и мигматизации. Такие переходы наблюдаются как вкрест, так и по простиранию горизонтов. Особенно показательны в этом отношении амфиболиты северо-западного крыла, которые в результате калишпатизации приобретают облик “сиенитов”. Такие “сиениты” располагаются участками среди горизонта амфиболитов, не имея отчетливых границ. Микроклин иногда образует в них порфириобласты, но в основном распределяется более или менее равномерно по всей породе в виде зерен, соизмеримых с минералами основной массы. Процессы гранитизации более интенсивно проявлены в ядре купола, менее – в его пологом и еще слабее – в крутом сжатом крыле.

Породы, слагающие ядро, несут следы двух этапов микроклинизации. Первая микроклинизация привела к образованию массивных гранитов, гнейсо-гранитов, мигматитов, сиенитов, диоритов и т.п. как за счет пород фундамента, так и перекрывающих их пород. Микроклин свежий, имеет четкое решетчатое строение, более или менее равномерно рассеян, замещает плагиоклаз и сопровождается окварцеванием. Кварцевые зерна при этом имеют ориентированное расположение, часто собираются в линзовидные и лентовидные

скопления, подчеркивая гнейсовидность породы. Иногда наблюдается рост зерен микроклина в "тенях давления" других минералов. Эти данные свидетельствуют о том, что микроклинизация и окварцевание происходили в условиях направленного, но не интенсивного давления.

Вторая, наложенная, микроклинизация выразилась в образовании порфиробластических разновидностей гранитоидов. Порфиробласты микроклина до 5 см и более имеют свежий облик, хорошо выраженные ограничения. Они наблюдаются чаще всего в виде правильных кристаллов, содержащих реликтовые включения других минералов (в том числе и решетчатого микроклина первой генерации), нередко отмечаются зоны роста. Особенности порфиробластического микроклина, как и само наличие, свидетельствуют о формировании его в относительно спокойной тектонической обстановке после образования гранитизированных пород, по которым он развивался, при снятии тектонических напряжений и прекращении подъема гранитоидных масс, их частичного или полного затвердевания. Второй, порфиробластический, микроклин замещает и плагиоклаз пегматитов [4]; он развивается также в дайках лейкократовых гранитов и аляскитов.

Северо-западнее Чарвинского купола расположен Асиктакский купол, в ядре которого вскрываются довольно своеобразные двуслюдяные массивные или, реже, гнейсовидные граниты, в высокой степени насыщенные телами пегматитов. В этих гранитах часто можно встретить включения вмещающих пород, ориентированные согласно общему простиранию складчатой зоны; нередко отмечаются теневые текстуры. В контактовой зоне наблюдаются как постепенные переходы к вмещающим породам, так и резкие, четкие контакты.

Вокруг Чарвинского купола наблюдается четкая метаморфическая зональность. Изограды метаморфизма, пересекая складки высоких порядков, осложняющих купол, оконтуривают его по периметру. Степень метаморфизма повышается к его своду. При прослеживании метаморфических изменений по падению контакта гнейсо-гранитов и мигматитов с вмещающими породами устанавливается, что метаморфические изменения вмещающих пород наблюдаются только вокруг "козырька" купола.

Отчетливая метаморфическая зональность с усилением степени метаморфизма в породах верхнего комплекса по мере приближения к их контакту с гнейсо-гранитами наблюдается вокруг всех известных в районе куполов. В направлении к сводам куполов, валов происходит зональная смена зеленосланцевой фации метаморфизма породами амфиболитовой фации.

ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ МАМСКО-БОДАЙБИНСКОЙ ТОЛЩИ¹

Изучение структурных особенностей Мамско-Бодайбинской складчатой зоны позволяет наметить следующую последовательность деформационных процессов в ее пределах.

Первый этап деформаций

В начальный этап складчато-разрывных деформаций рифейско-вендская толща была смята в субширотные складки линейного типа и разбита разломами широтного и северо-западного (300°) простираний. Формирование складок происходило под влиянием двух процессов – изгиба слоев и ламинарного течения вещества по кливажным плоскостям [11]. Складчатые структуры первого этапа деформаций отличаются выдержанной линейностью и значительной сжатостью антиклиналей при слабой деформированности межантиклинального пространства. Для сопряженной системы скальвания этого этапа характерно уменьшение степени деформированности пород по падению плоскостей разломов [10]. Трещины данной системы скальвания развиты повсеместно в пределах Бодайбинского синклиория. Трещины отрыва, связанные с системой скальвания, образуются только в местах наибольшего сгущения сколовых трещин, но и здесь развиты слабо. Они представлены неровными клиновидными формами незначительной протяженности и глубины, ориентированными в субмеридиональном направлении вдоль оси максимального сжатия.

Морфологические особенности и кинематика складчатых структур, разломов и трещин, взаимное расположение групп разрывов в системе скальвания (угол скальвания ~150°), неразвитость трещин отрыва, уменьшение степени деформированности пород к их основанию – все это свидетельствует о проявлении складчатых и разрывно-трещинных деформаций первого этапа в условиях высокой пластичности и слабой консолидации пород региона. Метаморфические изменения пород в этот этап достигали низких ступеней зеленосланцевой фации и связаны с зонами и участками ламинарного течения материала в приядерных частях антиклиналей, в зонах разломов и сгущения трещин сопряженной системы скальвания. Разлом и складки рифейско-вендских отложений в фундамент не проникали.

Второй этап деформаций

Дальнейшее наращивание напряжений нашло выражение в складчато-глыбовых движениях до-рифейского фундамента. Они отразились в фор-

¹ Деформации, связанные с воздействием молодых гранитоидов, и последующие деформации здесь не рассматриваются.

мировании крупных складчатых волн. На современном срезе это (с юга на север): Тамаракское поднятие, Бодайбинское погружение, Кропоткинское поднятие, Маракано-Тунгусское погружение, Кадаликанское поднятие, Хомолхино-Илигирское погружение и Тонодское поднятие (см. рис. 2).

Тамаракское поднятие представлено только своим северным крылом; остальная часть структуры уничтожена гранитоидами. Южное крыло намечается фрагментами среди гранитоидов в районе устья р. Бутуи. Сохранившееся крыло простирается в субширотном направлении, породы в его пределах падают на север под углами 50–60°.

Бодайбинское погружение протягивается не менее чем на 150 км в субширотном направлении при ширине в 40–60 км. Его восточная часть под довольно крутым углом отгибается к юго-востоку (Олингринский блок) и уходит в бассейн рек Олингро и Синюга. Южная, западная и северная границы погружения прямолинейны или близки к прямолинейным. На западе линейные структуры Бодайбинского погружения торцово сочленяются со структурами Мамской кристаллической полосы. В поперечном сечении погружение симметрично с вертикальной осевой поверхностью. Это наименее переработанная последующими деформациями структура второго этапа. Остальные структуры в результате последующих деформаций запрокидываются на юг, приобретают более сжатый профиль (см. рис. 2).

Третий этап деформаций

Основная разрядка напряжений привела к кардинальной перестройке структурного плана в третий этап складчатых деформаций. Он проявился в интенсивном вращении фундамента рифейско-вендских отложений и перемещении его блоков в южном направлении по разломам сопряженной системы скалывания северо-восточного простираения на западе [17, 18] и северо-северо-западного простираения на востоке [12]. В результате этих наложенных изгибов линейные структуры первого и второго этапов приобрели в плане линейно-дугообразную форму. Сдвигание в условиях сжатия привело к перемещению Чуйского (на западе) и Нечерского (на востоке) блоков фундамента на более высокий уровень. В совокупности с ранее приподнятым Тонодским выступом они сформировали дугообразную антиклинорного типа структуру, обрамляющую относительно опущенный Бодайбинский синклиниорий, в пределах которого структурные элементы предшествовавших этапов деформаций сохранились без существенной переработки. Современный структурный план региона в основных своих чертах сформировался в этот этап.

Особенностью деформаций данного этапа являлось то, что в них вовлекались не горизонтально лежащие, а уже смятые в складки и разбитые разломами образования. Первичные складчато-разрывные дислокации Мамско-Бодайбинской зоны испытали развороты, перемещения и растяжения по направлению движений разломов дорифейского фундамента. Наложённые структуры возникли в результате изгибания осевых поверхностей линейных складок и плоскостей разломов при переходе от субширотного “бодайбинского” простираения к юго-западному “мамскому” (и юго-восточному “нечерскому”). Этот переход сопровождался вращением линейных и плоскостных структурных элементов первого и второго этапов деформаций в горизонтальной плоскости вокруг вертикальных или крутонаклонных шарниров при сдвиговых смещениях вдоль разломов северо-восточной ориентировки [12, 15, 16, 18]. Первичные структуры Бодайбинского синклинория, развернувшись к юго-западу и перейдя в Мамскую полосу, сформировали наложенные структуры с крутонаклонными шарнирами, различные син- и антиформные, флексурные складки, складки весьма сложного морфологического облика. В результате сдвиговых перемещений по разломам фундамента первичные складки и разломы сближались и растягивались в южном направлении. В этот этап сформировался особый структурный парагенезис, включающий складки волочения, приразломные складки, вторичный наложенный кливаж, будинаж-структуры и т.п.; “а” линейность первичных линейных складок сменялась “в” линейностью, ориентированной по направлению течения материала. Складчатая структура Мамской области значительно усложнилась.

В Бодайбинском синклинории структурные изменения третьего этапа отразились в значительно меньшей степени, но тем не менее существенно. Они привели к обособлению Олонгринского и Жуинского блоков на восточном фланге (см. рис. 1), надвиганию Тонодского выступа на юг и некоторого его перемещения к юго-западу с запрокидыванием на юг и надвиганием складчатых структур предшествовавших этапов, сжатие северной группы складок второго этапа, разделению единого Бодайбинского блока фундамента на Западно-Бодайбинский и Восточно-Бодайбинский блоки.

Четвертый этап деформаций

Дальнейшее усложнение структуры произошло в четвертый этап. Деформации осуществлялись под влиянием диапиризма в осадочную толщу раздробленных в зонах разломов, насыщенных летучими и разогретых, мобилизованных под влиянием тектонических напряжений супракрустальных образований дорифейского фундамента.

На перекрывающие отложения гнейсо-граниты воздействовали механически, термически, химически. Насыщенный летучими гранитный материал вел себя подобно диапирам соли, поднимаясь “струями”, “пластинами”, раздавливая перекрывающие отложения и выжимая их в стороны с формированием сложной наложенной складчатости. Гранито-гнейсовые структуры: купола, валы, пластины, гребки и т.п. – резко выделяются по типу дислокаций от обрамляющих и вмещающих их складок, что обусловлено особыми условиями их становления. Докупольные складки были преимущественно линейными, изоклинальными. По мере развития гранитоидного диапиризма они значительно усложнялись наложенными структурами, различными крупными и мелкими, иногда поперечными или диагональными формами. Морфологические особенности собственно гранито-гнейсовых структур, асимметрия куполов, наличие различных осложнений предопределялись, очевидно, морфологией вмещающих купола разломов и особенностями сложной предкупольной структуры перекрывающих отложений.

Поступление гранитоидных масс в зоны разломов и связанные с этим диапировые явления начались, по всей видимости, тогда, когда значительная часть тектонических напряжений уже была реализована на дробление фундамента, перемещение его блоков и создались условия для поступления трансмагматических растворов, “размягчения” пород фундамента, их нагнетания, вязкого и вязкопластического течения. Наиболее характерными проявлениями движений кровли поднимавшихся колонн явились поднятия отдельных ее участков, на которых располагались структуры второго порядка – локальные вздутия (купола, валы, гребни и т.д.), осложненные структурами более высокого порядка – “козырьками”, “карнизами”, “шляпами”, “языками” и т.д. Они образовывались за счет выдавливания гранито-гнейсов под влиянием боковых “распирающих” напряжений, возникавших при подъеме гранито-гнейсовой смеси по зонам разломов и ее гранитизации в процессе этого подъема. Такое выдавливание в локальные ловушки вело к дополнительному деформированию уже смятой толщи с формированием сложной многопорядковой дисгармоничной складчатости. В этих же ловушках создавались, очевидно, наиболее благоприятные условия для повышения флюидного давления, теплового, химического воздействия на вмещающие породы. Разгрузка напряжений происходила частично и в виде появления массивов двуслюдяных гранитов, интрузивных даек лейкократовых гранитов, аляскитов.

Горячие трансмагматические растворы являлись основными переносчиками тепла и вещества, громадное количество которых затрачивалось на метаморфизм и гранитизацию вмещающих пород.

Секущее положение изоград метаморфизма по отношению к слоистости, сланцеватости осадочных пород свидетельствует о проявлении метаморфических преобразований на заключительных стадиях структурной перестройки данного этапа. Трансмагматические растворы существенно преобразовывали как диапирирующие, так и перекрывающие их породы. Несомненно привнос кремнезема и щелочей (преимущественно калия), на что указывает возрастание содержания калиевого полевого шпата и кварца в гранитизированных породах, уменьшение содержания цветных минералов. Свежесть гранитоидов, почти полное отсутствие в них наложенных низкотемпературных минералов и явлений катаклаза позволяют сделать вывод о том, что подъем гранитной массы и разрядка напряжений не накладывались на уже готовые гранитоиды, а происходили одновременно с их раскристаллизацией. Под влиянием тектонических напряжений диапирирующие гранитоиды деформировались вязко и вязкопластически, при этом шпирсы, ксенолиты и вновь возникающие минералы располагались согласно направлению течения.

После раскристаллизации гранитоидных тел и прекращения действия тангенциальных напряжений, циркуляция остаточных щелочных растворов приводила к метасоматическому порфиробластезу, выходящему за пределы гранито-гнейсовых структур. Приращение объема за счет порфиробластеза компенсировалось подъемом ядер куполов и спаявшихся с ними вмещающих пород как единого целого. Подъем сопровождался возникновением локальных разрывов типа взбросов и надвигов в окружении гранито-гнейсовых структур.

Таким образом, формирование наложенной гранито-гнейсовой складчатости происходило, очевидно, под влиянием двух основных факторов: выжимания раздробленных образований фундамента в зоны разломов и поступления в эти зоны горячих насыщенных летучими трансмагматических растворов. Главным для структурных преобразований был первый процесс (диапиризм), тогда как второй приводил к разуплотнению пород, снижению их вязкости, что облегчало диапиризм. Второй процесс ответствен также за вещественные преобразования пород, выразившиеся в гранитизации и метаморфизме перекрывающих фундамент отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделенные этапы деформаций составляют, очевидно, единый цикл структурного преобразования Мамско-Бодайбинской складчатой зоны. Он охватывает значительный промежуток времени – более 100–120 млн. лет: возраст глинисто-серицитового сланца начального этапа деформа-

ций и метаморфизма – 451 млн. лет [2], а кристаллических сланцев “мамского” этапа метаморфизма – 392–326 млн. лет [1, 2].

Причина всех деформаций в Мамско-Бодайбинской складчатой зоне, видимо, единая. Решающую роль в формировании современной структуры складчатой зоны сыграло тангенциальное сжатие, направленное субмеридионально (рис. 5). Данные о возрастном взаимоотношении складок и разрывов не противоречат выводу о формировании всех основных элементов структуры зоны в результате однонаправленного сжатия. В начальные этапы деформации протекали при высокой пластичности пород верхнего структурного этажа. В это время формировались линейные складки значительной протяженности и системы сколов широтного и северо-западного простираний с тупым углом скальвания. В последующем структура Мамско-Бодайбинской складчатой зоны усложнялась, главным образом, диагонально-сдвиговыми формами по системе сколов с острым углом скальвания (примерно 60°) северо-восточного (левый сдвиг) и северо-северо-западного (правый сдвиг) простираний, а также за счет гранитоидного диапиризма по этим зонам разломов. Области структурной перестройки сопровождалась повышенным метаморфизмом пород. Определенное влияние на структуру зоны оказали и мегатрещины отрыва северо-северо-восточного ($10\text{--}15^\circ$) простирания.

Многочисленные факты наложенности северо-восточных и северо-северо-западных сдвигов, диагональных, поперечных, присдвиговых складок по отношению к структурам начальных этапов, казалось бы, должны свидетельствовать о смене динамической обстановки в третий этап деформаций. Но проведенный анализ условий формирования складчатых и разрывных структур позволяет говорить об однонаправленности главного сжимающего усилия на всех этапах формирования Мамско-Бодайбинской складчатой зоны. Такое явление естественно и отмечается во многих складчатых областях [3]. Под воздействием однонаправленных тектонических усилий в земной коре сначала формируется система линейных складок, ориентированных перпендикулярно сжимающей силе. В дальнейшем эта первичная система складок усложняется системой наложенных структур, располагающихся диагонально по отношению к первичным. “Эффект подобного наложения связан с тем, что тектонические (тангенциальные) усилия в слоистой толще земной коры в общем случае направлены не перпендикулярно к боковым границам области складкообразования, а под некоторым углом. Это создает ситуацию, при которой воздействуют как касательные, так и нормальные сжимающие составляющие тектонических сил” [3, с. 110]. Наиболее вероятная причина всех прошедших деформаций – сме-

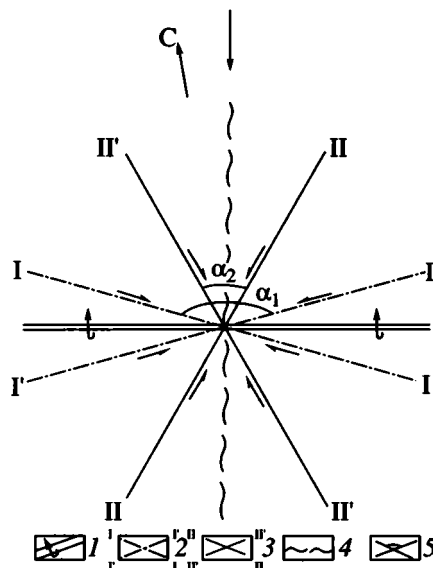


Рис. 5. Кинематическая схема структурной эволюции Мамско-Бодайбинской складчатой зоны.

1 – простирание первичных линейных и наложенных брахиформных складок; стрелкой показано направление падения их осевых поверхностей; 2, 3 – сколово-трещины: 2 – начальных и 3 – наложенных (третьего и четвертого) этапов деформаций; 4 – трещины отрыва; 5 – угол между сопряженными трещинами скальвания (α_1 – начальных и α_2 – наложенных этапов). Большая стрелка – направление сжимающего усилия.

щение к югу жесткого блока Сибирской платформы.

Автор благодарен В.М. Моралеву за конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным U-Pb датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 29–39.
2. Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
3. Ержанов Ж.С., Егоров А.К., Гарагаиш И.А., Искакбаев А., Коксалов К. Теория складкообразования в земной коре. М.: Наука, 1975. 238 с.
4. Завалишин М.А., Чесноков В.Н. Минеральная зональность Мамского пегматитового поля и ее природа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. М.: Недра, 1971. С. 13–18.
5. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.
6. Мейстер А.К. Восточная окраина Ленского золотоносного района // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золото-

- носный район. Вып. X. Петроград: Типография М.М. Стасюлевича, 1914. 225 с.
7. *Неелов А.Н.* Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рр. Мамы и Б. Чуй // Тр. ЛАГЕД. 1957. Вып. 7. С. 268–308.
 8. *Салоп Л.И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. XLVI. 1971. Вып. 4. С. 5–36.
 9. *Салоп Л.И.* К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского района (Северо-Байкальское нагорье) // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1974. Т. 199. С. 83–143.
 10. *Синцов А.В.* Роль Кадали-Сухоложского разлома в размещении золотого оруденения (Ленский золотоносный район) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218. № 4. С. 916–918.
 11. *Синцов А.В.* Механизм формирования линейных складок Бодайбинского внутреннего прогиба // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 15–22.
 12. *Синцов А.В.* Кинематические условия формирования структуры Бодайбинского внутреннего прогиба // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 88–94.
 13. *Соколов Ю.М., Ковалева С.Ю.* Тектоно-метаморфические циклы Байкальской горной области и их металлогеническая специализация // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 199–226.
 14. *Сычев Ю.И.* Строение антиклинальной зоны центральной части Мамской толщи (Северо-Байкальское нагорье) // Деформации и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967. С. 122–124.
 15. *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
 16. *Флаасс А.С.* Наложённые деформации и морфология мамских структур (Северо-Байкальское нагорье) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Забайкал. филиал Географ. об-ва СССР, 1969. Вып. 6. Ч. 1. С. 176–182.
 17. *Флаасс А.С.* Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии // Геотектоника. 1971. № 6. С. 58–65.
 18. *Флаасс А.С.* Основные этапы и динамика структурного развития мамско-бодайбинской метаморфической серии (Северо-Байкальское нагорье) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Изд-во Забайкал. филиала Географ. об-ва СССР, 1972. Вып. 8. С. 33–37.
 19. *Шер С.Д.* К вопросу о структуре Бодайбинского синклиналичного погружения и влияние некоторых ее элементов на локализацию золотоносности. М.: Тр. ин-та ЦНИГРИ, 1961. Вып. 38. С. 30–48.

Рецензенты: В.М. Моралев, В.С. Федоровский

Structural Evolution of the Mama–Bodaibo Fold Zone (East Siberia)

A. V. Sintsov

Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia

Abstract—The Mama-Bodaibo fold zone is characterized by a drastic contrast in structural features and metamorphism between its Mama (Mama crystalline belt) and Bodaibo (Bodaibo synclinorium) segments. This contrast results from the structural evolution of the zone, in which four major stages are recognized. During the first stage, the Riphean-Vendian strata were quite uniformly crumpled into narrow linear E–W trending folds, and a system of NW–SE and E–W trending faults was formed. The folding was accompanied by a greenschist metamorphism in low-grade subfacies. During the second stage, the linear folds were transformed into a system of E–W trending brachyfolids. During the third stage, strike-slip displacements of the pre-Riphean basement blocks at the flanks of the area resulted in the reorientation of the roughly E–W-trending into NE–SW-trending structures in the west and NW–SE-trending in the east. As a result, the fold system acquired an arcuate pattern. The fourth stage was characterized by the diapirism of supracrustal basement rocks that were crushed in fault zones and saturated with hot fluids. This gave rise to large elongate uplifts complicated by second-order (domes and swells) and higher-order structures, while the previously developed folds were compressed into disharmonic folds on the crests and around the diapirs. The fourth stage was accompanied by a high-temperature amphibolite metamorphism, the isograds of which crosscut the earlier folds. These four stages composed a single cycle of the region's structural-metamorphic evolution, which lasted 100–120 Ma.

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

1. Работа должна быть представлена на русском или английском языках. Объем статей не должен превышать 32 страниц, включая текст, список литературы и иллюстрации.

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

3. Конструкция статьи. 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) Рисунки должны быть четкими, вычерчены черной тушью или хорошо отпечатаны на черно-белом принтере.

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 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 обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.

7. К рукописи необходимо приложить на отдельном листе, отпечатанными в одном экземпляре:

а) Расшифровку аббревиатур – как русских, так иноязычных.

б) В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи; адреса иностранных соавторов; названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.); малоизвестные иностранные географические названия; фамилии иностранных исследователей, которые упомянуты в тексте без библиографической ссылки.

в) На английском языке: желательный автору перевод терминов, имеющих несколько английских эквивалентов, перевод новых терминов.

г) На русском языке в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические подразделения и другие геологические объекты (например: Тундровка – тундровская свита, Иваново – Ивановский разлом).

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

9. Авторы получают 5 оттисков опубликованной статьи.

Сдано в набор 12.10.2000 г.

Подписано к печати 13.12.2000 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.1 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 328 экз.

Зак. 4282

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика"

на английском языке

- | | |
|---|---|
| Acoustical Physics | Molecular Biology |
| Applied Biochemistry and Microbiology | Oceanology |
| Astronomy Letters | Optics and Spectroscopy |
| Astronomy Reports | Paleontological Journal |
| Automation and Remote Control | Pattern Recognition and Image Analysis |
| Biochemistry (Moscow) | Petroleum Chemistry |
| Biology Bulletin | Petrology |
| Biophysics | Physics of Atomic Nuclei |
| Colloid Journal | Physics of Particles and Nuclei |
| Computational Mathematics and Mathematical Physics | Physics of the Solid State |
| Cosmic Research | Plasma Physics Reports |
| Crystallography Reports | Polymer Science, Series A |
| Differential Equations | Polymer Science, Series B |
| Doklady Biochemistry and Biophysics | Polymer Science, Series C |
| Doklady Biological Sciences | Problems of Information Transmission |
| Doklady Chemistry | Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics |
| Doklady Earth Sciences | Programming and Computer Software |
| Doklady Mathematics | Protection of Metals |
| Doklady Physical Chemistry | Radiochemistry |
| Doklady Physics | Russian Journal of Applied Chemistry |
| Entomological Review | Russian Journal of Bioorganic Chemistry |
| Eurasian Soil Science | Russian Journal of Biotechnology |
| Geochemistry International | Russian Journal of Coordination Chemistry |
| Geology of Ore Deposits | Russian Journal of Developmental Biology |
| Geomagnetism and Aeronomy | Russian Journal of Ecology |
| Geotectonics | Russian Journal of Electrochemistry |
| Glass Physics and Chemistry | Russian Journal of General Chemistry |
| Herald of the Russian Academy of Sciences | Russian Journal of Genetics |
| High Energy Chemistry | Russian Journal of Inorganic Chemistry |
| High Temperature | Russian Journal of Marine Biology |
| Human Physiology | Russian Journal of Mathematical Physics |
| Inorganic Materials | Russian Journal of Nondestructive Testing |
| Instruments and Experimental Techniques | Russian Journal of Organic Chemistry |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics | Russian Journal of Physical Chemistry |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth | Russian Journal of Plant Physiology |
| Journal of Analytical Chemistry | Russian Microelectronics |
| Journal of Communications Technology and Electronics | Semiconductors |
| Journal of Computer and Systems Sciences International | Solar System Research |
| Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology | Stratigraphy and Geological Correlation |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics | Studies on Russian Economic Development |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters | Technical Physics |
| Journal of Ichthyology | Technical Physics Letters |
| Kinetics and Catalysis | The Physics of Metals and Metallography |
| Laser Physics | Theoretical Foundations of Chemical Engineering |
| Lithology and Mineral Resources | Thermal Engineering |
| Microbiology | Water Resources |

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Агрохимия
 Автоматика и телемеханика*
 Акустический журнал*
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология и радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Российская археология
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 Теоретические основы химической технологии*
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова*
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке