

Декабрь

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1998

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 1998 Ноябрь–Декабрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

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

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

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

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

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

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 1998

Архейская тектоника миниплит <i>М. В. Миц</i>	3
Особенности тектоники верхневендских отложений Московской синеклизы в связи с проблемой их нефтегазоносности <i>Т. В. Владимирова, И. Н. Капустин, Д. Л. Федоров</i>	23
Типы задуговых бассейнов востока Азии: тектонические, магматические и геодинамические аспекты <i>Е. Н. Меланхолина</i>	34
Структурные парагенезы в метаморфических комплексах Байкал-Хубсугульского региона (динамический анализ) <i>Е. П. Васильев</i>	51
Казахстан и Алтай в девонское время (по палеомагнитным данным) <i>В. С. Буртман, Г. З. Гурарий, А. В. Бельский, И. А. Кудашева</i>	63
Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северокарельской зоны (Балтийский щит) <i>С. Ю. Колодяжный</i>	72

ДИСКУССИИ

О статье С.Ю. Колодяжного “Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северокарельской зоны (Балтийский щит)” <i>В. С. Федоровский</i>	90
Авторский указатель за 1998 г.	95

Contents

No. 6, 1998

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

Archean Miniplate Tectonics

M. V. Mints 3

Tectonics of the Upper Vendian Deposits of the Moscow Syncline: Implications for Hydrocarbon Potential

T. V. Vladimirova, I. N. Kapustin, and D. L. Fedorov 23

The Types of Backarc Basins in East Asia: Tectonic, Magmatic, and Geodynamic Aspects

E. N. Melankholina 34

Structural Associations in the Metamorphic Complexes of the Baikal-Khubsugul Region (Dynamic Analysis)

E. P. Vasil'ev 51

Kazakhstan and the Altai in the Devonian: Paleomagnetic Evidence

V. S. Burtman, G. Z. Gurarii, A. V. Belen'kii, and I. A. Kudasheva 63

Structural-Lithologic Parageneses of the Kukasozero Segment of the North Karelian Zone (Baltic Shield)

S. Yu. Kolodyazhnyi 72

Discussions

Concerning S. Yu. Kolodyazhnyi's Paper "Structural-Lithologic Features of the Kukasozero Segment of the North Karelian Zone, Baltic Shield"

V. S. Fedorovsky 90

Author Index

95

Сдано в набор 14.08.98 г.

Подписано к печати 13.10.98 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отг. 5.4 тыс.

Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж 375 экз.

Зак. 2044

АРХЕЙСКАЯ ТЕКТОНИКА МИНИПЛИТ

© 1998 г. М. В. Минц

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

Поступила в редакцию 10.11.97 г.

Подобие основных параметров состояния верхних оболочек Земли в архее и настоящее время позволяет предполагать функционирование основных механизмов тектоники плит с 3.8 (3.9) млрд. лет, хотя отдельные механизмы этой модели могли быть “задействованы” позднее, по мере роста древнейших континентов, начиная с 3.5 или даже 3.0 млрд. лет. Формирование архейских гранит-зеленокаменных областей – результат последовательной аккреции островодужных и океанических тиррейнов к активным окраинам континентов. Формирование аккреционных орогенов завершалось столкновениями континентов с превращением аккреционных орогенов в коллизионные. Вследствие малых размеров архейские континенты практически целиком вовлекались в коллизионные процессы и подвергались интенсивным деформационно-метаморфическим преобразованиям. Предложенная модель архейской геодинамической эволюции характеризует последовательное “включение” корообразующих процессов и механизмов по мере роста размеров континентов.

ВВЕДЕНИЕ

Архейская континентальная кора включает структуры трех типов: доминируют гранит-зеленокаменные области, менее значительна роль гранулитогнейсовых поясов, ограниченно распространены эпиконтинентальные (эпикратонные) осадочные бассейны. Геохронологические данные свидетельствуют о близком по времени появлении в геологической летописи пород зеленокаменных разрезов и серогнейсовых ассоциаций гранит-зеленокаменных областей – около 3.8 (3.9) млрд. лет назад [84, 85]. Наиболее ранние из известных проявлений гранулитового метаморфизма (3.65–3.60 млрд. лет [58]) несколько “запоздали”. Появление эпиконтинентальных осадочных бассейнов зафиксировано 3.1–2.9 млрд. лет назад.

Древнейшие фрагменты континентальной коры выявлены в составе ассоциации гнейсов Акаста (провинция Слейв, Канада). Эта ассоциация включает разнообразные по составу тоналито- и гранито-гнейсы, амфиболиты и ультрамафиты, имеющие возраст от 3.4 до, по меньшей мере, 4.0 млрд. лет. Установленные геохимическими исследованиями признаки существования уже 4.0 млрд. лет назад как обогащенных, так и истощенных мантийных пород могут свидетельствовать о значительных первичных неоднородностях в составе архейской мантии. С другой стороны, как предполагают С. Боуринг с соавторами [54, 55], те же признаки могут рассматриваться как свидетельство ранней дифференциации мантии и вовлечения в повторный кругооборот вещества наиболее древних континентально-коровых образований.

Согласно доминирующим идеям, стиль и интенсивность тектонической жизни Земли непосредственно связаны с тепловым состоянием недр. По-

следнее, в свою очередь, определяется: 1) уровнем теплогенерации (имея в виду все возможные источники – радиоактивный распад, дифференциацию планетного вещества, приливно-отливные явления в системе Земля – Луна и др.); 2) характером теплопереноса; 3) эффективностью диссипации тепловой энергии через поверхность планеты. Главные механизмы перераспределения тепла в мантии связаны с перемещениями мантийного вещества в форме конвекции (чисто тепловой, плотностной или химико-плотностной) или в форме плюмов (мантийных струй). Соответственно рассматриваются две модели тектонических процессов: тектоники плит и тектоники плюмов. По некоторым оценкам оба механизма независимы и потому неальтернативны [63]. В рамках модели геодинамических процессов в мантии, развиваемой Н.Л. Добрецовым и А.Г. Кирдяшкиным [13], предполагается, что процессы мантийной конвекции и возникновение плюмов тесно взаимосвязаны и совместно определяют весь комплекс явлений в тектоносфере Земли. Следуя этим авторам, в качестве главных глубинных “суперплюмов” можно рассматривать мощные восходящие потоки горячего мантийного вещества, так или иначе включенные в конвективные ячеи нижнемантийного уровня. Идея о взаимосвязи обоих механизмов поддержана в одной из недавних публикаций В.Е. Хаина [46].

При попытках оценить приемлемость тех или иных моделей тектонических процессов в условиях архея, необходимо иметь в виду доказанную сопоставимость по геохимическим и формационным признакам пород архейских зеленокаменных разрезов и фанерозойских осадочно-вулканогенных ассоциаций различных тектоно-плитных

обстановок. В свою очередь, наиболее характерным проявлением процессов, соотносимых с тектоникой фанерозойских плюмов, является щелочной магматизм. Однако появление субщелочных пород в геологической летописи зафиксировано, начиная со среднего архея, а щелочных пород – лишь с конца позднего архея [16]. С плюмами связывают также формирование траппов и океанских мафических плато. В современных океанах такие структуры образованы геохимически специализированными толеитами. Их предполагаемые архейские аналоги представлены мощными коматиит-толеитовыми разрезами зеленокаменных поясов [60].

Согласно модели, предложенной Д. Эбот и У. Муни [50], именно мафит-ультрамафитовые комплексы океанских плато, формировавшиеся (и формирующиеся) в результате активности мантийных плюмов, могли быть важнейшим типом первичной коры. Предполагается, что их трансформация в континентальную кору происходила после объединения (аккреции) ряда подобных плато в результате последующих преобразований над зонами субдукции, подобных тем, которые характерны для современных активных окраин. В основу модели положены вариации мощности континентальной коры, характеризующиеся сокращением ее мощности в ряду архей – протерозой – фанерозой. Аналогичными возрастными вариациями, согласно модельным расчетам, должны были характеризоваться мощности коры океанских плато. Ведущая роль плюмов в формировании древнейшей континентальной коры тоналитового состава предполагается М.З. Глуховским и В.М. Моралевым [9, 10]. Геологические процессы в рамках модели континентального корообразования, разрабатываемой названными авторами, в некоторой степени подобны процессам формирования сиалической коры над исландским плюмом. Однако имеются и существенные отличия, в частности, в составе пород.

В целом, сравнение архейских и фанерозойских структурно-вещественных ассоциаций позволяет видеть значительно более широкие актуалистические аналогии в рамках модели тектоники плит и довольно ограниченные – в рамках тектоники плюмов.

Для выбора более реалистического варианта интерпретаций важно оценить, в какой мере сопоставимы термодинамические условия в тектоносфере архейской и фанерозойской Земли. В работах многих исследователей показано, что физико-географические условия земной поверхности в раннем архее были близки современным (развитые атмосфера и гидросфера [34], вершины вулканических построек ниже уровня водной поверхности океана [16, 65], температуры на поверхности лишь на несколько десятков градусов выше современных (максимальные оценки не превыша-

ют 70–100°C) [34, 38, 74]; высокостоящие континенты характеризуются расчлененным рельефом [57]). Существование достаточно низких температур на поверхности архейской Земли подтверждается находками микрофоссилий с возрастом около 3.5 млрд. лет и признаками биологических процессов, зафиксированными С-изотопными исследованиями раннеархейских железистых кварцитов Западной Гренландии: в серии Исуа (более 3.7 млрд. лет) и на о-ве Акилия (3.86 млрд. лет) [83]. О локальном характере сверхвысоких температур в архейской мантии свидетельствует достаточно ограниченная роль коматиитов в зеленокаменных разрезах (в среднем не более 10% от объема вулканитов) [64].

Обобщение петрологических данных, характеризующих распределение Р, Т параметров в разрезах гранулитов-гнейсовых поясов, позволило нам [24, 75, 82] реконструировать термальную структуру коры во время и в условиях гранулитового метаморфизма. Было показано, что в течение всей геологической истории, от раннего архея до мезо-кайнозоя, термальная структура нижней и средней коры в ареалах гранулитового метаморфизма характеризовалась однотипными особенностями: температуры близ раздела кора–мантия составляли 750–1000°C (по оценкам в [70] – до 1100°C); температурный градиент в нижней коре во время метаморфизма – 5–10°C/км, чем определялись относительно равномерное распределение температур в нижней коре и относительно высокие температуры в средней и верхней коре. Соответственно в перекрывающей верхней коре формировались высокоградиентные (Т/Р) условия. Самые высокие температуры связаны с областями максимального утонения коры, которые отвечали наибольшему приближению мантийных диапиров (восходящих потоков в мантии) к основанию коры. Вариации мощности континентальной коры в обстановках гранулитового метаморфизма в начальный и современный этапы геологической истории, по петрологическим оценкам, охватывают один и тот же интервал – 25–55 км. Поскольку гранулитовые ассоциации формируются в условиях наиболее интенсивных тепловых потоков в коре, приведенные данные свидетельствуют о принципиальной однотипности тепловых потоков, пронизывающих континентальную кору в течение всей собственно геологической истории Земли. Следовательно, тепловое состояние и мощность субконтинентальной литосферы в архее также не могли существенно отличаться от современных значений этих параметров.

Может показаться, что эти заключения противоречат оценкам, свидетельствующим о значительно более высоком, чем в настоящее время, уровне теплогенерации в архейской мантии. Между тем близкие температуры на поверхности Земли и в пределах континентальной литосферы

при существенно более высоком уровне теплогенерации в архейской мантии указывают на функционирование чрезвычайно эффективных механизмов диссипации глубинного тепла в архее. Теория теплопереноса позволяет предполагать, что этот механизм должен быть подобен современному, включающему конвективный теплоперенос в мантии и сброс глубинного тепла при посредстве системы срединно-океанических хребтов.

Подобие основных параметров, характеризующих тепловое состояние верхних оболочек Земли в архее и в настоящее время, позволяет предполагать и подобие главных процессов корообразования, включая функционирование основных механизмов тектоники плит, в течение всего периода существования геологической летописи. Правомочность тектоно-плитных интерпретаций геологических структур раннего докембрия впервые в нашей стране была продемонстрирована Ч.Б. Борукаевым [3].

По мнению многих исследователей, наиболее существенные отличия архейской тектоники плит от протерозойской и, тем более, фанерозойской заключались: в малых размерах и большом числе плит; их повышенной пластичности и способности к внутренним деформациям; большей протяженности осей спрединга и большей скорости спрединга; в относительной кратковременности существования океанических плит и их несколько повышенной мощности. Эти особенности позволяют выделять особую архейскую форму тектоники плит – тектонику миниплит, или эмбриональную тектонику плит [45].

Предлагаемая статья посвящена обсуждению данных геологической летописи, характеризующих особенности зарождения и эволюции древнейшей континентальной коры гранит-зеленокаменных областей в рамках тектоно-плитной модели. В основу анализа и интерпретации данных положен хорошо известный *метод комплексов-индикаторов геодинамических обстановок* [1, 11 и др.]. Применимость этого метода для интерпретации раннего докембрия требует некоторых пояснений [26], главные из которых приведены ниже.

Геодинамическая модель тектоники плит включает частные модели геологических процессов (магматизма, метаморфизма, седиментогенеза и т.п.), характеризующие конкретные геодинамические обстановки. Анализ разнообразных признаков структурно-вещественных ассоциаций, отвечающих этим обстановкам, и выделение среди множества признаков наиболее важных и определяющих позволили создать систему так называемых комплексов-индикаторов геодинамических обстановок. Принципиально важно, что различия комплексов-индикаторов имеют не только формально-статистическую, но, прежде всего, генетическую основу: каждой обстановке отвечает

определенный набор условий протекания геологических процессов. В частности, особенности состава магматических продуктов в различных обстановках связаны с соответствующими отличиями: состава пород источника и глубин выплавления магм, состава флюидных потоков, условий дифференциации и контаминации магм.

Геодинамическим обстановкам, связанным с условиями растяжения над восходящими мантийными потоками (срединно-океанические хребты, континентальные рифты), отвечают относительно сухие магматические расплавы. Данные о сухости океанических базальтов получены Л.В. Дмитриевым с коллегами [12]. Исследования газовой фазы в вулканитах различного состава в пределах Кенийского рифта показали не только низкие содержания H_2O в базальтах, но и их дальнейшее сокращение в ультракислых и щелочных породах. Преобладающими компонентами ювенильной флюидной фазы являются CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , галогены и, по-видимому, азот, что согласуется с другими данными о восстановительной обстановке при рифтогенном магмообразовании [2]. При взаимодействии с морской водой породы океанической литосферы подвергаются гидратации, что приводит к образованию разнообразных вторичных водосодержащих минералов.

В свою очередь, магмообразование в связи с субдукцией, сопровождающейся дегидратацией океанической литосферы, протекает при участии флюидных потоков, обогащенных H_2O . Результатом магмообразования в пределах зоны субдукции и перекрывающего ее мантийного клина является формирование широкой гаммы толеитовых и известково-щелочных магм со специфическими геохимическими характеристиками [22, 33 и др.]. Базальты промежуточного типа, характеризующиеся совмещением некоторых характеристик океанических и островодужных лав (но отнюдь не их усреднением), формируются в пределах задуговых бассейнов над зонами субдукции [39].

Наличие определенных комплексов-индикаторов может четко ограничивать круг реконструируемых геодинамических обстановок. Например, нигде в пределах современной Земли не установлено формирование вулканических серий островодужного геохимического типа в обстановках континентальных рифтов. Редкие исключения имеют локальный характер и объясняются локальными причинами. Это обстоятельство прямо связано с отмеченным выше коренным различием характера флюидных потоков при формировании рифтогенных и субдукционных магм. Следовательно, с учетом “сухости” мантии уже в раннем архее (существование гидро- и атмосферы в раннем архее отмечено выше), наличие в разрезах зеленокаменных поясов островодужных (прежде всего, известково-щелочных) серий изверженных пород

однозначно указывает и на существование гидратированной океанической литосферы, в результате субдукции которой формируются подобные серии. Эти заключения достаточно тривиальны. Тем не менее, напоминание о них представляется необходимым, так как именно при интерпретации гранит-зеленокаменных областей они особенно часто не принимаются во внимание (см. ниже). Более того, архейские зеленокаменные и раннепротерозойские осадочно-вулканогенные пояса, включающие ассоциации пород океанического и островодужного типов, нередко принимаются в качестве *эталонов* структур, отвечающих неким специфическим геодинамическим обстановкам в раннем докембрии, обычно так или иначе связываемым с внутриконтинентальными процессами. В действительности же эти пояса и обстановки их формирования являются *объектами реконструкций*.

В принятом подходе не заключено какого бы то ни было отрицания очевидного факта эволюции геодинамических обстановок в геологической истории Земли и сопряженной эволюции магматических процессов, равно как и иных проявлений эволюции. Напротив, именно сопоставление *однотипных* ассоциаций изверженных пород различного возраста позволяет зафиксировать эволюционные изменения, такие, как например, эволюция состава мантии, связанная с ростом коры, и др. Систематический анализ геохимической эволюции однотипных вулканических ассоциаций, начиная с зеленокаменных поясов архея и протерозоя и кончая зеленокаменными ассоциациями фанерозоя и вулканитами соответствующих геодинамических обстановок современной Земли, проведенный К. Конди ("Зеленокаменные ассоциации во времени" [60]), позволил установить ряд закономерных изменений в составе базальтов океанов (спрединговых зон, океанических плато и др.) на фоне несомненной общности этих преобразований в течение всей геологической истории. Выявленные закономерности позволяют, в свою очередь, обратиться к анализу эволюции самих обстановок.

Характерные для раннего докембрия тектонические структуры, получившие название гранулитогнейсовых поясов, известны в течение всей геологической истории Земли. Однако вследствие глубинного характера процессов гранулитового метаморфизма исследования даже наиболее молодых гранулитов не дают оснований для однозначных заключений о геодинамических обстановках метаморфизма и тектонического размещения гранулитовых комплексов. Тектоно-плитная интерпретация гранулитогнейсовых ассоциаций и их взаимоотношения с гранит-зеленокаменными областями представляют собой специальную проблему (см., например, [24–26, 56]), рассмотрение которой не входит в задачу данной статьи.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Архейские гранит-зеленокаменные области представляют собой закономерное сочетание, парагенез, структурно-вещественных ассоциаций зеленокаменных поясов и обрамляющих структур, образованных преимущественно гранито-гнейсами ("серыми гнейсами"). Количественные отношения вулканогенно-осадочных ассоциаций и их гранито-гнейсового обрамления в пределах гранит-зеленокаменных областей варьируют в широких пределах, последним может принадлежать от 50–60 до 90% площади этих областей.

Геодинамические обстановки и условия формирования осадочно-вулканогенных ассоциаций зеленокаменных поясов

Согласно обзорам, приведенным в работах К. Конди [16], М. Де Вита и Л.Д. Эшуола [64] и других исследователей, эффузивные породы зеленокаменных поясов варьируют по составу от ультраосновных до кислых и щелочных и принадлежат всем известным петрохимическим сериям: ультраосновной (коматиитовой), толеитовой, известково-щелочной и щелочной. Преобладают породы основного состава толеитовой и известково-щелочной серий. Среди последних играют важную роль (согласно С.С. Суну [42] – преобладают) высокомагнезиальные разности (коматиитовые базальты). Роль собственно коматиитов (ультраосновных лав преимущественно перидотитового, частью пироксенитового состава) обычно подчеркивается для обозначения специфичности вулканизма зеленокаменных поясов. Между тем их объем не превышает 10% от общего объема вулкаников в разрезах архейских поясов, в единичных случаях составляя более значительную часть, но не более 30%. Известково-щелочные вулканики охватывают всю гамму составов, при этом роль андезитов достаточно велика в некоторых поясах (преимущественно в пределах кратона Сьюпириор, Канада) при их полном отсутствии в других поясах. Доля кислых пород, представленных преимущественно пирокластическими и гиалокластическими разностями и отложениями пепловых потоков, относительно невелика. Наименее распространены породы субщелочного и щелочного состава (щелочные базальты, трахиандезиты, трахиты, лейцитовые трахиты). Наиболее древние (около 3.2 млрд. лет) трахиты и трахиандезиты известны в пределах формации Шонгецихт в верхней части разреза пояса Барбертон, Южная Африка. В разрезах конца позднего архея реконструированы отложения пепловых потоков комендит-пантеллеритового состава [28]. Присутствие щелочных вулкаников имеет не менее принципиальный характер для оценки термальных условий раннеархейского

магмообразования, чем присутствие коматиитов. Если наличие коматиитов свидетельствует о существовании особо высокотемпературных условий в архейской мантии, то наличие щелочных пород, напротив, указывает на реальность относительно низкотемпературных процессов магмообразования при минимальной степени плавления мантийного субстрата.

Само по себе разнообразие вулканогенных пород зеленокаменных поясов говорит о соответствующем разнообразии условий магмообразования в архее. При этом геохимические типы большинства вулканогенных ассоциаций без принципиальных затруднений сопоставляются с соответствующими породами “базовых” геодинамических обстановок [16, 42, 60 и др.]. отчетливо преобладают вулканиты, аналоги которых характерны для обстановок океанического спрединга, океанских плато, островных дуг и активных окраин. Архейские базальты характеризуются относительно повышенными концентрациями Ni, Fe и Co и пониженными содержаниями Al_2O_3 по сравнению с постархейскими базальтами той же магнезиальности.

Исключение составляют лишь коматииты – ультраосновные лавы, достоверные аналоги которых в последующей истории Земли почти совершенно отсутствуют. Уникальные проявления позднемелового коматиитового вулканизма, который может быть связан с функционированием Галапагосской горячей точки, сосредоточены в пределах Карибского бассейна и сопредельной территории Восточной Пацифики близ побережья Коста-Рика и Боливии (о-в Горгона [66], о-в Кюрасао, фрагменты офиолитовых комплексов Никоя-Тортугал и Ромерал [51]). Часто можно встретиться с утверждением, что именно наличие коматиитов в разрезах зеленокаменных поясов делает и сами эти пояса принципиально несопоставимыми с какими бы то ни было осадочно-вулканогенными структурами фанерозоя. С другой стороны, мощные коматиит-толеитовые толщи в разрезах зеленокаменных поясов, лишенных прямых свидетельств формирования в обстановках срединно-океанических хребтов, по ряду признаков оцениваются в качестве близких аналогов ассоциаций фанерозойских океанских плато – последние также характеризуются мафитовым составом коры повышенной мощности, но лишены коматиитов [16, 60]. Локальность условий формирования высокотемпературных коматиитовых магм и участие коматиитов в составе коматиит-толеитовых ассоциаций, в которых толеиты характеризуются геохимическими признаками, подобными MORB, позволяют рассматривать модель мантийных плюмов (горячих точек) в качестве наиболее согласованной модели геодинамической обстановки коматиит-толеитового магматизма. Специфика этой обста-

новки в архее, определившая значительную роль коматиитов, непосредственно связана с особенностями термального состояния архейской мантии.

В свою очередь, базальтовые коматииты (коматиитовые базальты) геохимически близки высокомагнезиальным лавам марианит-бонинитовой серии, хотя концентрации большинства неогерентных элементов в базальтовых коматиитах несколько ниже, чем в бонинитах. Коматиитовые базальты структурно и пространственно совмещены с мафитовыми вулканитами (преимущественно с андезито-базальтами) островодужного, реже океанического, но не континентально-рифтового геохимического типа [22, 42].

Критический анализ различных геодинамических моделей формирования гранит-зеленокаменных областей приведен К. Конди [16]. Опираясь на его выводы, а также на опубликованные в последние годы примеры тектонического анализа крупных докембрийских регионов [60, 64, 65, 68, 73], можно утверждать, что структурно-вещественные комплексы зеленокаменных поясов в широком плане вполне сопоставимы с соответствующими комплексами фанерозоя, что позволяет предполагать их формирование в однотипных геодинамических обстановках. Сравнительно недавно стали известны прямые свидетельства реальности процесса спрединга океанического дна при формировании позднеархейских (2.67 млрд. лет) пиллоу-лав благодаря обнаружению полного офиолитового разреза, включая комплекс параллельных даек, в основании супергруппы Йеллоунайф одноименного зеленокаменного пояса Канадского щита [71, 77].

Перечисленные особенности позволяют рассматривать зеленокаменные пояса в качестве деформированных фрагментов сутурных поясов коллизионных систем, включающих тектонически совмещенные структурно-вещественные комплексы доколлизийных геодинамических обстановок: континентально-рифтового типа и сопряженные с ними толщи шельфового типа; комплексы коры океанических (в том числе задуговых) бассейнов и океанических плато, островодужных и окраинно-континентальных систем. Эта интерпретация предполагает существование последовательно сменявших одна другую и латерально распределенных геодинамических обстановок, отвечающих разным стадиям цикла Уилсона. Безусловно, приведенные соображения не предполагают полной идентичности раннедокембрийского и фанерозойского этапов по размерам геодинамических систем, темпу геодинамических процессов и т.д. Предполагается лишь общий стиль эволюции и подобие главных пороодообразующих процессов.

Геодинамические обстановки формирования гранитоидов "серогнейсового" типа (геодинамические обстановки гранитизации)

Плутонические породы гранит-зеленокаменных областей представлены гнейсовидными гранитоидами (гранито-гнейсами) и мигматитами при ограниченной роли фрагментов догранитных мафитовых пород, обычно имеющих характер скиацитов. Преобладают натровые гранитоиды тоналит-трондьемитового состава, сопровождаемые относительно меньшим количеством пород калиево-натрового ряда. Ассоциацию в целом принято относить к типу "серых гнейсов" или тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии. Состав пород этой ассоциации характеризуется рядом особенностей, которые не позволяют непосредственно сопоставлять раннедокембрийские серогнейсовые гранитоиды с петрохимически близкими породами последующих периодов, в частности, с породами известково-щелочной серии, принадлежащими базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации, широко представленной в постархейских орогенах [25, 80, 81].

В настоящее время популярна модель формирования тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии в результате парциального плавления пород океанической коры. Особые условия, определявшие размещение зоны плавления в пределах погружающейся плиты (а не перекрывающего мантийного клина, как это свойственно фанерозойским зонам субдукции), связываются с повышенным термальным градиентом в архее. Соответственно, геохимические особенности гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии определяются плавлением пород толеитового состава, преобразованных в гранатовые амфиболиты или кварцевые эклогиты, с сохранением в рестите граната и амфибола, тогда как геохимические особенности известково-щелочных пород (базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации), формирующихся при плавлении подвергшихся метасоматозу мантийных пород, регулируются равновесиями с пироксен-оливиновыми реститами [43, 78–81].

Кроме того, сохранила свое значение модель гранитизации, которая, впрочем, не пользуется поддержкой зарубежных ученых. Первоначальные представления о гранитизации получили дальнейшее развитие в рамках модели "магматического замещения" [14, 17], которое понимается как комплексный процесс, включающий метасоматические преобразования, эвтектическое межгранулярное плавление и рекристаллизацию исходных пород варьирующего состава, протекающий при активном участии флюидов преимущественно водного состава [14, 15]. В рамках этой модели находят удовлетворительное объяснение признаки формирования серых гнейсов *in situ* и особенности распределения и перераспределения РЗЭ в породах тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии.

Наиболее вероятным источником гранитизирующих флюидов являются подвергающиеся дегидратации породы субдуцируемой океанической литосферы [25].

В рамках названных моделей, независимо от их петрологического содержания, формирование серогнейсовых гранитоидов связывается с обстановкой активных окраин.

Геодинамические обстановки формирования итоговых структур гранит-зеленокаменных областей

Структурные соотношения главных компонентов гранит-зеленокаменных областей свидетельствуют о сложной геологической эволюции, включавшей стадии: 1) океанического магматизма и осадконакопления на пассивных окраинах; 2) формирования вулканических и интрузивных комплексов активных континентальных окраин, островных дуг и сопряженных вулканогенно-осадочных ассоциаций задуговых бассейнов; 3) последующих аккреции и тектонического скупивания океанических и островодужных террейнов, сопровождавшихся деформациями и гранитоидным магматизмом; 4) формирования итоговых структур гранит-зеленокаменных областей в результате деформирования надвиго-поддвиговых ансамблей, образованных осадочно-вулканогенными ассоциациями, гранито-гнейсовыми куполами и "куполовидными" гранитоидами [16, 53, 60].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Новые данные, позволяющие охарактеризовать закономерности роста архейских континентов, особенности глубинного строения гранит-зеленокаменных областей и эволюционные соотношения зеленокаменных поясов и пород гранито-гнейсового комплекса, получены в последние годы в результате исследований гранит-зеленокаменных областей кратона Каапвааль (Южная Африка), провинции Сьюпириор (Канадский щит), Карельского кратона и северо-востока Кольского полуострова (Балтийский щит). Эти данные рассмотрены ниже.

Каапваальская гранит-зеленокаменная область, Южная Африка

Каапваальский кратон (гранит-зеленокаменная область) охватывает площадь около 1.2 млн. км². В современном выражении кратон представляет собой фрагмент более крупной структурной единицы, расчлененной в последующие геологические эпохи. Согласно обзору, приведенному М. де Витом и Р.А. Хартом [65], кратон образован серией доменов (рис.1), некоторые из которых могут

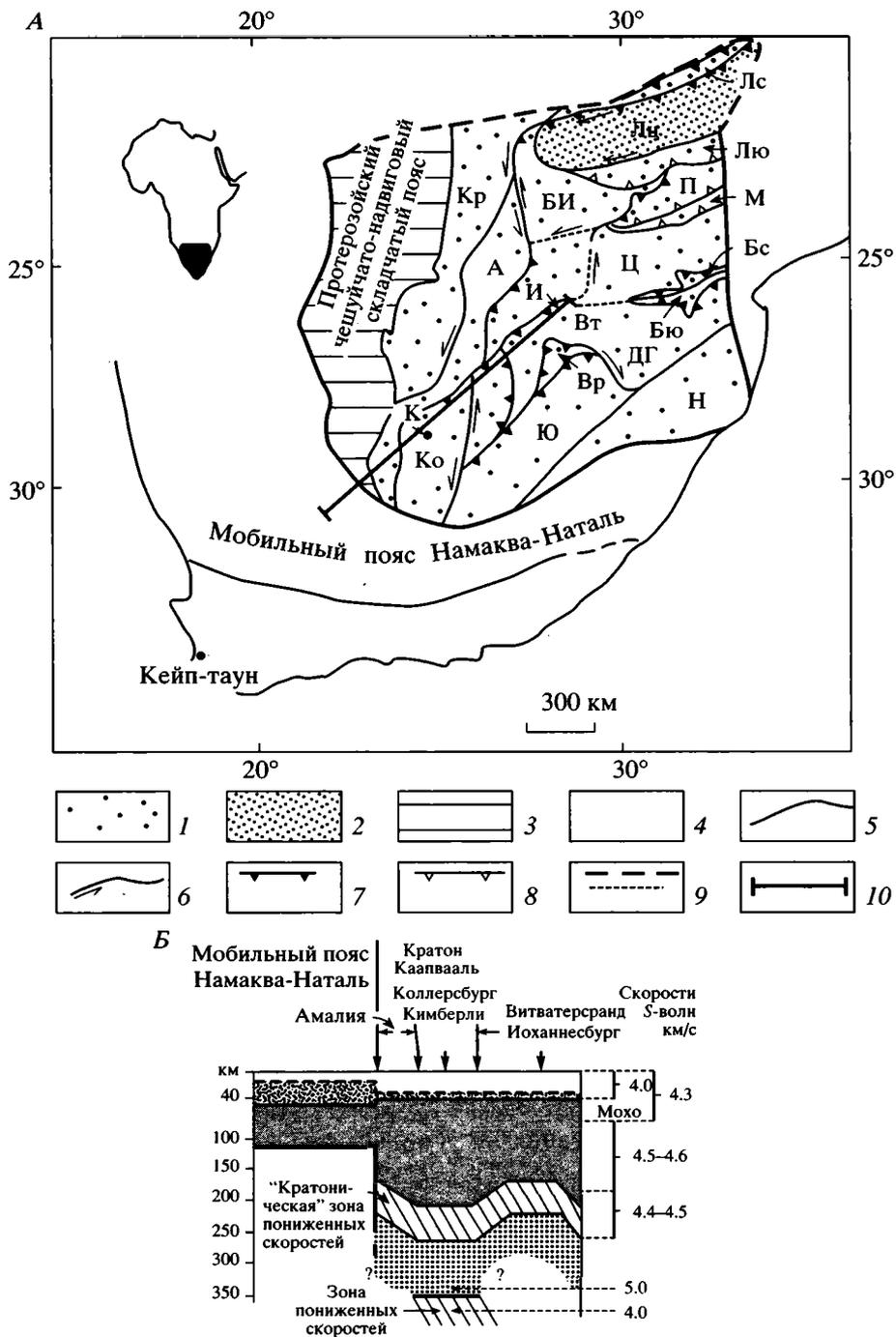


Рис. 1. А – схема структурного районирования архейской гранит-зеленокаменной области кратона Каапвааль, Южная Африка, по [65] с незначительными упрощениями; Б – схематический сейсмический разрез через юго-западную часть кратона Каапвааль (положение разреза показано на рис. 1, А), [65].

Существующие геологические данные не позволяют уверенно установить, являются ли выделенные домены аллохтонными один относительно другого (и соответственно испытали значительные перемещения от мест их формирования) или они представляют фрагменты тектонически нарушенного, но единого геологического образования.

1 – гранит-зеленокаменная область; 2 – гранулитовый пояс; 3 – часть Каапваальского кратона, перекрытая протерозойскими образованиями; 4 – геологические комплексы в обрамлении Каапваальского кратона; 5–9 – границы: 5 – кратона Каапвааль, 6 – архейских доменов, 7, 8 – надвигов различного возраста (7) и с возрастом 2.7–2.6 млрд. лет (8), 9 – экстраполированные участки границ; 10 – глубинный сейсмический профиль (рис. 1, Б). Домены: Барбертон (Бс – северный, Бю – южный террейны), Древние Гнейсы (ДГ), Витватерсранд (Вт), Центральный (Ц), Мурчисон (М), Питерсбург (П), Безымянный (БИ), Вредефорт (Вр), Наталь (Н), Южный (Ю), Колесберг (Ко), Амалия (А), Крайпен (Кр), Лимпопо (Лю – южный, Лц – центральный, Лс – северный). Города: К – Кимберли, И – Иоханнесбург.

быть отделены один от другого не только по геологическим признакам, но и по особенностям глубинного строения, в частности, по мощности и скоростным характеристикам подстилающей литосферы.

Участки наиболее древней коры принадлежат зеленокаменному поясу (домену) Барбертон и сопредельному с ним домену, образованному комплексом Древних Гнейсов, расположенным в восточной части кратона. Мафит-ультрамафитовые породы Южного террейна пояса Барбертон на основе геолого-геохимических данных интерпретируются в качестве фрагмента литосферы океанического типа с возрастом около 3.5 млрд. лет, которая была обдуцирована приблизительно через 45 млн. лет после своего образования на поверхности террейна островодужного типа. За этим последовало присоединение новых террейнов, образованных корой океанического и островодужного типов, сопровождавшееся формированием тоналитов и гранитоидов 3.3–3.2 млрд. лет назад, вплоть до стабилизации региона около 3.1 млрд. лет назад. Зеленокаменные породы пояса Питерсбург в северной части кратона Каапвааль характеризуются теми же особенностями состава и оценками возраста, что и породы пояса Барбертон.

Фрагменты зеленокаменных поясов домена Наталь в юго-восточной части кратона образованы мафитами и ультрамафитами при участии бонинитов (коматиитовых базальтов), сформированными 3.4–3.3 млрд. лет назад. Как и в пределах доменов Барбертон – Древние Гнейсы, аккреция океанических и островодужных террейнов сопровождалась формированием и размещением тоналитов (3.3–3.2 млрд. лет) и завершилась гранитным магматизмом несколько ранее 3.0 млрд. лет назад. Домены Наталь и Древние Гнейсы совместно перекрыты недеформированной вулканогенно-осадочной толщей Понгола (2.95 млрд. лет). По-видимому, объединение названных доменов в единый композитный континент произошло уже около 3.2 млрд. лет назад, а его стабилизация завершилась не позднее 3.0 млрд. лет назад. В итоге к концу среднего архея была сформирована древнейшая в пределах Каапваальского кратона континентальная территория площадью не менее 0.5 млн. км².

Последующая эволюция включала присоединение континентальных доменов, разместившихся в центральной, западной и северной частях кратона (в современных координатах) и завершилась 2.9–2.68 млрд. лет назад столкновением с кратоном Зимбабве формированием тектонических покровов гранулитового пояса Лимпопо.

Таким образом, аккреция островодужных и океанических террейнов, результатом которой стало формирование древнейшего кратона, охватила около 500 млн. лет; продолжительность второго этапа аккреции составила не менее 300 млн. лет.

Особенности глубинного строения Каапваальского кратона охарактеризованы сейсмическими

методами и результатами изучения ксенолитов литосферных пород, вынесенных при формировании кимберлитовых трубок. Мантийные ксенолиты образованы метаморфизованными алмазодолносными перидотитами и эклогитами. Включения перидотитов, обнаруженные в алмазах, датированы 3.3–3.2 млрд. лет [56]. Следовательно, литосферный “киль” под формирующимся Каапваальским кратоном уже к этому времени достигал мощности 150–200 км [65, 69, 88]. Сходство С-изотопных отношений в алмазах и в породах зеленокаменного пояса Барбертон рассматривается как указание на формирование “киля” за счет субдуцированной мафит-ультрамафитовой коры, фрагменты которой сохранились в пределах зеленокаменного пояса [65, 72]. Согласно данным о распределении скоростей сейсмических волн, мощность современной литосферы в пределах Каапваальского кратона варьирует от 350 до 170–220 км (см. рис. 1, Б). Вариации мощности литосферы коррелируются с расположением тектонических структур на поверхности [65].

Гранит-зеленокаменная область провинции Сьюпириор, Северная Америка

Гранит-зеленокаменная область провинции Сьюпириор (рис. 2) площадью приблизительно 1.35 млн. км² образована последовательностью субпараллельных поясов ВСВ-го простираения, характеризующихся контрастирующими литологией, возрастом и уровнем метаморфизма. В нынешнем виде провинция представляет собой фрагмент более крупной архейской гранит-зеленокаменной области.

Согласно обзорам, приведенным П. Хоффманом [73] и Р.М. Кловсом [76], структура провинции Сьюпириор образована поясами четырех типов: 1) вулканоплутоническими комплексами, представляющими собой реликты островных дуг; 2) метаосадочными поясами – фрагментами аккреционных призм; 3) плутоническими комплексами – включениями континентальной коры в пределах островодужных систем и ассоциациями активных континентальных окраин; 4) высокометаморфизованными гнейсовыми комплексами, часть которых отвечает относительно более глубоким уровням эрозионного среза поясов предыдущих типов. Наиболее южный из поясов островодужного типа (Вава–Абитиби) образован преимущественно ювенильными ассоциациями, тогда как в пределах поясов, расположенных севернее, сохранились многочисленные фрагменты более древней коры с возрастными вплоть до 3.0 млрд. лет. Оrogenные стадии, отвечающие формированию активной окраины (пояс Учи–Сачиго) и последовательному приращению островных дуг, зафиксированы изотопно-геохронологическими данными: 2.725 млрд. лет (Учи–Сачиго), 2.705 млрд. лет (Вабигун), 2.695 млрд.

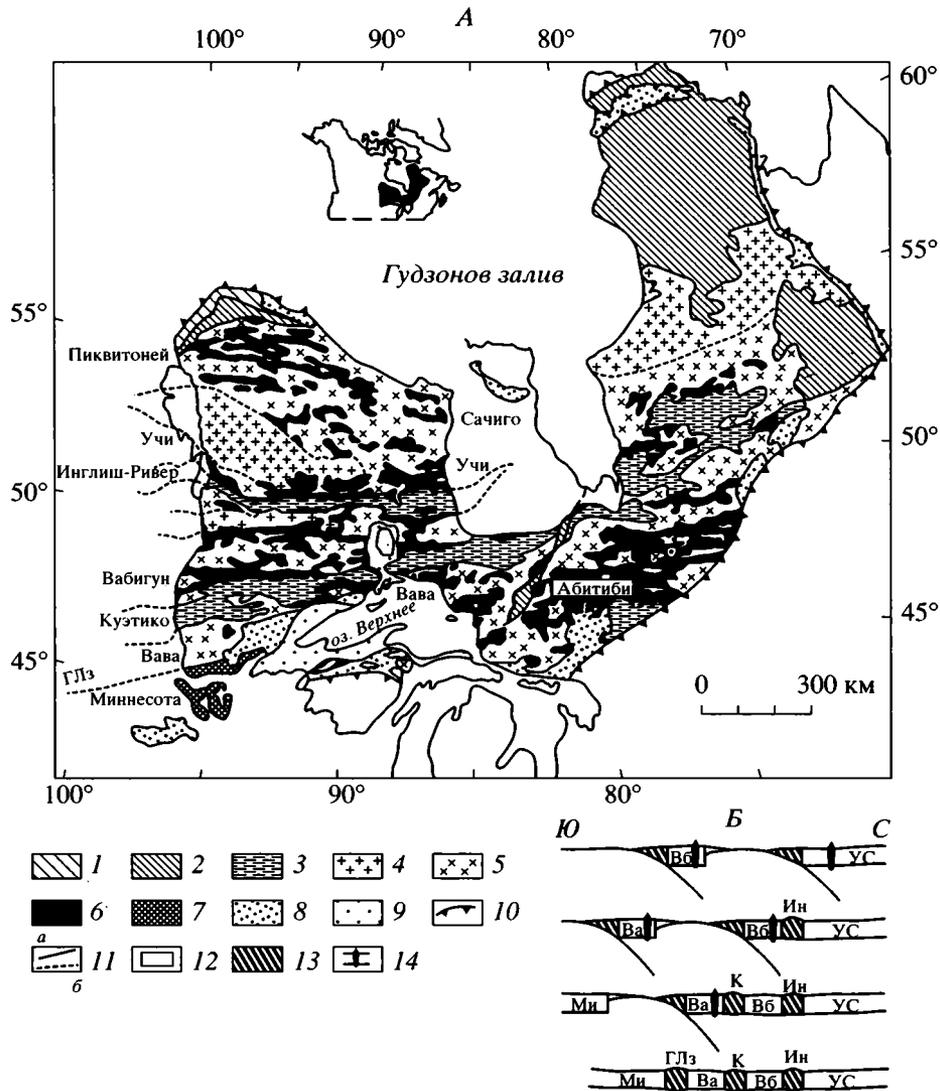


Рис. 2 А – геологическая карта провинции Сьюпириор; Б – разрезы, характеризующие тектоно-плитную эволюцию, включавшую аккрецию островодужных террейнов и столкновение с форландом Миннесота. По [73] с незначительной генерализацией.

1–11 – геологическая карта: 1–7 – архей: 1 – гранулитогнейсы, подвергшиеся ретроградному метаморфизму, 2 – гранулитогнейсовый комплекс, 3 – метаосадки, образующие аккреционную призму, 4 – батолит окраинно-континентальной дуги, 5, 6 – островодужные: 5 – плутоны, 6 – супракустальные пояса, 7 – форланд Миннесота; 8, 9 – протерозой: 8 – ранний, 9 – поздний; 10 – граница провинции с протерозойскими структурами (ее продолжения под платформенным чехлом не показаны); 11 – границы террейнов: а – установленные, б – экстраполированные. 12–14 – схематические разрезы: 12 – кора континентальных и островодужных террейнов, 13 – аккреционные призмы, 14 – субдукционный вулканизм. Сокращения: островодужные террейны: Ва – Вава, Вб – Вабигун, Ус – композитный Учи-Сачиго; ГЛз – тектоническая зона Грейт-Лейк (Великих Озер); аккреционные призмы: Ин – Инглиш-Ривер, К – Куэтико; Ми – форланд Миннесота.

лет (Вава–Абитиби). Пространственные (с севера на юг) и геохронологические особенности размещения поясовых элементов в структуре провинции Сьюпириор интерпретируется как свидетельство последовательного причленения островных дуг к расположенной севернее (в современных координатах) активной континентальной окраине Учи–Сачиго (см. рис. 2), завершившегося коллизией вновь созданного композитного континента

с переместившимся с юга “континентом” 2.65–2.64 млрд. лет назад. Последний был деструктурирован в ходе протерозойских тектонических событий и представлен лишь гнейсовым поясом Миннесота (3.6 млрд. лет). Датировки высокотемпературного метаморфизма пород нижних уровней коры в пределах пояса Вава–Абитиби свидетельствуют о поздне- и постколлизивной эволюции этого пояса вплоть до 2.49 млрд. лет (по обзорам в [76, 86]).

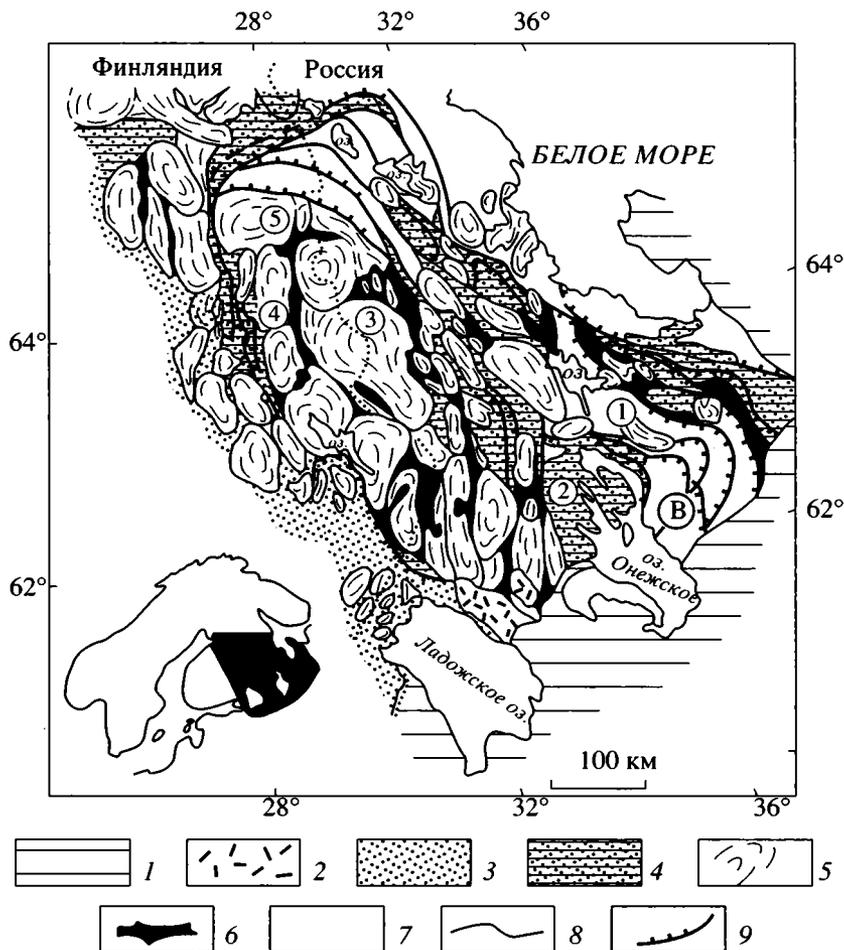


Рис. 3. Карельская гранит-зеленокаменная область, Балтийский щит (составил М.В. Минц).

1 – осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – позднпротерозойские граниты-рапакиви; 3, 4 – ранний протерозой: 3 – Свекофенская область (аккреционный орогенный пояс), 4 – осадочно-вулканогенные пояса (преимущественно внутриконтинентальные коллизионные орогены); 5 – гранит-мигматитовые и гранит-гнейсовые купола (преимущественно архейские серогнейсовые гранитоиды, реоморфизованные в позднем архее и раннем протерозое); 6 – осадочно-вулканогенные комплексы архейских зеленокаменных поясов; 7 – архейские породы, не подвергшиеся реоморфизму и куполообразованию; 8 – геологические границы; 9 – надвиги. Обозначения в кружках: зеленокаменные пояса, упоминаемые в тексте: 1 – Каменноозерский, 2 – Койкарский, 3 – Костамукшский, 4 – Кухмо, 5 – Суомусалми; В – Водлозерский блок.

Реконструкция тектоно-плитной эволюции гранит-зеленокаменной области нашла подтверждение в результатах сейсмопрофилирования в рамках программы ЛИТОПРОБА: полученные данные зафиксировали полого наклоненную к северу зону отражений, прослеженную от поверхности через кору в мантию. Зона отражений, коррелируемая на поверхности с зоной милонитов, зафиксирована в мантии на протяжении около 30 км. Эта зона рассматривается в качестве “следа” архейской зоны субдукции [59].

В целом аккреция островодужных и океанических террейнов, завершившаяся итоговой коллизией, охватила около 75 млн. лет; последующие стадии архейской эволюции продолжались приблизительно 150 млн. лет.

Карельская гранит-зеленокаменная область, Балтийский щит

В структурном плане Карельская гранит-зеленокаменная область (около 0.2 млн. км²) несколько напоминает провинцию Сьюпириор благодаря полосовому чередованию зеленокаменных поясов и разделяющих гранито-гнейсовых комплексов. Ее строение осложнено размещением раннепротерозойских осадочно-вулканогенных поясов, протягивающихся через ее центральную и восточную части под острым углом к преобладающему простиранию архейских зеленокаменных поясов (рис. 3). В рамках существующих моделей раннепротерозойские пояса имели рифтогенную природу [7] или были сформированы в результате более

сложной эволюции, включавшей стадии рифтогенеза, раскрытия океанических структур красноморского типа, их закрытия в результате субдукции и коллизии [25]. В обоих вариантах предполагается, что итоговые смещения фрагментов архейской гранит-зеленокаменной области были относительно невелики. Это позволяет считать, что основные черты архейской структуры сохранились до настоящего времени.

Геохронологические данные [31, 32, 37, 41, 87] свидетельствуют о том, что латеральное наращивание архейского кратона происходило в течение позднего архея последовательно с востока на запад (в современных координатах). Наиболее древний возраст установлен для коматиитов в пределах зеленокаменного разреза Водлозерского блока в юго-восточной части Карелии (3.4 млрд. лет); возраст вулканитов Каменноозерской структуры в пределах Восточно-Карельской зоны составил 3.1–2.9 млрд. лет; андезиты и дациты Койкарского пояса (Центрально-Карельская зона) были сформированы 2.86 млрд. лет назад. В строении Костомукшского зеленокаменного пояса (северо-запад Карелии) участвуют мафит-ультрамафитовый, Контокский, и терригенно-осадочный, Гимольский, террейны. Коматиит-базальтовый комплекс Контокского террейна, сформированный около 2.84 млрд. лет назад, был аккрецирован к пассивной окраине Гимольского террейна 2.8 млрд. лет назад [32]. Аналогичные даты получены для пояса Кухмо-Суомуссалми, расположенного в западной части Карельского кратона на территории Финляндии.

Столь же закономерно изменяются датировки пород гранито-гнейсового комплекса [18, 20, 49, 79]. Наиболее древние гнейсы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (3.2–3.1 млрд. лет) установлены в пределах Водлозерского блока; эти гнейсы включают фрагменты еще более древней коры с возрастом 3.6–3.5 млрд. лет. Более молодые тоналиты, 3.0–2.9 млрд. лет, сосредоточены в южной и юго-восточной Карелии. Для центральных и западных частей гранит-зеленокаменной области характерны тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гнейсы с возрастом 2.9–2.8 млрд. лет. Наиболее молодые архейские гранитоиды (гнейсы Наавала) в той же области охарактеризованы датами 2.7–2.6 млрд. лет.

Для отечественных геологов зеленокаменные пояса Карелии на протяжении длительного времени служили эталоном древних эпиконтинентальных структур “трогового” типа. Участие в разрезах поясов пород толеит-коматиитовой и известково-щелочной серий рассматривалось в качестве одной из вещественных характеристик подобных структур [6, 7, 36 и др.]. Предполагалось, что несмотря на сходство этих серий с океаническими и островодужными породами фанеро-

зойского возраста, образованные ими стратиграфические последовательности накапливались поверх “относительно тонкой сиалической коры”. Иными словами, состав этих комплексов не рассматривался в качестве индикатора геодинамических обстановок их формирования. В последние годы на базе данных детальных геохимических, геохронологических и структурно-стратиграфических исследований и с учетом идей тектоники плит были предложены аккреционные модели ряда зеленокаменных поясов, “разрезы” которых включают тектонически совмещенные осадочно-вулканогенные комплексы, первоначально сформированные в пределах пространственно разобщенных океанических структур, островных дуг, пассивных окраин и т.п. [19, 32]. Принадлежность пород гранито-гнейсового комплекса “серогнейсовому” типу обоснована геологическими и детальными геохимическими данными [21].

Вместе с тем сохранились представления о рифтогенной природе зеленокаменных поясов. Предполагается, что блоки континентальной коры подверглись лишь незначительным относительным перемещениям в связи с формированием и эволюцией поясов и интенсивной последующей переработке в результате внутриконтинентального гранитоидного магматизма [5, 8, 35]. При этом зеленокаменные пояса рассматриваются в качестве “супракрустальных троговых структур” – “вулканических дуг”, мигрировавших в западном направлении [4, 8], а коматиит-толеитовые и известково-щелочные серии – в качестве производных мантийного и мантийно-корового магматизма, соответственно [4, 5]. Между тем, если интерпретировать данные геологической летописи в соответствии с логикой метода “комплексов-индикаторов”, можно реконструировать следующие особенности архейской эволюции Карельской гранит-зеленокаменной области.

1. Зеленокаменные пояса имеют аккреционную природу, их “разрезы” включают тектонически совмещенные осадочно-вулканогенные комплексы, первоначально сформированные в пределах пространственно разобщенных океанических структур, островных дуг, пассивных окраин и т.п. Участие в отдельных разрезах комплексов пород рифтогенного типа указывает на заложение некоторых поясов на ранее сформированной континентальной коре.

2. Скоррелированность возрастных оценок зеленокаменных и гранито-гнейсовых ассоциаций и их систематическое омоложение в западном направлении свидетельствуют о последовательном формировании островодужных террейнов и их последовательном же причленении к западной окраине (в современных координатах) древнейшего ядра Карельского кратона, фрагментом которого является Водлозерский блок. Аккреция островных

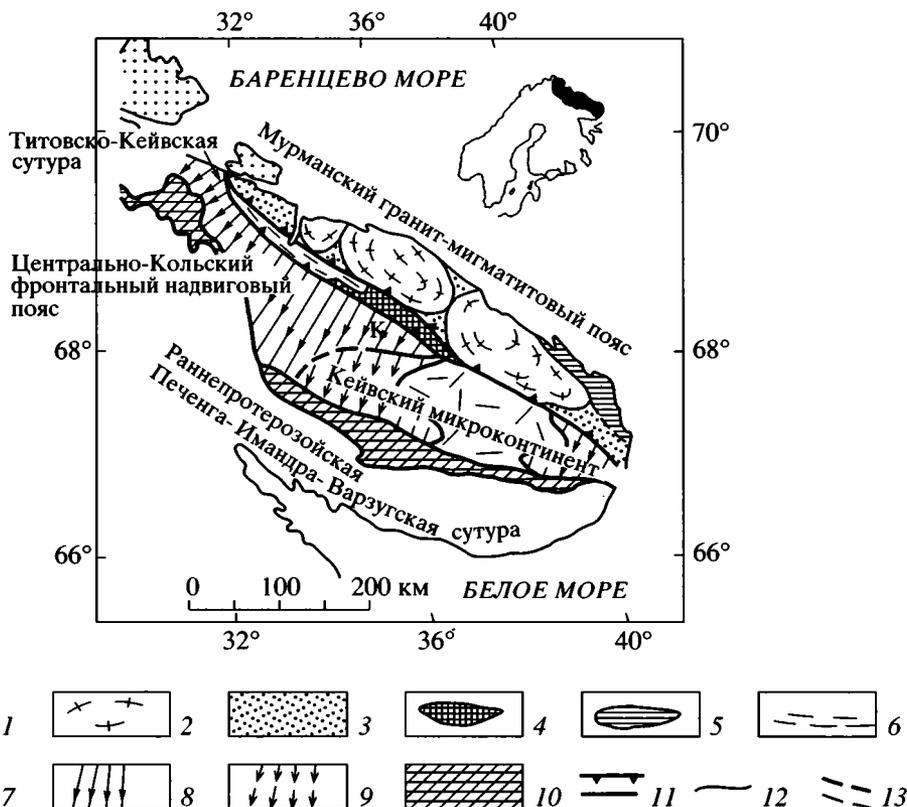


Рис. 4. Гранит-зеленокаменная область северо-востока Кольского полуострова, Балтийский щит (составил М.В. Минц). 1 – позднепротерозойские образования; 2–5 – архейская гранит-зеленокаменная область: 2,3 – серогнейсовый комплекс мигматитов и гранитоидов Мурманского пояса, преимущественно: 2 – гранитоиды, 3 – мигматиты, 4 – осадочно-вулканогенный комплекс зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья, 5 – амфиболиты (метавулканиты) Качаловского зеленокаменного пояса; 6 – мигматит-амфиболитовый комплекс Титовско-Кейвской сутуры; 7 – гнейсы (известково-щелочные и щелочные кислые метавулканиты); 8, 9 – покровно-надвиговые ансамбли: 8 – Центрально-Кольский гранулитовый и 9 – Кейвский гнейсовый пояса; 10 – осадочно-вулканогенный комплекс раннепротерозойской Печенга-Имандра-Варзугской сутуры; 11 – тектонические границы террейнов (знак надвига показан вдоль границ Титовско-Кейвской сутуры); 12 – границы главных гранитоидных ареалов; 13 – предполагаемое положение геологических границ. К – зеленокаменный пояс Колмозеро–Воронья.

дуг и фрагментов океанической коры сопровождалась формированием гранитоидных комплексов тоналит-трондьемит-гранодиоритового типа в пределах периодически возникавших активных окраин.

3. В целом основные этапы формирования Карельской гранит-зеленокаменной области в результате аккреции островодужных и океанических террейнов охватили интервал продолжительностью 300–400 млн. лет.

4. Основные направления эволюции Карельской гранит-зеленокаменной области и кратона Сьюпириор весьма близки. Однако в отличие от кратона Сьюпириор, эволюция Карельской гранит-зеленокаменной области, по-видимому, завершилась формированием аккреционного орогена, поскольку признаки его коллизии с каким-либо континентальным фрагментом, подобным блоку Миннесота, не установлены.

Гранит-зеленокаменная область северо-востока Кольского полуострова, Балтийский щит

Согласно принятой нами терминологии [25], главными структурными единицами северо-востока Кольского полуострова являются сформированные к концу архея Мурманский гранит-мигматитовый (“серогнейсовый”) и Центрально-Кольский гранулит-гнейсовый пояса, Кейвский блок сложного строения и Титовско-Кейвская шовная зона (рис. 4). С юга архейские структуры срезаны раннепротерозойской сутурой Печенга-Имандра-Варзуга.

В контексте данной статьи специальный интерес представляют структурные и эволюционные соотношения Мурманских серогнейсовых гранитоидов и пород метаморфизованной в амфиболитовой фации осадочно-вулканогенной ассоциации зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья.

Погружающаяся к северу Титовско-Кейвская зона является сложно построенной пограничной структурой, сочленяющей Мурманский гранит-мигматитовый пояс со структурами Центрально-Кольского гранулит-гнейсового пояса и Кейвского блока. В ее центральной части сохранились породы позднеархейской ассоциации зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. В разрезе пояса преобладают амфиболиты, частично сохраняющие текстурные признаки лав. Располагающиеся в основании "разреза" амфиболиты отвечают по составу низкокалиевым толеитам и андезито-базальтам. Геохимические особенности позволяют сопоставлять их с породами океанического типа или с траппами. Заметную роль играют также амфиболиты, состав которых соответствует коматиитовым базальтам и, одновременно, породами марианит-бонинитовой серии. Их роль возрастает в верхней части разреза [25]. Участвующие в строении верхней части "разреза" перидотитовые коматииты сформированы за счет истощенного мантийного источника [4]. Наряду с мафитовыми метавулканитами в строении "разреза" участвуют метаморфизованные известково-щелочные вулканиты среднего и умереннокислого состава.

Формирование осадочно-вулканогенной толщи и последовавший метаморфизм охватили интервал 2.93–2.65 млрд. лет [30]. Моноклиналное залегание пород и геохимические признаки магматизма океанического и островодужного типов, как впервые показал еще в 1980 г. И.В. Никитин [29], позволяют рассматривать пояс в целом в качестве сутурной зоны чешуйчато-надвигового строения, размещенной вдоль позднеархейской континентальной окраины [23, 25]. Последняя представлена Мурманским гранит-мигматитовым поясом. Возраст гранитизации в центральной части пояса – 2.8–2.7 млрд. лет, отмечено снижение возраста в юго-восточном направлении до 2.6–2.4 млрд. лет [27]. Мигматиты и гранитоиды сохраняют реликты домигматитового субстрата, образованные амфиболизованными двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами и эндербитами, а также амфиболитами – метавулканитами. Возраст кристаллосланцев превышает 2.8 млрд. лет. Оценки модельного Nd возраста пород мигматит-гранитного комплекса ("ортогнейсов") заключены в интервале 2.94–2.68 млрд. лет [89]. Авторы этих оценок полагают, что ими датировано время отделения от мантии кислых магм. Однако в рамках модели гранитизации геологический смысл этих оценок не ясен. Возраст метавулканитов (амфиболиты Качаловского зеленокаменного пояса), сохранившихся в восточной части Мурманского пояса (см. рис. 4), оценен датами 2.6–2.5 млрд. лет [27].

Позднеархейская эволюция северо-востока Кольского полуострова включает закрытие океанического пространства в результате субдукции и

объединение Мурманского, Центрально-Кольского и Кейвского микроконтинентов [25, 28]. Продолжительность этого процесса составила около 300 млн. лет.

Предложенная интерпретация не является общепринятой. В частности, А.Б. Вревский рассматривает пояс Колмозеро-Воронья в качестве деформированного выполнения длительно развивавшегося энсиалического прогиба. Предполагается, что эволюция вулканизма определялась изменениями глубинности очагов генерации и дифференциации магм в зависимости от закономерно менявшихся литостатического давления и плотности теплового потока. По мнению А.Б. Вревского, различия в строении, составе и условиях метаморфизма сопредельных геологических образований рассматриваются в контексте нарушения равновесия в сиалической протокоре, в результате возникновения серии глубинных подкорковых разломов и связанного энерго-массообмена между мантией и корой, что и обусловило последующее автономное развитие Мурманского сегмента, испытавшего устойчивое воздымание вплоть до среднего протерозоя, когда он был надвинут на уже сформированную и консолидированную структуру пояса [4].

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ: МОДЕЛЬ АРХЕЙСКОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Суммируя приведенные материалы, мы приходим к заключению, что, по крайней мере к 3.0 млрд. лет, архейские гранит-зеленокаменные континенты в отношении таких параметров, как глубинное строение (включая мощность коры и литосферы) и распределение температур по глубине, были подобны современным. Следовательно, температуры нисходящих мантийных потоков, над которыми располагались архейские континенты, также были подобны современным. Соответственно, можно предполагать, что архейская континентальная литосфера к 3.0 млрд. лет характеризовалась жесткостью, близкой жесткости современных континентальных плит.

Подобие основных параметров состояния верхних оболочек Земли в архее и в настоящее время позволяет предполагать функционирование основных механизмов тектоники плит с 3.5 млрд. лет, а, учитывая особенности древнейших вулканогенно-осадочных ассоциаций Западной Гренландии, – с 3.8 млрд. лет.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что рост гранит-зеленокаменных областей архейских континентов, по крайней мере, начиная с 3.5 млрд. лет, осуществлялся, главным образом, за счет аккреции ювенильных террейнов океанического и островодужного типов к активным окраинам ранее сформированных континентов. Рано

или поздно подобные континенты сталкивались и объединялись. Коллизионные процессы сопровождались обдукцией террейнов как на активные, так и на пассивные окраины сталкивающихся континентов. В некоторых случаях аккреционные орогены так и не были преобразованы в коллизионные, разместившись в итоге “на краю” позднearchейской Пангеи (Карельская гранит-зеленокаменная область). Поперечные размеры отдельных террейнов, по-видимому, не превышали первых сотен километров, их протяженность была более значительной. Композитный характер архейских континентов (в пределах рассмотренных гранит-зеленокаменных областей) при отсутствии признаков крупных ядер “протокоры” свидетельствуют о том, что первоначально они имели очень ограниченные размеры (менее 0.5 км² при протяженности в сотни километров) и постепенно наращивались в результате эволюции тектоноплитного типа. К рубежу 3.3–3.0 млрд. лет мощность килевидной континентальной литосферы современного типа Каапваальским кратоном составляла 150–200 км. Продолжительность формирования отдельных кратонов составляла несколько сотен миллионов лет, достигая 800 и, возможно, более миллионов лет. Скорость аккреции несколько возросла к концу архея: формирование позднearchейских кратонов осуществлялось за первые сотни миллионов лет.

Признаки тектонического совмещения в пределах зеленокаменных поясов горнопородных ассоциаций, первоначально формировавшихся в латерально распределенных геодинамических обстановках, свидетельствуют о том, что наиболее близким аналогом архейских гранит-зеленокаменных областей являются коллизионные зоны фанерозойского возраста, включающие гранито-гнейсовые купола в зонах обдукции офиолитов [48] и в сложных коллизионных поясах [44]. Продолжительность формирования отдельных комплексов в составе раннearchейских поясов достигала 100 млн. лет при общей продолжительности эволюции соответствующих кратонов до 1 млрд. лет. Возможно, это обстоятельство было связано с ограниченным количеством континентов в раннем архее, вследствие чего вновь сформированные террейны в течение длительного времени не встречали подходящего “причала” [60]. С другой стороны, высокий уровень деформаций и метаморфизма архейских ассоциаций можно рассматривать как указание на то, что древнейшие “микоконтиненты” практически в полном объеме участвовали в субдукционных и коллизионных процессах.

Обратимся к общим оценкам эволюции геодинамических процессов в архее и предшествовавшем этапе геологической летописи – хадее. Основные особенности эволюции корообразующих процессов и закономерности наращивания континентальной коры могут быть представлены в виде нижеследующего модельного описания.

нентальной коры могут быть представлены в виде нижеследующего модельного описания.

Хадей, >3.8 (3.9) млрд. лет. Возможности получения эмпирических оценок термального состояния верхних оболочек Земли для этого периода отсутствуют. Зафиксированные геохимическими исследованиями признаки существования уже 4.0 млрд. лет назад как обогащенного, так и истощенного мантийного вещества могут рассматриваться как свидетельство ранней дифференциации мантийного вещества и вовлечения в повторный кругооборот пород наиболее древних континентально-коровых образований. Мафический и сиалический сегменты архейской коры существовали уже около 4.0 млрд. лет назад; к 3.8 млрд. лет, по крайней мере, некоторые из древнейших континентальных “ядер” приобрели достаточные размеры, чтобы, не вовлекаясь в повторный рециклинг, сохраниться на поверхности Земли. Отсутствие мощной литосферы, вероятно, не позволяло в полной мере включиться механизмам тектоники плит, и первые коровые фрагменты, возможно, были созданы в условиях иной (плюмовой?) геодинамики.

Ранний архей, 3.8 (3.9)–3.5 млрд. лет. Близко-одновременное появление в геологической летописи пород зеленокаменных разрезов и серогнейсовых ассоциаций около 3.8 млрд. лет назад несколько опережает наиболее ранние из известных проявлений гранулитового метаморфизма (3.65–3.60 млрд. лет). Основные параметры состояния верхних оболочек Земли были близки современному, что позволяет привлечь актуалистические модели к интерпретации раннearchейских геодинамических процессов.

Согласно А.Дж. Гликсону [67], разрезы зеленокаменных поясов представлены двумя типами. Коматиит-базальтовые разрезы поясов первого типа формировались в водной среде на мафит-ультрамафитовом основании. Терригенные члены разрезов лишены продуктов денудации сиалической коры. Результатом магматических процессов, связанных с магматизмом плюмового типа, явилось формирование океанических плато, образованных мощными коматиит-толеитовыми толщами. Особенностью спрединга была значительная протяженность спрединговых зон при относительно высоких скоростях расширения океанского дна [40, 47 и др.]. Уже около 3.8 млрд. лет назад состав континентальной коры характеризовался латеральной дифференциацией. Близость возрастных оценок древнейших зеленокаменных поясов и серогнейсовых тоналит-трондьемит-гранодиоритовых серий и присутствие мафитовых включений в гнейсах позволяют предполагать, что формирование сиалических масс было связано с преобразованием коматиит-базальтового комплекса. Тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гнейсы

формировались в результате гранитизации мафитовой коры под воздействием флюидных потоков, генерированных при субдукции гидратированной океанической литосферы [25]. Результатом субдукции было также формирование террейнов островодужного типа. В ходе аккреции осадочно-вулканогенные комплексы островодужного и океанического типов объединялись и/или размещались на поверхности ранее сформированных континентальных ядер в результате покровно-надвиговых дислокаций. С реоморфизмом и парциальным плавлением скученной коры связано формирование гранитных куполов и коровых кислых магм, образовавших поздние гранитоидные интрузивы. К 3.5 млрд. лет мощность континентальной коры и литосферы, в принципе, была подобна мощности коры и литосферы современных континентов. Этим определялось существование высоко стоящей континентальной суши, подвергавшейся глубокой денудации с появлением плутонических пород на уровне эрозионного среза. Рост континентов определялся процессами на их активных окраинах, аккрецией океанических плато и островодужных террейнов. К 3.65–3.60 млрд. лет размеры континентов достигли значений, достаточных для формирования гранулитовых серий в тыловой области их активных окраин.

Итогом раннеархейской эволюции, протекавшей при участии как плюмового, так и преобладавших тектоно-плитных механизмов, явилось формирование континентально-коровых сегментов, в значительной степени напоминавших современные континенты, которым они, тем не менее, значительно уступали по размерам.

Средний архей, 3.5–3.0 млрд. лет. В отличие от предыдущего периода, разрезы зеленокаменных поясов относятся как к первому, так и ко второму типам, по А.Дж. Гликсону [67]. Последние включают продукты континентального сноса и характеризуются признаками заложения на континентальном основании (в том числе на эродированных структурах более древних зеленокаменных поясов). С процессами на активных окраинах по-прежнему связано формирование серогнейсовых ассоциаций тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии. К рубежу 3.3–3.0 млрд. лет мощность километровой континентальной литосферы под кратонами достигала 150–200 км, а поперечные размеры самих кратонов превышали 1000 км. Субконтинентальная литосфера характеризовалась близким современному распределением температур. В целом к 3.0 млрд. лет архейские гранит-зеленокаменные континенты в отношении таких параметров, как глубинное строение (включая наличие и мощность коры и литосферы в целом), распределение температур и жесткость, были подобны современным. Судя по появлению зеленокаменных поясов второго типа, возможно, уже в начале этого

интервала размеры континентов оказались достаточными не только для формирования гранулитовых серий в тыловых областях растяжения активных окраин, но и для проявления рифтогенеза, также сопровождавшегося гранулитовым метаморфизмом пород ранее созданной коры [25]. К 3.1–2.9 млрд. лет на поверхности архейских кратонов появились первые эпиконтинентальные осадочные бассейны, по всей вероятности, рифтогенного происхождения.

Со столкновениями континентов связано формирование тыловодужных и фронтальных тектонических покровов, выведивших к поверхности высокометаморфизованные породы нижней и средней коры. Покровно-надвиговые дислокации приводили к значительному увеличению мощности скученной коры, чем определялся чрезвычайно высокий уровень реоморфических преобразований ассоциаций поднадвиговых областей и вслед за тем – формирование гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов. В свою очередь, “всплывание” куполов приводило к сопряженным деформациям перекрывающих комплексов: как гранулитов и гнейсов, участвующих в строении тектонических покровов, так и низкометаморфизованных осадочно-вулканогенных ассоциаций, включая субдуцированные пластины океанической коры. С постколлизийным этапом и прекращением динамического наращивания мощности континентальной коры связано восстановление изостатического равновесия, проявленное в подъеме и эрозии скученной коры. Результатом этих процессов явились значительная или полная денудация надвинутых плит и пластин и выход к дневной поверхности метаморфизованных поднадвиговых комплексов.

Как видно на примере Каапваальской гранит-зеленокаменной области, континенты, сформированные к концу среднего архея, обладали почти всеми признаками современных континентов, такими, как состав, мощность и температуры коры и литосферы, наличие тектонически активных окраинных и внутри континентальных областей.

Поздний архей, 3.0–2.5 млрд. лет. В позднем архее эволюция континентальной коры продолжалась в “прежнем направлении”. По мере вовлечения в рециклинг все большего количества терригенных материалов континентального происхождения постепенно возрастала роль калия в составе тоналит-трондьемит-гранодиоритовых серий, формирующихся над зонами субдукции. По мере роста размеров и числа архейских континентов возрастало количество их взаимных столкновений.

Архейская эволюция завершилась последовательной взаимной аккрецией (общей коллизией) континентальных масс и формированием Пангеи-0 (см. [47]), которая уже была почти полным

(исключая некоторые особенности состава коры) аналогом современных континентов. Дополнительным свидетельством зрелости позднеархейской литосферы является появление щелочных пород.

Главные выводы:

1. Подобие основных параметров состояния верхних оболочек Земли в архее и в настоящее время позволяет предполагать функционирование тектоники плит с 3.8 (3.9) млрд. лет, хотя отдельные механизмы этой модели, определявшие формирование внутриконтинентальных структур, таких, как рифты и эпиконтинентальные осадочные бассейны, были “задействованы” позднее, по мере роста древнейших континентов, начиная с 3.5 или даже 3.0 млрд. лет.

2. Формирование архейских континентов явилось результатом последовательной аккреции островодужных и океанических террейнов к активным окраинам континентов. Обычно процессы аккреции (формирование аккреционных орогенов) “рано или поздно” завершались столкновениями континентов, преобразовавшими аккреционные орогены в коллизионные. Коллизионные процессы сопровождались обдукцией террейнов обоих типов как на активные, так и на пассивные окраины сталкивающихся континентов. В некоторых случаях аккреционные орогены так и не были преобразованы в коллизионные, разместившись в итоге “на краю” позднеархейской Пангеи.

3. Зеленокаменные пояса представляют собой деформированные фрагменты сутурных поясов архейских коллизионных систем, включающие тектонически совмещенные структурно-вещественные комплексы доколлизионных тектоно-плитных обстановок различных типов. Итоговые структуры гранит-зеленокаменных областей являются результатом длительной эволюции, включавшей стадии накопления осадочного и вулканогенного материала, процессы гранитизации, тектонического скупивания и размещения осадочно-вулканогенных ассоциаций и, наконец, формирования покровно-надвиговых ансамблей гранито-гнейсовыми куполами и “куполовидными” гранитоидами.

4. Композитное строение архейских гранит-зеленокаменных областей, представляющих собой коллаж из относительно небольших террейнов, последовательно аккрецированных к первоначальному “ядрам” (или подобным же террейнам), свидетельствует о том, что размеры раннеархейских континентальных “ядер” первоначально были весьма невелики (вероятно, первые сотни километров в поперечнике). Остается неясным, в какой мере архейские коллизионные пояса представляют собой результат столкновений впервые сформированных континентальных масс, а в какой – образованы за счет повторных совмещений фрагментов ранее сформированных протоконтинентов,

разделенных процессами рифтогенеза и спрединга.

5. Из-за малых размеров архейских континентов их объединение сопровождалось интенсивными надвиго-поддвиговыми дислокациями (“торошением”). Сопряженные деформации и метаморфические преобразования охватывали породы этих континентов практически в полном объеме.

Безусловно, в этой статье мы не коснулись многих особенностей эволюции архейских гранит-зеленокаменных областей. К их числу относятся, прежде всего, повышенная мощность коры и литосферы в их пределах и редкость геохимических аналогов гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритового типа, сформированных в постархейское время. Мы ограничимся лишь некоторыми общими соображениями. В частности, повышенная мощность архейской коры и литосферы может быть объяснена особой ролью аккреции океанических плато, как это следует из модели Д. Эбботт и У. Муни [50]. В отношении гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритового типа следует заметить, что их приуроченность к архею не является исключительной. Совершенно аналогичные в геохимическом плане породы описаны в Юго-Западной Финляндии в пределах свекофенского орогена (конец раннего протерозоя) [52]. В качестве примера фанерозойских гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритового типа могут быть приведены раннемеловые тоналиты острова Ревилладжиджедо (Западный метаморфический пояс Берегового орогена Британской Колумбии – Аляски). Подобно типичным архейским породам, эти тоналиты характеризуются снижением уровня содержания редкоземельных элементов и появлением остаточной положительной Eu аномалии параллельно с ростом содержания SiO_2 в связанной серии пород [61, 62]. Особенности геологической структуры региона и параметры метаморфизма вмещающих пород могут рассматриваться как свидетельство формирования тоналитов в основании коры раннемеловой активной окраины Северо-Американского континента [25].

Особую проблему составляет интерпретация взаимоотношений гранит-зеленокаменных областей и гранулит-гнейсовых поясов и ареалов.

Автор благодарен Д.В. Рундквисту, В.Я. Гольтегеру и Н.М. Куниной за конструктивное обсуждение затронутых проблем и рецензентам, В.Е. Хаину и В.А. Глебовицкому, за критические замечания, позволившие существенно уточнить выдвинутые представления. Автор выражает особую благодарность Н.В. Межеловскому (Межрегиональный Центр “Геокарт”) за финансовую поддержку исследований. Работа не была поддержана РФФИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И.И., Зеленугин В.Н., Аплонов С.В., Борковская Е.А., Гельтман Л.С., Довбня А.В., Козловский К.П., Коновалов А.Л., Корень Т.Н., Кропачев А.П., Мурашева Н.П., Ненахов В.М., Николаев В.Ф., Попов Л.Е., Романовский С.И., Храмов А.Н., Худольев А.К., Шульдинер В.И.* Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. 519 с.
2. *Бейли Д.К.* Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 20–30.
3. *Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
4. *Вревский А.Б.* Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.
5. *Вревский А.Б., Рыбаков С.И., Ефимов М.М., Сринивасан Р., Рао Б., Наха К.* Сравнительный анализ геологического строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского щита и Южно-Индийского щитов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 43–54.
6. Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 264 с.
7. Геология Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.
8. *Глебовицкий В.А.* Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. 1996. № 5. С. 27–42.
9. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
10. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
11. *Гусев Г.С., Милиц М.В., Мусатов Д.И., Будянский Д.Д., Колесниченко В.С., Песков А.И., Сизачева Н.Н.* Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: Недра, 1991. 204 с.
12. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцневская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии: Матер. 14-го Тихоокеанского конгресса. Владивосток: ДО АН СССР, 1982. С. 28–35.
13. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
14. *Жариков В.А.* Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. С. 25–36.
15. *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.
16. *Конди К.С.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
17. *Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 9–18.
18. *Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А.* Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия / Ред. Л.К. Левский, О.А. Левченков. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.
19. *Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Крылов И.Н.* Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс – аккреционный ороген, сформированный 2.9–2.8 млрд. лет назад // Докембрий Северной Евразии. Тез. докладов. С.-Петербург, ИГГД РАН, 1997. С. 55.
20. *Лобач-Жученко С.Б., Библикова Е.В., Левченков О.А., Пушкарев Ю.Д.* Геохронология восточной части Балтийского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 77–134.
21. *Лобач-Жученко С.Б., Дук В.Л., Крылов И.Н., Арестова Н.А., Пивень П.И., Кузнецов Р.А., Котова Л.Н.* Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-гранодиоритовых серий архея // Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984. С. 17–51.
22. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.
23. *Милиц М.В.* Палеогеодинамические реконструкции раннего докембрия древнейшей (восточной) и северо-восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. С. 34–38.
24. *Милиц М.В.* Термальная структура коры в областях гранулитового метаморфизма: геодинамические следствия // Докл. РАН, 1999, в печати.
25. *Милиц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный Мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН. Вып. 503).
26. *Милиц М.В., Пастухов В.Г., Гусев Г.С., Моралев В.И., Песков А.И., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Глуховский М.З., Конилов А.Н., Паталаха Е.И., Раевский А.Б., Фонарев В.И., Хворова Г.П., Щербаков И.Б.* Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М.: Геокарт, 1994. 503 с.
27. *Милиц М.В., Соботович Э.В., Цюнь О.В.* Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 5–16.
28. *Милиц М.В., Цюнь О.В.* Геодинамическая обстановка позднеархейского вулканизма на северо-востоке Балтийского щита, Кейвы, Кольский полуостров // Геохимия. 1997. № 3. С. 243–259.

29. *Никитин И.В.* Тектоника зоны Колмозеро–Воронья в свете концепции горизонтальных движений // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 104–111.
30. *Овчинникова Г.В., Яковлева С.З., Кутявин Э.П.* U–Pb системы гнейсов района озера Лице (зона Колмозеро–Воронья, Кольский полуостров) // Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л.: Наука, 1985. С. 78–81.
31. *Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В., Самсонов А.В., Симон А.К.* Коматииты Водлозерского блока, Балтийский щит // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 1. С. 197–202.
32. *Пухтель И.С., Самсонов А.В., Щипанский А.А., Фурман В.Н.* Аккреционная тектоника в Карельской гранит-зеленокаменной области: Костомукшский зеленокаменный пояс как пример террейновой структуры // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докладов. С.-Петербург: ИГГД РАН, 1996. С. 163–165.
33. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
34. *Розен О.М.* Литогенез на ранней Земле (состав осадков и областей размыва, условия экзогенеза) // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 9. Литология, метаморфизм и металлогения раннего докембрия. М.: Наука, 1984. С. 73–89.
35. *Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Лавров М.М.* Докембрийский рифтогенез и его роль в формировании современной структуры Фенноскандинавского щита // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 140–143.
36. *Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С., Робонен В.И.* Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
37. *Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Пухтель И.С., Щипанский А.А., Журавлев Д.З.* Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докладов. С.-Петербург, ИГГД РАН, 1996. С. 74–75.
38. *Смит Х.С., О'Нил Дж.Р., Эрланк А.Дж.* Изотопный состав кислорода минералов и горных пород и характер химического изменения подушечных лав зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М.: Мир, 1987. С. 147–172.
39. *Сондерс А.Д., Тарни Дж.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
40. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Природа тектонической активности земли. М.: ВИНТИ, 1993. 292 с. (Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли; т. 12).
41. *Сочеванов Н.Н., Арестова Н.А., Матреничев В.А. и др.* Первые данные о Sm–Nd возрасте архейских базальтов Карельской гранит-зеленокаменной области // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 1. С. 175–180.
42. *Сун С.С.* Геохимическая характеристика архейских ультраосновных и основных вулканических пород и ее значение для обоснования состава и развития мантии // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М.: Мир, 1987. С. 42–67.
43. *Тарни Дж., Уивер Б., Друри С.А.* Геохимия архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и восточной Гренландии // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 204–222.
44. *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
45. *Хаин Е.В.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.
46. *Хаин Е.В.* Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника. 1996. № 6. С. 38–42.
47. *Хаин Е.В., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. М.: Недра, 1988. 382 с.
48. *Хаин Е.В.* Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов // Геотектоника. 1989. № 5. С. 38–51.
49. *Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б.* Основные этапы архейской геологической истории Балтийского щита – их выражение и значение в формировании континентальной коры // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование: Тез. докладов. С.-Петербург: ИГГД РАН, 1995. С. 20–21.
50. *Abbott D., Mooney W.* The structural and geophysical evolution of the continental crust: Support for the oceanic plateau model of continental growth // US National Report to Intern. Union of geodesy and geophysics. 1991–1994. Reviews of geophysics, supplement. 1995. P. 231–242.
51. *Alvarado G.E., Denyer P., Sinton C.W.* The 89 Ma Tortugal komatiitic suite, Costa Rica: implications for a common geological origin of the Caribbean and East Pacific region from a mantle plume // Geology. 1997. Vol. 25. № 5. P. 439–442.
52. *Art J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman J.* Geochemistry of gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // J. Petrol. 1978. Vol. 19. P. 289–316.
53. *Barley M., Groves D.I.* Deciphering the tectonic evolution of Archean greenstone belts: the importance of contrasting histories to the distribution of mineralization in the Yilgarn Craton, Western Australia // Prec. Res. 1990. Vol. 46. № 1–2. P. 3–20.
54. *Bowring S.A., Coleman D.S., Housh T.B.* The 4.0 Ga Acasta gneisses: constraints on the growth and recycling

- of continental crust // Precambrian'95, Montreal, Canada. Program and abstracts. 1995. P. 275.
55. *Bowring S.A., Housh T.B., Isachsen C.E.* The Acasta gneisses: remnant of Earth's early crust / Eds. H.E. Newsom, J.H. Jones // *Origin of the Earth*. New York: Oxford Univ. Press, 1990. P. 319–344.
 56. *Boyd F.R., Gurney J.J., Richardson S.H.* Evidence for a 150–200-km thick Archaean lithosphere from diamond-inclusion thermobarometry // *Nature*. 1985. Vol. 315. P. 387–389.
 57. *Brick R., Thornett J.R., McNaughton N.J., Smith J.B., Barley M.E., Savage M.* Record of emergent continental crust c. 3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia // *Nature*. 1995. Vol. 375. P. 574–577.
 58. *Bridgwater D., Shitte L.* Crustal evolution in the North Atlantic craton between 3.9 and 2.5 Ga // *The Second symposium on the Baltic Shield*. Abstracts. Lund, Sweden, June 5–7, 1990. P. 22.
 59. *Calvert A.J., Sawyer E.W., Davis W.J., Ludden J.N.* A mantle suture in the Superior Province: evidence for Archean subduction // Precambrian'95, Montreal, Canada. Program and abstracts. 1995. P. 103.
 60. *Condie K.C.* Greenstones through time // *Archean crustal evolution* / Ed. K.C. Condie. 1994. Elsevier, Amsterdam: P. 85–120.
 61. *Cook R.D., Crawford M.L., Omar G.I., Crawford W.A.* Magmatism and deformation, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska // *Geological Soc. of America Bull.* 1991. Vol. 103. P. 829–841.
 62. *Crawford M.L., Crawford W.A.* Magma emplacement in a convergent tectonic orogen, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska // *Can. J. Earth Sci.* 1991. Vol. 28. P. 929–938.
 63. *Davies G.F.* Thermal and tectonic evolution of the Earth // 29-th Inter. Geol. Congress: Abstracts, 1992. Kyoto, Japan. Vol.1/3. P. 4.
 64. *De Wit M.J., Ashwal L.D.* Greenstone belts: what are they? // *South Afr. Journ. Geol.* 1995. Vol. 98. № 4. P. 505–520.
 65. *De Wit M.J., Hart R.A.* Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling // *Lithos*. 1993. Vol. 30. P. 309–335.
 66. *Echeveria L.M.* Komatiites from Gorgona Island, Colombia // *Komatiites* / Eds. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. London: George Allen and Unwin, 1982. P. 199–209.
 67. *Glikson A.Y.* Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: significance of data from shields of the southern hemisphere // *The Early history of the Earth* / Ed. B.F. Windley. New York: J. Wiley & Sons, 1976. P. 257–258.
 68. *Groves D.J., Neil P. G., Falioner L.J., Houstoun S.H., Ho S.E., Brownli P., McNaughton N.J.* Evidence for an epigenetic origin for BIF-hosted gold deposits in greenstone belts of the Yilgarn Block, Western Australia // *Recent advances in understanding Precambrian gold deposits*. Univ. of Western Australia. 1987. № 11. P. 167–181.
 69. *Gurney J.S.* The diamondiferous roots of our wandering continent // *S. Afr. J. Geol.* 1990. Vol. 93. P. 432–437.
 70. *Harley S.L.* Constraining the pressure–temperature–fluid regime of UHT crustal metamorphism // *Inter. Symp. "Origin and Evolution of Continents"*: Progr. and abstract. Tokyo, 1997. P. 22–24.
 71. *Helmstaedt H., Padghem W.A., Brothy J.A.* Multiple dykes in lower Cam Group, Jellowknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading? // *Geology*. 1986. Vol. 14. № 7. P. 562–566.
 72. *Helmstaedt H., Schultze D.J.* Southern African kimberlites and their mantle sample-implication for Archean tectonic and lithosphere evolution // *Geol. Soc. Austr.* 1989. Vol. 14. P. 358–422.
 73. *Hoffman P.F.* Precambrian Geology and tectonic history of North America / Eds. Bally A.W., Palmer A.R. // *The Geology of North America – An overview*. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer. *The Geology of North America*. 1989. Vol. A. P. 447–511.
 74. *Knauth L.P., Lowe D.R.* Oxygen isotope geochemistry of cherts from the Onverwacht Group, Transvaal, South Africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts // *Earth-Planet Sci. Lett.* 1978. Vol. 41. P. 209–222.
 75. *Konilov A.N., Mints M.V., Fonarev V.I.* 5–10°/km thermal gradient in polymetamorphic granulites: Evidences from the geothermobarometry in the Nilgiri block, southern India, and Lapland belt, northeastern Baltic shield // *Int. Symp. "Origin and Evolution of Continents"*: Abstract. Tokyo: NIPR, 1997. P. 42–44.
 76. LITHOPROBE Phase IV Proposal – Studies of the evolution of a Continent / Ed. Clowes R.M. Published by the Lithoprobe Secretariat. Vancouver, B.C.: The University of British Columbia, 1993. 290 p.
 77. *MacLachlan K., Helmstaedt H.* Geology and geochemistry of an Archean mafic dike complex in the Chan Formation: basis for a revised plate-tectonic model of the Yellowknife greenstonebelt // *Can. Journ. of Earth Sci.* 1995. Vol. 32. № 5. P. 614–630.
 78. *Martin H.* Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction - zone magmas // *Geology*. 1986. Vol. 14. P. 753–756.
 79. *Martin H.* Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry // *J. of Petrol.* 1987. Vol. 28. Part 5. P. 921–953.
 80. *Martin H.* The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust – comparison with modern processes // *Lithos*. 1993. Vol. 30. P. 373–388.
 81. *Martin H.* Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean crustal evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–260.
 82. *Mints M.V., Konilov A.N.* The thermal structure of the crust: 5–10°/km gradients in granulite crustal sections // *Inter. Symp. "Origin and Evolution of Continents"*: Progr. and abstract. Tokyo, 1997. P. 51–53.
 83. *Mojzsis S.J., Arrhenius G., McKeegah K.D., Harrison T.M., Nutman A.P., Friend C.R.L.* evidence for life on Earth before 3.800 million years ago // *Nature*. 1996. Vol. 384. P. 55–59.

84. *Nutman A.P., Friend C.R.L., Baadsgaard H., McGregor V.R.* Evolution and assembly of the Archean gneiss terranes in the Godthabfjord region, southern west Greenland: structural, metamorphic and isotopic evidence // *Tectonics*. 1989. № 8. P. 573–589.
85. *Nutman A.P., Friend C.R.L., Kinny P.D., McGregor V.R.* Anatomy of an Early Archean gneiss complex: 3900 to 3600 Ma crustal evolution in southern West Greenland // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 415–418.
86. *Percival J.A.* Archean high-grade metamorphism // *Archean crustal evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 357–410.
87. *Piirainen T.* The geology of the Archaean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, eastern Finland // *Archaean geology of the Fennoscandian Shield* / Ed. E. Marttila. Geol. Surv. of Finland. Special Paper. Espoo, 1988. Vol. 4. P. 39–51.
88. *Richardson S.N., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W.* Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature*. 1984. Vol. 30. P. 198–200.
89. *Timmerman M.J., Daly J.S.* Sm-Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Prec. Res.* 1995. Vol. 72. P. 97–107.

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

Archean Miniplate Tectonics

M. V. Mints

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

The fact that the main parameters of state of the earth's upper shells have remained unchanged from Archean through to Recent times suggests that the basic plate-tectonic mechanisms have been operating since 3.8 (3.9) Ga, although some of these mechanisms may have come into play later, starting from 3.5 or even 3.0 Ga, as the oldest continents grew. Archean greenstone areas result from progressive accretion of island-arc and oceanic terranes onto active continental margins. The formation of accretionary orogens culminated in continental collision, to turn these orogens into collisional ones. Owing to their small size, Archean continents became involved in collision almost entirely, to suffer strong deformation and metamorphism. This model for Archean geodynamic evolution depicts the sequential "launching" of the crust-forming processes and mechanisms with increasing size of the continents.

УДК 551.242.5(47)

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

© 1998 г. Т. В. Владимирова*, И. Н. Капустин**, Д. Л. Федоров*

*НТЦ “Рифей”, Москва

**ГЕОХИ РАН, Москва

Поступила в редакцию 28.10.97 г.

Рассмотрены особенности регионального строения поверхности вендских отложений Московской синеклизы, полученные на основе анализа сейсмических материалов МОГТ 1992–1998 гг. и данных бурения, адаптированных к новой (1996 г.) стратиграфической схеме венда. Характер структурных соотношений этой поверхности с более древними разделами земной коры показывает распространение на указанной территории широкого спектра структур – сквозных, погребенных, инверсионных. Показано, что эти разнородные структуры могут контролировать как возможные зоны нефтегазоаккумуляции, так и перспективные ловушки углеводородов разных типов.

ВВЕДЕНИЕ

Планомерное изучение Московской синеклизы с целью оценки ее нефтегазового потенциала началось в 1947 г. Первые два десятка лет перспективы территории связывались с отложениями карбона и девона, затем в сферу поисков были вовлечены породы нижнего палеозоя и верхнего протерозоя. Последние, по мнению многих исследователей, представляют наибольший интерес с позиций нефтегазоносности. В качестве основного нефтегазосодержащего комплекса рассматриваются верхневендские отложения, из которых в 60-х годах и был получен непромышленный приток нефти и углеводородного газа на Даниловской площади (некоторые исследователи считают, что здесь открыта залежь нефти). По оценке ГНПП “Недра”, с ними связано не менее 70% прогнозных ресурсов углеводородов территории.

Московская синеклиза выделяется в виде обширной области прогибания земной коры в интракратонной части Восточно-Европейской платформы. Осадочные образования, залегающие на породах фундамента, становление которого датируется археем–ранним протерозоем, формировались на разных тектонических этапах: рифейско-нижневендские отложения образуют доплитный чехол, верхневендско-фанерозойские – плитный. Верхний венд (валдайский комплекс), с которого начинается последний, распространен повсеместно, плащеобразно со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием перекрывая подстилающие породы фундамента, рифея или нижнего венда.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

За полувековой период изучения Московской синеклизы на ее территории выполнен значи-

тельный объем геолого-геофизических работ. Верхневендские отложения, проходка по которым составила около 63 тыс. погонных метров, вскрыты более 110 скважинами. В целом, их изученность – 0.14 пог. м/км² или 4 тыс. км²/скв. Однако, если учесть, что на отдельных площадях бурение осуществлялось кустами, состоящими из 3–5 и более скважин, то изученность вендских отложений оказывается и вовсе невысокой.

Выполненная в 40–70-х годах в значительных объемах сейсморазведка МОВ и КМПВ практически не дала сведений о строении вендских отложений. Современные же геофизические методы кардинально отличаются своими технико-методическими возможностями, а их интеграция и комплексирование предоставляют качественно новую информацию. Проведенная в ходе выполнения программы “Нефтегазоносность древних толщ Русской платформы” (проект “Рифей”) в 1992–1996 гг. по серии региональных профилей меридионального и широтного направления сейсморазведка МОГТ в комплексе с электроразведкой МТЗ-ГМТЗ и высокоточной гравиразведкой (ГНТП “Спецгеофизика”, АО “Костромагеофизика”) позволила проследить отражения, связанные с кровлей и подошвой вендских отложений, проанализировать количественные оценки кинематических и динамических параметров этих сейсмических волн и фиксировать практически все особенности внутреннего строения верхневендской толщи, ее четко выраженную слоистость, трансгрессивное залегание на подстилающих образованиях. Отражающий горизонт, отождествляемый с поверхностью вендских отложений, идентифицируется достаточно надежно. Он фиксируется отраженной волной, регистрирующейся во временном интервале 1.2–1.45 с, которая имеет четкую динамическую

выраженность и фазовую корреляцию, интенсивную на отдельных участках.

Верхневендские отложения формировались на ранней стадии плитного этапа на протяжении примерно 50 млн. лет (620 ± 15 –570 млн. лет) в условиях широкомасштабного и интенсивного конседиментационного прогибания и обширной последовательно расширявшейся каледонской трансгрессии. В литоральных и неритовых зонах крупного по размерам преимущественно мелководного палеобассейна отлагались пестроцветно-сероцветные образования. Тектурные особенности пород, установленные в отдельных интервалах разреза, указывают на вероятность накопления их также в наземных условиях или в условиях глубокой части шельфа. Признаки, фиксирующие глубоководные обстановки седиментации, наиболее характерны для нижней части разреза (редкинский горизонт), формировавшегося на самых начальных этапах этой трансгрессии.

Специфика поздневендского седиментогенеза предопределила субаквальную природу и ритмичный характер разреза, состоящего из циклически построенных и достаточно хорошо выдержанных по латерали песчано-глинисто-аргиллитовых толщ. Выделяется до 7 ритмов [1, 3], которые в нижних частях представлены светлыми песчаниками и алевролитами, в верхних – темными, иногда черными аргиллитами и аргиллитоподобными сланцеватыми глинами. Бурением установлен тонкослоистый характер верхневендской толщи и большей частью глинисто-аргиллитовый ее состав. На преобладающее распространение глинистых осадков указывают и значения (3.6–3.8 км/с) пластовых скоростей, полученные по результатам вертикального сейсмического профилирования) и сейсмокаротажа.

При реализации проекта “Рифей” была составлена уточненная и детализированная региональная стратиграфическая схема вендских отложений [3], утвержденная Региональной межведомственной стратиграфической комиссией. Новая стратиграфическая схема, подведшая итог более чем 20-ти летнего изучения вендских отложений, отличается от предыдущей (1974 г.) большей информативностью, детальностью расчленения и достоверностью корреляции, она учитывает и модернизацию общей шкалы докембрия. Ее создание наконец-то позволило ликвидировать неимовверную путаницу, существовавшую в наименованиях стратиграфических подразделений, выделяемых разными исследователями, а также разночтения в рангах и объемах этих стратонов. На основании изучения ископаемых остатков, литологических особенностей пород и палеогеографических условий их накопления по этой схеме к верхнему венду однозначно могут быть отнесены лишь редкинский и котлинский горизонты. Отнесение же к венду ровенского горизонта в настоящее время дискуссионно.

Наличие удовлетворительного сейсмического материала и новой уточненной стратиграфической схемы дали возможность применить унифицированный и узаконенный РМСК подход к определению гипсометрического положения кровли вендских отложений во всех пробуренных скважинах и отождествить ее, где это возможно, с сейсмическим отражающим горизонтом. Это позволило охарактеризовать особенности регионального строения вендских отложений, т.е. сделать один из первых шагов к познанию их перспектив нефтегазоносности – составить структурную карту поверхности вендских отложений Московской синеклизы масштаба 1 : 1 000 000. Ее упрощенный (журнальный) вариант показан на рис. 1.

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Составленная структурная карта позволяет ответить на ряд вопросов, связанных с особенностями региональной тектоники Московской синеклизы. Один из важнейших – вопрос о границах этой структуры. Ведь именно верхневендские отложения условиями своего распространения и залегания более всего отвечают понятию термина “Московская синеклиза”. Каледонский морской бассейн, последовательно сокращавший свои размеры, максимальную площадь занимал в позднем венде. В это время он имел на востоке и юге четкие палеогеографические ограничения – отложения верхнего венда выклиниваются на западном склоне Волго-Уральской антеклизы и северо-западном склоне Воронежской антеклизы (рис. 2, А). Герцинская трансгрессия уничтожила эти источники сноса. Область седиментации существенно расширилась, заняла значительную территорию платформы, и, начиная со среднего девона, Московская синеклиза потеряла свою структурную обособленность. Исходя из этого, границы Московской синеклизы логичнее всего (тектонически и палеогеографически) проводить по распространению именно верхневендских отложений.

На одних участках граница Московской синеклизы проведена уверенно и четко, на других – ее положение достаточно условно. В первом случае она трассируется зонами, фиксирующими отсутствие вендских отложений, или связана с крутыми и высокоградиентными флексурами, наследующими зоны глубинных разломов, которые в доплитном чехле и фундаменте служат “бортовыми” ограничениями крупных рифейских грабенов: на западе граница синеклизы (с Латвийской седловиной) наследует зону Крестцовского разлома, ограничивающего субмеридиональный Валдайский грабен, на северо-востоке (с Лузской седловиной и Волго-Уральской антеклизой) – зоны соответственно Вельского, Солигаличского и Великорецкого раз-

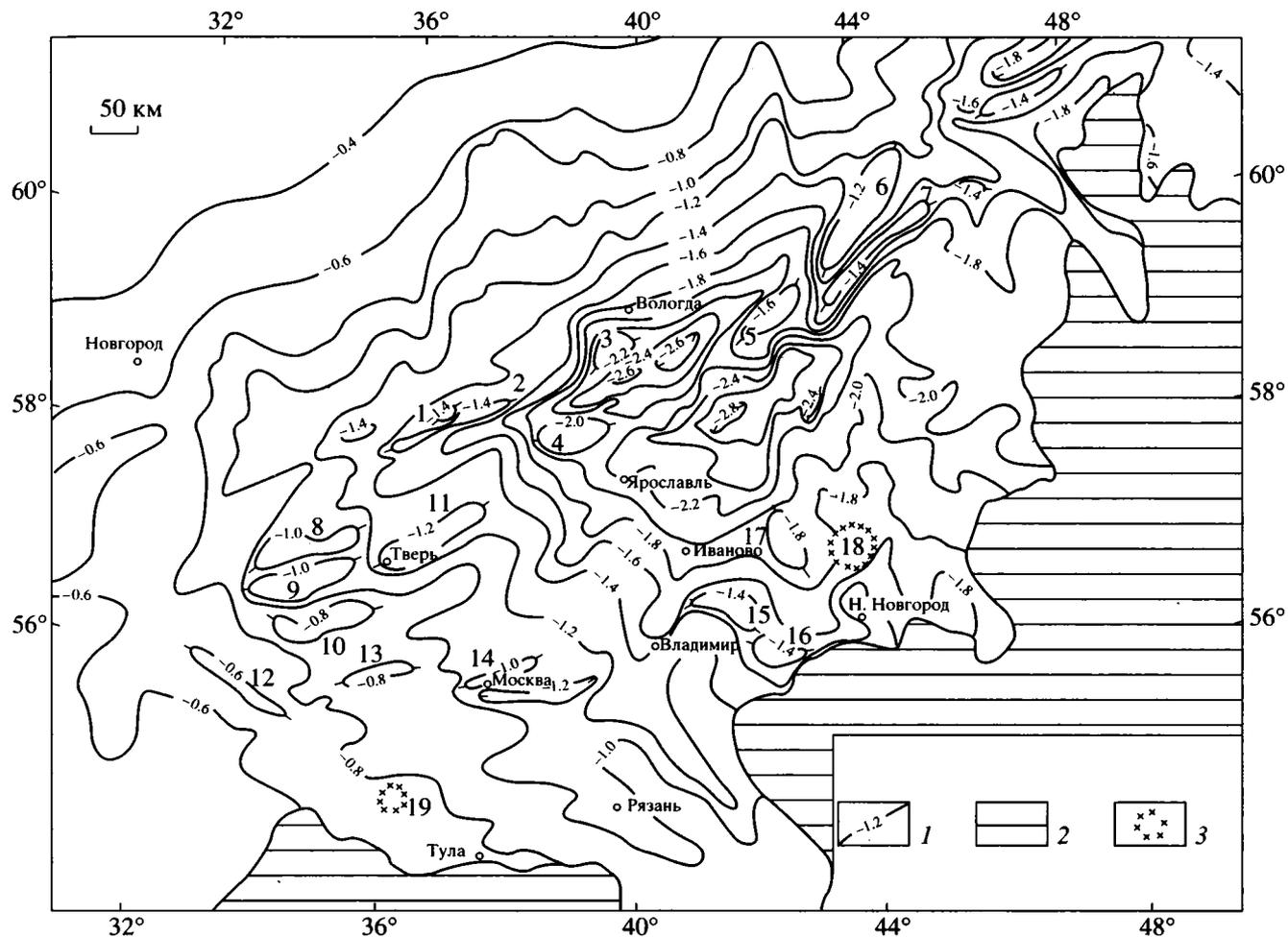


Рис. 1. Структурная карта поверхности вендских отложений Московской синеклизы.

1 – стратоизогипсы, км; 2 – зона отсутствия вендских отложений; 3 – астроблемы.

Арабскими цифрами указаны: в алы: 2 – Молоковский, 5 – Солигаличский, 6 – Сухонский (Кулибаровский), 7 – Рослятинский, 8 – Кувшиновский, 9 – Волжский, 10 – Зубцовско-Кимрский, 11 – Кашинский, 12 – Обшинский, 13 – Гжатский, 14 – Щелковский; своды: 3 – Вологодский, 4 – Рыбинский, 15 – Южинский, 16 – Вязниковский (Гороховецкий), 17 – Решминский; поднятия: 1 – Северо-Молоковское; астроблемы: 18 – Воротиловская (Пучеж-Катунская), 19 – Калужская.

ломов, ограничивающих одноименные грабены соответственно субмеридионального, субширотного и северо-западного направлений. На остальных участках граница синеклизы условна: на юге она проведена по изогипсам -0.9 км (с Рязано-Саратовским прогибом) и -0.6 км (с северным склоном Ярцевского выступа Воронежской антеклизы), на севере (с Балтийской моноклиной) – по изогипсе -0.8 км и на северо-востоке (с юго-восточным склоном Онежского выступа) – по изогипсе -1.1 км.

В указанных границах Московская синеклиза вытянута с северо-востока на юго-запад более чем на 1000 км, при ширине 350–500 км. От сопредельных территорий она отличается значительной (до 1250 м) мощностью верхневендских отложений, резкой гипсометрической дифференциацией

их поверхности (перепад глубин залегания достигает 2.3 км) и ее интенсивной тектонической расчлененностью, вызванной наличием многочисленных пликативных структур – разной морфологии и размеров поднятий и прогибов (в журнальном варианте карты не все их удалось показать по технической причине), большинство из которых ориентировано согласно с простираем синеклизы. Современные данные сейсморазведки показывают, что поверхность вендских отложений практически не нарушена дизъюнктивными дислокациями (рис. 3). Они же указывают на то, что подошва их, наоборот, характеризуется активной разломной тектоникой.

В региональном плане поверхность вендских отложений, залегающая в гипсометрическом интервале $-0.6 \dots -2.9$ км, погружается (под разными

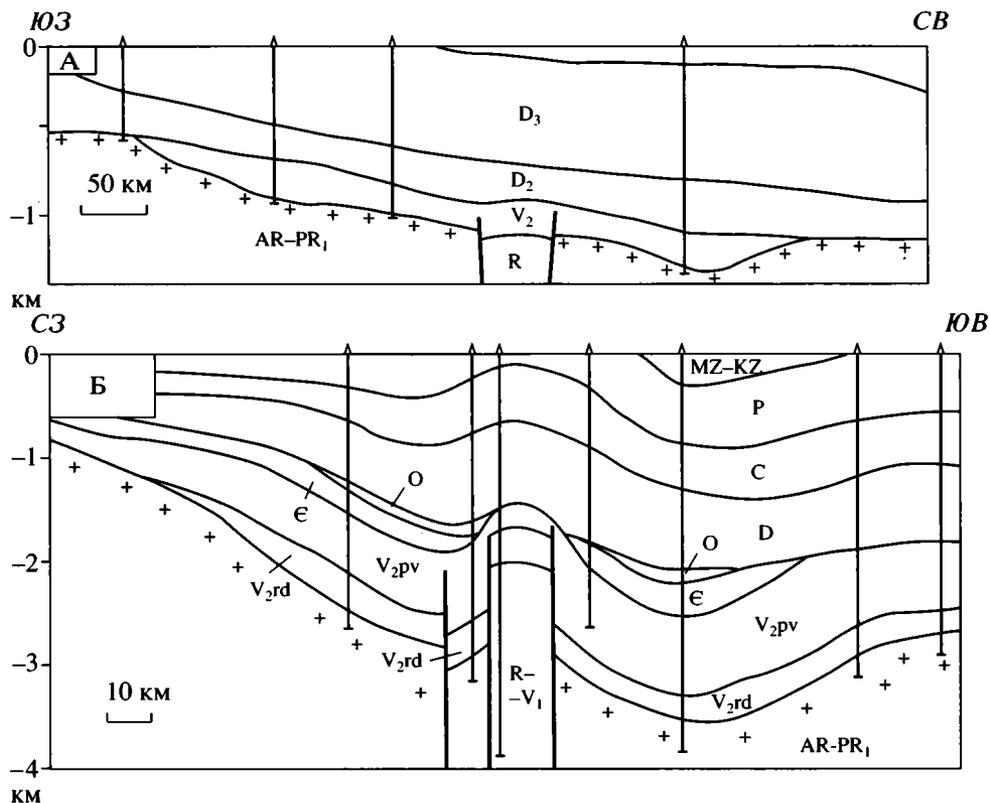


Рис. 2. Схематические геологические профили через южную (А, по Ю.Т. Кузьменко) и северо-восточную (Б) части Московской синеклизы (положение см. на рис. 4).

углами наклона, но, в целом, на севере более круто, на юге – положе) от границ синеклизы в направлении ее центральных районов, образуя обширную ярко выраженную асимметричную депрессию. В осевой части синеклизы вендская поверхность вновь испытывает воздымание, обрисовывая при этом протяженную, достаточно сложного строения зону существенно приподнятого залегания вендских отложений, протягивающуюся с северо-востока на юго-запад. В общем чертах эта зона отвечает системе доплитных грабен, образующих Среднерусский авлакоген.

Морфологические и гипсометрические особенности Московской синеклизы позволяют наметить в ее пределах соподчиненную систему структур разных размеров и на этом основании предложить следующее районирование территории (рис. 4). Заметим, что выделенные нами структуры достаточно хорошо соотносятся с наметенными Ю.Т. Кузьменко [3] фациальными зонами верхневендских отложений и стратиграфической полнотой их разрезов.

Синеклиза состоит из двух бортовых зон (северо-западной и юго-восточной) и центральной (или осевой) зоны, названной Среднерусской системой дислокаций. Бортовым зонам отвечает система пологих ступеней (моноклиналей), ослож-

ненных разными по размерам и амплитуде структурами положительного и отрицательного знака. Северо-западный борт синеклизы образуют Ладожская и Кубенская моноклинали, разделенные Воже-Лачским прогибом. Протяженность первой из них достигает 450 км, ширина изменяется от 60–80 км (на западе) до 140–170 км (на востоке), второй – соответственно 200 км и от 80–90 до 110–130 км. Поверхность вендских отложений в их пределах погружается к югу: на Ладожской моноклинали до отметок $-1.1...-1.3$ км (на западе) и $-1.4...-1.5$ км (на востоке), на Кубенской моноклинали – до $-1.4...-1.5$ км. На фоне этого постепенного, плавного и пологого погружения выделяются отдельные поднятия (Северо-Белозерское, Бологоевское) и структурные носы (Пестовский), имеющие небольшие размеры. На востоке Кубенской моноклинали, в зоне сочленения ее с Лузской седловиной расположен Вельский прогиб субмеридиональной ориентировки, по своей структурной позиции и строению аналогичный Воже-Лачскому. Имеющиеся сейсмические материалы позволяют предположить существование еще одного такого же прогиба (Белозерского) субмеридионального простираения на востоке Ладожской моноклинали. Как Вельский и Воже-Лачский, он, по-видимому, генетически связан с доплитным грабеном субмеридиональной ориен-

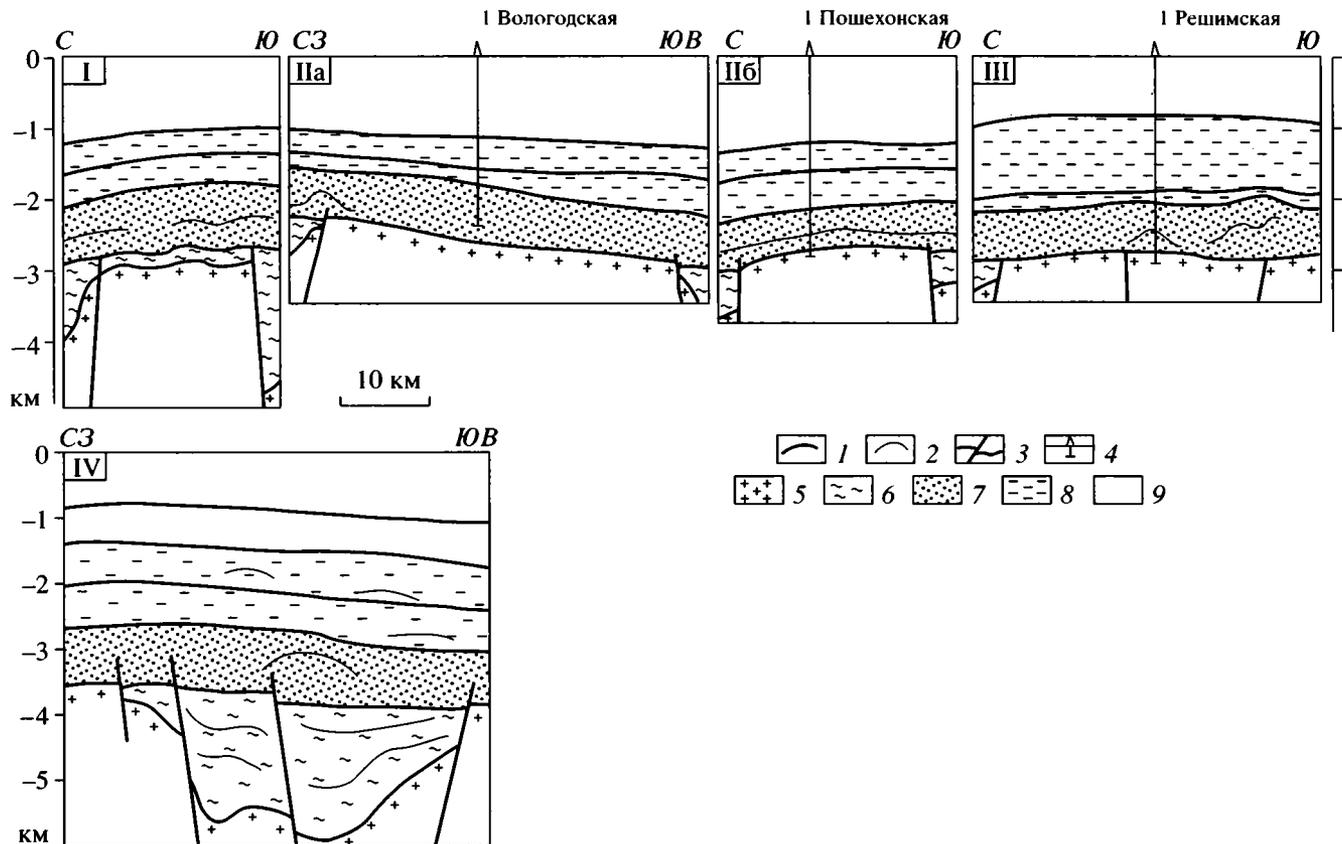


Рис. 3. Фрагменты сейсмических профилей МОГТ (по материалам ГНПП “Спецгеофизика” (положение см. на рис. 4). 1 – опорные отражающие горизонты; 2 – отражающие горизонты; 3 – разломы; 4 – скважины; 5–9 – породы: 5 – архея–нижнего протерозоя (фундамента), 6 – рифея–нижнего венда (доплитного чехла), 7–9 – плитного чехла: 7 – верхнего венда, 8 – нижнего палеозоя, 9 – верхнего палеозоя–мезозоя.

Цифрами указаны: I – Крестцовско-Молоковский мегавал (Воскресенское поднятие), II – Вологодский свод: а – северо-восточный, б – юго-западный склоны, III – Решминский свод, IV – Рыбинско-Сухонский мегавал (западная часть).

тировки, северное окончание которого “подсечно” региональным профилем II МОГТ (ГНПП “Спецгеофизика”).

Изложенное показывает относительную простоту строения северо-западного борта синеклизы. Однако при этом необходимо учитывать, что он отличается от остальной ее территории и низкой изученностью – в его пределах отработаны редкие профили МОГТ и пробурены единичные скважины.

Юго-восточный борт синеклизы, который составляет Тульская, Нижегородская и Шарьинская моноклинали, разделенные Касимовским и Макарьевским прогибами, имеет иное строение. От северо-западного он отличается размерами, гипсометрией, более расчлененным рельефом, заметно большим набором структур и разнообразием их морфо-генетических типов (кстати, именно здесь расположены обе известные на территории Московского синеклизы астроблемы).

Западную часть бортовой зоны занимает Тульская моноциналь. Протяженность ее дости-

гает 550 км, ширина увеличивается с запада на восток от 50–60 до 150–180 км. Поверхность вендских отложений в ее пределах очень полого погружается в северо-восточном направлении до отметок 0.8–0.9 км (на западе), 1.2–1.3 км (на востоке). Помимо локальных поднятий куполовидной и брахиантеклинальной формы, в ее западной части выделяется протяженный (100 × 15 км²) Обшинский вал, расположенный над одноименным выступом фундамента, разделяющим Подмосковский и Пречистенский доплитные грабены северо-западной ориентировки.

Нижегородская моноциналь, занимающая юго-восточную часть бортовой зоны, протягивается на 380 км. Ширина ее увеличивается с запада на восток от 100–150 до 200–250 км. Помимо закономерного наклона в северо-западном направлении, к центру синеклизы (на западе до отметок –1.4...–1.6 км, в центре и на юго-востоке – до –2...–2.2 км) моноциналь испытывает также погружение и с запада (где отметки –1.2...–1.3 км) на восток (здесь отметки –1.9...–2 км). В отличие

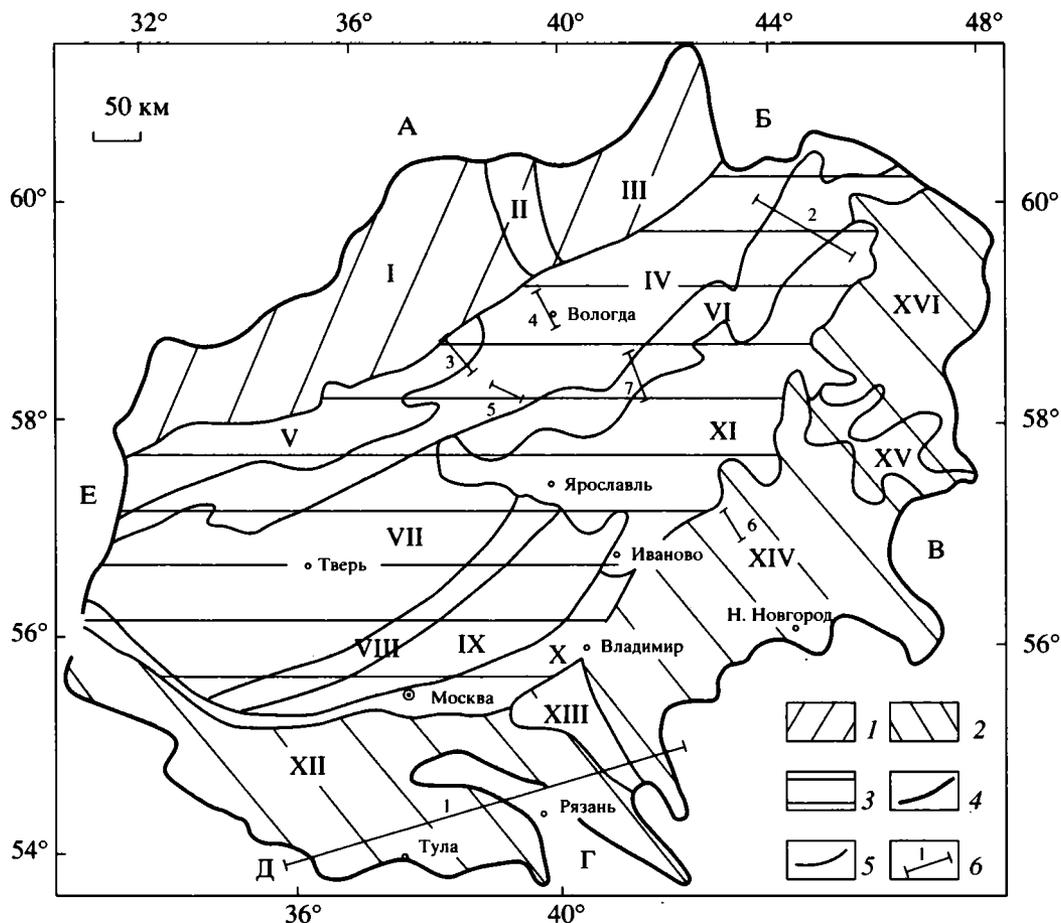


Рис. 4. Схема основных элементов структуры Московской синеклизы.

1, 2 – бортовые зоны: 1 – северо-западная, 2 – юго-восточная; 3 – Среднерусская система дислокаций; 4, 5 – границы: 4 – Московской синеклизы, 5 – структурных элементов; 6 – положение рис. 2 и 3: 1 – рис. 2, А, 2 – рис. 2, Б, 3 – рис. 3, I, 4 – рис. 3, IIа, 5 – рис. 3, IIб, 6 – рис. 3, III, 7 – рис. 3, IV.

Римскими цифрами указаны, моноклинали: I – Ладужская, III – Кубенская, XII – Тульская, XIV – Нижегородская, XVI – Шарьинская, прогнутые зоны: IV – Максатихинско-Тарногская, VIII – Дмитровско-Ярославская, X – Подмоскотно-Владимирская; прогибы: II – Воже-Лачский, XI – Галичский, XIII – Касимовский, XV – Макарьевский; мегавалы: V – Крестцовско-Молоковский, VI – Рыбинско-Сухонский; приподнятые зоны: VII – Нелидовско-Торжокская, IX – Истринско-Ростовская.

Буквами указаны сопредельные с Московской синеклизой тектонические элементы: А – Балтийская моноклираль, Б – Лузская седловина, В – Волго-Уральская антеклиза, Г – Рязано-Саратовский прогиб, Д – Воронежская антеклиза, Е – Латвийская седловина.

от Тульской, на Нижегородской моноклинали установлено большее количество крупных по площади структур – Южинский (70 × 30 км), Вязниковский (Гороховецкий) (50 × 20 км), Решминский (75 × 35 км) своды, Окско-Клязьминский (100 × 45 км), Нейско-Кстовский (250 × 70 км), Семеновский (70 × 30 км) структурные носы. Последние веерообразно в субмеридиональном направлении “отходят” от Токмовского выступа фундамента. Каждый из выделенных элементов осложнен более мелкими поднятиями.

Шарьинская моноклираль расположена в северо-восточной части бортовой зоны. Протяженность ее составляет 250 км, ширина меняется от

130–150 км на юге до 120–140 км на севере. Поверхность вендских отложений погружается к западу, в направлении центральных районов синеклизы до отметок –1.9...–2.1 км, а также наклонена с северо-востока (отметки –1.7...–1.8 км) на юго-запад (отметки –1.9...–2 км). Моноклираль осложнена валами (Рождественский, Ветлужский) и структурными носами (Унжинский, Пыщугский, Гагаринский), ориентированными в разных направлениях. Их размеры существенно меньше, чем у аналогичных структур Нижегородской моноклинали.

Остальную часть Московской синеклизы занимает обширный и сложнопостроенный тектонический элемент – Среднерусская система дислокаций.

Она образована крупными линейными структурами положительного и отрицательного знака, вытянутыми согласно простиранию синеклизы с юго-запада на северо-восток, т.е. длина этой системы составляет не менее 1000 км. Ширина ее на северо-востоке не превышает 120–140 км, в центре она увеличивается до 290–340 км, а на юго-западе – вновь уменьшается до 170–180 км. Чередование в ее пределах прогнутых и приподнятых зон придает этому элементу специфический гофрированный вид. Более ярко это проявляется в юго-западной части системы.

В региональном плане по морфологическим и гипсометрическим особенностям Среднерусская система дислокаций разделяется на две части, имеющие примерно равную протяженность: северо-восточную и юго-западную, границу между которыми условно можно отождествлять с Рыбинским глубинным разломом. Максимальная (270–290 км) ширина северо-восточной части отмечена на западе. К востоку она постепенно уменьшается до 120–140 км. В ее пределах установлены наибольшие для синеклизы отметки залегания вендской поверхности – более -2 км. Юго-западная часть максимальной (330–340 км) ширины достигает на востоке. Отсюда она уменьшается в западном направлении до 170–180 км, где отметки залегания вендской поверхности не превышают -1.4...-1.8 км. Следует отметить, что северо-западная граница Среднерусской системы дислокаций практически прямолинейна и столь резкие вариации ширины этой структуры связаны с изрезанностью и волнистостью ее юго-восточной границы.

На северо-востоке Среднерусской системы дислокаций ее осевую часть образует протяженная зона приподнятого залегания вендских отложений, имеющая инверсионную природу, – Рыбинско-Сухонский мегавал (см. рис. 2, Б). Эта структура, как свидетельствует ее название, расположена между Рыбинским водохранилищем и нижним течением р. Сухоны. Протяженность ее достигает 530 км, ширина меняется от 10–20 до 60–80 км. Рыбинско-Сухонский мегавал не оконтуривается замкнутой изогипсой, а представляет собой набор разных по размерам и морфологии поднятий, кулисообразно подставляющих одно другое и имеющих более крутые северо-западные крылья. Приурочены они к единой испытывающей ундуляцию оси, в общих чертах отвечающей Солигаличскому, Любимскому и Рослятинскому грабенам Среднерусского авлакогена. Над первым из них расположены Сухонский (Кулибаровский) и Солигаличский валы, Дьяконовское поднятие. В зоне, отвечающей этим структурам, поверхность вендских отложений погружается с востока на запад более чем на 1 км. Сухонский вал представляет собой наиболее крупную структуру, в контуре изогипсы -1.2 км его размеры 145 × 35 км, амплитуда

да – около 200 м. Солигаличский вал занимает более низкое гипсометрическое положение, от Сухонского вала его отделяет крутая высокоградиентная флексура, наследующая Вельский глубинный разлом. В контуре изогипсы -1.8 км размеры вала 83 × 22 км. Материалы бурения (в западной части вала пробурено семь скважин, достигших вендских отложений) и сейсморазведки позволяют оценить амплитуду структуры не менее чем в 300 м. Длина Дьяконовского поднятия в контуре изогипсы -2 км составляет 40 км, ширина его в восточной части не превышает 5–7 км, в западной – увеличивается до 15 км. Амплитуда структуры – около 100 м.

Западнее, в зоне Любимского грабена расположены одноименный вал и Рыбинский свод. Последний многие годы рассматривается в качестве западного окончания Рыбинско-Сухонского мегавала. Однако лишь северная его часть расположена над Любимским грабеном, южная же отвечает Рыбинскому выступу фундамента, т.е., в отличие от остальных структур, составляющих мегавал, Рыбинский свод имеет изометричную форму и “выходит” за пределы Среднерусского авлакогена, прослеживаясь южнее ограничивающего его Любимского глубинного разлома. В контуре изогипсы -2 км размеры свода 80 × 40 км, амплитуда его по материалам бурения и сейсморазведки превышает 150 м. Любимский вал в плане выделяется в виде восьмерки, длина которой около 60 км. Ширина его восточной части составляет 10 км, наиболее узкой, центральной, не превышает 3–5 км, а западной – увеличивается до 20 км. Амплитуда структуры достигает 100 м.

В восточной части Рыбинско-Сухонский мегавал расширяется и здесь появляется “вторая”, или “южная”, линия составляющих его структур. Она представлена Рослятинским валом (150 × 12 км, амплитуда – до 100 м), расположенным над одноименным доплитным грабеном, и выделяющимися к востоку от него Стрельновским (40 × 8 км) и Старопочинокским (30 × 7 км) поднятиями. У этих структур, в отличие от складок “северной линии”, более крутыми являются юго-восточные крылья.

На севере и юге Рыбинско-Сухонский мегавал сопряжен с глубокими прогибами – Грязовецко-Тарногским и Галичским, в которых поверхность вендских отложений погружена по сравнению с его сводовой частью соответственно на 1.5 и 1.8 км. Галичский прогиб (500 × 60–130 км), ограничивающий мегавал с юга, отличается прихотливыми границами, наличием более крутого северного (прилегающего к мегавалу) борта и заметным смещением осевой части в северном направлении, наибольшими для синеклизы глубинами залегания поверхности вендских отложений (до -2.9 км) и смещением этой наиболее погруженной зоны к его западной

периклинали. В пределах прогиба выделяются Чухломское и Буйское поднятия.

Грязовецко-Тарногский прогиб (440×130 км в наиболее широкой части), ограничивающий Рыбинско-Сухонский мегавал с севера, представляет собой восточную более погруженную и более широкую часть Максатихинско-Тарногской прогнутой зоны. На карте он вырисовывается в виде прогнута построенной, по сравнению с Галичским прогибом, структуры. Но, как уже отмечалось выше при описании северо-западного борта, эта часть синеклизы отличается очень невысокой изученностью. Прогиб асимметричен, с более крутым (сопряженным так же, как и у Галичского прогиба, с Рыбинско-Сухонским мегавалом) южным бортом. Также смещена к западу и наиболее прогнутая (-2.6 км) часть прогиба.

В районе северо-западного периклинального окончания Грязовецко-Тарногского прогиба выделяется Вологодский свод. Он расположен над высокоамплитудным и ярко выраженным одноименным выступом фундамента, разделяющим Любимский (на юге) и Крестцовский (на севере) грабены Среднерусского авлакогена (см. рис. 3). В вендских отложениях контрастность этой структуры существенно уменьшается. Сейсморазведкой установлено, что Вологодский свод прослеживается и значительно южнее Бологоевского разлома, ограничивающего с юга Крестцовский доплитный грабен. В контуре замкнутой изогипсы -2.2 км размеры свода составляют 50×30 км, амплитуда не превышает 100 м. Структура практически не изучена. Лишь два региональных профиля МОГТ пересекают ее на далеких периклинальных окончаниях, на значительном удалении от предполагаемого замкнутого контура. Также на далеких периклинальных погружениях оказались и пробуренные ранее скважины – 1 Вологодская (на северо-востоке) и 1 Пошехонская (на юго-западе). Отсутствие достаточного количества геолого-геофизической информации не позволяет детализировать строение этого поднятия и достаточно корректно объяснить его структурную позицию. В настоящее время трудно однозначно ответить на вопрос: а в пределах какого прогиба расположен Вологодский свод – в пределах Грязовецко-Тарногского или Максатихинского? Или, может быть, он разделяет эти структуры? Не исключен и такой вариант: Вологодский свод представляет собой восточное периклинальное окончание Крестцовско-Молоковского мегавала (так же, как и Рыбинский свод, – Рыбинско-Сухонского мегавала). Предположение не лишено оснований по той причине, что эти своды похожи и по морфологическим особенностям, и по своему положению относительно структур фундамента и доплитного чехла, и тем, что обе “выходят” за пределы глубинных разломов, ограничивающих грабены Среднерусского авлакогена.

Западная часть системы дислокаций отличается от восточной большей дифференциацией составляющих ее структур. В региональном плане здесь выделяются три положительных и три отрицательных элемента. На севере расположен уже упоминавшийся Крестцовско-Молоковский мегавал – структура, связанная с одноименной системой грабенов Среднерусского авлакогена. По своему строению и генезису он, по-видимому, аналогичен Рыбинско-Сухонскому мегавалу, но сразу же отметим значительно меньшую его изученность. Исключением является лишь район Северо-Молоковского поднятия, подготовленного площадными работами МОГТ к бурению на нем параметрической скважины. Мегавал вытянут в субширотном направлении. Длина его достигает 400 км, ширина на большей части составляет около 70 км и лишь на востоке уменьшается до 30–35 км. Мегавал образован цепочкой поднятий, имеющих более крутые южные крылья, которые, как и в пределах Рыбинско-Сухонского мегавала, не ограничены замкнутой изогипсой. По-видимому, они также группируются в две линии – “северную” составляют Романовский вал, Бологоевское и Воскресенское поднятия, “южную” – Молоковский вал и Северо-Молоковское поднятие.

Самым крупным по площади положительным элементом на территории Московской синеклизы (на современном этапе ее изученности) является Нелидовско-Торжокская приподнятая зона, отделенная от Крестцовско-Молоковского мегавала Максатихинским прогибом (320×35 км). Последний представляет собой западный менее погруженный (с отметками $-1.1 \dots -1.5$ км) и более узкий элемент Максатихинско-Тарногской прогнутой зоны. Протяженность Нелидовско-Торжокской приподнятой зоны достигает 410 км, ширина – 150–160 км. На востоке она уменьшается до 120 км, на западе – до 90 км. Вендские отложения залегают в гипсометрическом интервале $-0.7 \dots -1.7$ км, обрисовывая обширную и достаточно плоскую пластообразную структуру. Градиент погружения пород в северном направлении составляет 0.3–0.4 км, в восточном – достигает 1 км. Нелидовско-Торжокская зона осложнена серией линейных структур, вытянутых, за исключением Нелидовского вала, согласно ее простиранию. Волжский (120×30 км) и Кашинский (120×25 км) валы, выделенные в зоне Тверского доплитного грабена, расположены над рифейскими горстообразными блоками его осевой части. Данных об их строении немного, каждый пересечен лишь одним региональным профилем МОГТ, нет в их пределах и скважин. По мере уточнения строения эти поднятия могут составить единую структуру, т.е. еще один мегавал (условно назовем его Волжско-Кашинским), аналогичный Рыбинско-Сухонскому и Крестцовско-Молоковскому.

Истринско-Ростовская приподнятая зона ограничена Дмитровско-Ярославской и Подмоскотно-Владимирской прогнутыми зонами – протяженными (соответственно 300 и 600 км) узкими (до 20–35 км) и достаточно глубокими депрессиями. В юго-западном направлении они постепенно сближаются и в районе Гжатска соединяются между собой, а на северо-востоке раскрываются в Галичский прогиб. Выделяющаяся между ними Истринско-Ростовская приподнятая зона имеет протяженность до 300 км, максимальная ширина ее (на востоке) достигает 80 км. В этом же направлении происходит и погружение вендской поверхности, градиент которого составляет не менее 0.7 км.

АНАЛИЗ СТРУКТУРНЫХ СООТНОШЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ С БОЛЕЕ ГЛУБОКИМИ РАЗДЕЛАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Поверхность вендских отложений Московской синеклизы, наряду с существенным перепадом глубин и значительной тектонической расчлененностью, характеризуется и достаточно сложным структурным рисунком. В структуре преобладают линейные элементы как положительного, так и отрицательного знака, образующие сложную и взаимосвязанную систему. Пространственные соотношения подошвы и кровли верхневендских отложений свидетельствуют о принципиальных совпадениях региональных структурных планов. Сравнение же последней с рельефом фундамента [2] показывает следующее. В бортовых зонах синеклизы, т.е. в области практически повсеместного отсутствия рифейско-нижневендских образований, там, где на породах фундамента залегают непосредственно верхневендские отложения, прослеживаются, и достаточно наглядно, принципиальные совпадения их структурных планов, выражающиеся в том, что элементы того или иного знака, выделенные по поверхности вендских отложений, являются отражением аналогичных структур поверхности фундамента. Это отмечается как для положительных структур (Северо-Белозерское, Бологоевское, Южинское, Решминское поднятия, Пестовский, Окско-Клязьминский, Нейско-Кстовский структурные носы), так и для прогибов, отвечающих одноименным грабенам. И для прогибов, в которых отсутствуют рифейско-нижневендские породы (Касимовский, Макарьевский), и для прогибов, выполненных ими (Воже-Лачский, Вельский). Иными словами, в бортовых зонах синеклизы поверхность венда отражает, но, как правило, в более сглаженном виде, морфологические особенности поверхности фундамента.

Существенно иные соотношения отмечаются в пределах Среднерусской системы дислокаций.

Преимущественные совпадения структурных планов прослежены в той ее части, где в разрезе отсутствуют образования доплитного чехла. Это характерно для Нелидовско-Торжокской и Истринско-Ростовской приподнятых зон, Максатихинско-Тарногской прогнутой зоны. Лишь в Галичском прогибе встречаются более разнообразные их соотношения: он “наложен” на структуры фундамента разного знака – как на отрицательные элементы его поверхности, так и на положительные. Например, в структуре вендских отложений не только не находит отражения Буйское поднятие поверхности фундамента, а наоборот, именно над ним расположен наиболее погруженный (отметки более –2.5 км) участок залегающий их поверхности. В то же время, например, Чухломскому поднятию, выделяемому в осевой части прогиба, в фундаменте отвечает северо-восточная часть Судиславского грабена, являющегося продолжением Рослятинского.

Наиболее же ярко подобная картина проявляется в области развития рифейско-нижневендских отложений, фиксирующих доплитные грабены Среднерусского авлакогена. Так как здесь были сформированы структуры разного генезиса и строения (сквозные, погребенные, инверсионные), то, наряду с совпадением структурных планов, прослеживается, и также достаточно наглядно, резкая их дисгармония. Унаследованность структурных планов установлена для Подмоскотно-Владимирской и Дмитровско-Ярославской прогнутых зон. Следует только отметить нивелировку, часто довольно существенную, и заметное выполаживание этих структур вверх по разрезу. В их пределах по поверхности доплитного чехла также прослеживаются неглубокие и пологие прогибы. По поверхности же фундамента им отвечают грабенообразные прогибы, морфологически выраженные более ярко.

Дисгармония структурных планов установлена для Рыбинско-Сухонского и Крестцовско-Молоковского мегавалов. По поверхности доплитного чехла эти структуры имеют специфическое блоковое строение с широким присутствием разломов – им отвечают выступы рифейских пород в осевых частях грабенов, группирующиеся в протяженные поднятия, которые сопряжены с глубокими депрессиями. По поверхности же фундамента этим мегавалам отвечают ярко выраженные глубокие грабенообразные прогибы, выполненные мощными толщами рифея – нижнего венда. Таким образом, при характеристике взаимоотношений структурных планов этих структур можно говорить об их совпадении по поверхности вендских отложений и поверхности доплитного чехла и, в свою очередь, несовпадении их с поверхностью фундамента. Это связано с тем, что в пределах указанных элементов установлено проявление тектонической инверсии, т.е. в своем разви-

тии они претерпели кардинальные изменения знака движения. Из ярко выраженных отрицательных структур (грабен) на доплитном этапе на плитном они превратились в не менее ярко выраженные положительные структуры (мегавалы). Процесс инверсии привел к тому, что из зон конседиментационного прогибания в рифее и раннем венде в позднем венде и раннем палеозое они превратились в зоны конседиментационного поднятия. Поэтому эти инверсионные структуры и характеризуются следующей спецификой: в их сводовых частях на рифейские и нижневендские породы приходится не менее 40–50% мощности осадочных образований и, наоборот, верхневендские и нижнепалеозойские отложения отличаются сокращенными, и часто существенно, мощностями по сравнению с другими участками синеклизы. На некоторых площадях установлено и вовсе отсутствие последних.

Отметим также, что достаточно уверенно и четко прослеженная нами [2] в рельефе фундамента зона дислокаций северо-западного направления по поверхности вендских отложений практически не находит отражения. Еще раз повторим, что региональная структура вендских отложений отличается преобладающими северо-восточными простираниями. И лишь на отдельных участках синеклизы намечаются фрагменты, совпадающие с этой зоной (южная часть Нейско-Кстовского структурного носа, Решминский свод, западная часть Галичского прогиба, Вологодский свод).

ПРОБЛЕМА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

Проведенное изучение верхневендских отложений Московской синеклизы позволило выделить по их поверхности достаточно многочисленную систему крупных положительных структур, которые могут контролировать зоны нефтегазонакопления. Анализ внутреннего строения этой толщи показывает, что она характеризуется наличием предосылок, позволяющих достаточно высоко оценить перспективы ее нефтегазоносности.

По данным многочисленных исследований в этих породах существовали условия, благоприятные как для генерации нефти и газа, так и для аккумуляции и консервации их в промышленных объемах. Специфика седиментогенеза предопределила ритмичный и слоистый характер разреза, в котором чередуются не только коллекторы и покрывки. В нем также установлено широкое присутствие прослоев темноцветных пород, формировавшихся преимущественно в восстановительных геолого-геохимических обстановках, благоприятных для накопления органического вещества, его сохранения и дальнейшего преобразования. Установлено [1] два стратиграфических

уровня распространения потенциально нефтематеринских пород: один связан с нижней частью разреза верхнего венда, другой – с его верхней частью.

Начало раннесинеклизного этапа в развитии Московского осадочного бассейна характеризовалось активным тектоническим режимом, сменившимся затем менее мобильной тектонической обстановкой, что привело к формированию в верхневендском комплексе многочисленных структур разных морфологических и генетических типов. Неравномерное развитие каледонской трансгрессии и проявление колебательных движений земной коры способствовали достаточно резким сменам фациальных обстановок, часто приводящих к дискретному распространению отдельных интервалов разреза и широкому развитию проградационных клиноформ. В результате верхневендская толща отличается сложным внутренним строением, основные детали которого достаточно наглядно показывают современные материалы МОГТ (см. рис. 3). Они позволяют охарактеризовать ее сейсмоструктурные и сейсмофациальные особенности, выявить и изучить многочисленные локальные осложнения волновой картины и волновые неоднородности, фиксирующие интенсивную структурную дифференциацию и структурные несоответствия, и часто довольно резкие, внутри этой толщи, связанные и с поднятиями разной морфологической выраженности (иногда очень яркой), и с разломами, и с зонами выклинивания и замещения пород, т.е. широкий набор разнообразных дислокаций, которые могут представлять поисковый интерес. Эти особенности строения поздневендского природного резервуара позволяют ожидать в нем развития ловушек разного типа.

С позиций изучения ловушек структурного типа весьма важными представляются результаты сейсмических работ на Северо-Молоковской площади, расположенной на южном склоне Крестцовско-Молоковского мегавала. Здесь выявлено и изучено локальное поднятие, относительно крупное по площади (его размеры по сейсмическому отражающему горизонту, связанному с поверхностью вендских отложений, составляют 17 × 11 км, амплитуда – 60–70 м), но достаточно простое по строению. Анализ на примере этой складки соотношений структурных планов по разрезу верхнего протерозоя–нижнего палеозоя показывает принципиальную их унаследованность, несмотря на установленные смещения свода, изменения ориентировки, размеров и амплитуды.

Материалы по региональным профилям МОГТ показывают, что такие относительно простого строения антиклинальные структуры, надежно картируемые современными сейсмическими методами, по-видимому, достаточно широко распространены на территории Московской синеклизы.

Поэтому можно предположить, что часть ловушек (возможно, и немалая) поздневендского резервуара будет связана с антиклинальными складками (некоторые из них являются структурами конседиментационного облекания рифейских горстообразных выступов в Среднерусском авлакогене), в той или иной степени осложненных стратиграфическими, литологическими или тектоническими экранами.

Данные бурения и, главным образом, сейсморазведки позволяют предполагать, что помимо них в верхневендских отложениях должны быть не менее широко развиты и более труднокартируемые неантиклинальные ловушки. Они могут быть расположены за пределами локальных поднятий и связаны с зонами выклинивания и фациального замещения пронизываемых горизонтов, подводными выносами палеорусел в область шельфа (как мелководного, так и относительно глубокого), а также с зонами стратиграфических несогласий. Об этом свидетельствуют литологические особенности разреза, чередование и взаимозамещение в нем глинистых и песчаных толщ по вертикали и латерали.

Изложенное свидетельствует о достаточно веских аргументах в пользу промышленной нефтегазоносности верхневендских отложений Московской синеклизы. Учитывая отмеченные выше их особенности, при выделении наиболее перспективных локальных объектов первоочередной задачей научных обобщений с целью оптимизации поискового процесса является проведение

литолого-фациальных и палеогеографических исследований в комплексе с изучением аномальных зон в сейсмическом волновом поле, что позволит обосновать площадное распространение как пород с улучшенными коллекторскими свойствами, так и наиболее крупных ловушек разных типов. Практическая реализация намеченных исследований должна привести к открытию в этом экономически развитом регионе залежей нефти и газа и созданию здесь на их основе собственной базы по добыче углеводородного сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурзин М.Б., Кузьменко Ю.Т., Аксенов Е.М. Венд Московской синеклизы: детальная стратиграфия, история развития и обстановки накопления потенциально нефтематеринских пород // Малоизученные нефтегазоносные комплексы европейской части России (прогноз нефтегазоносности и перспективы освоения). Тезисы докладов. М.: ВНИГНИ, 1997. С. 62–63.
2. Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л. Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. № 3. 1997. С. 31–40.
3. Кузьменко Ю.Т., Бурзин М.Б. Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы: Объяснительная записка. М.: ИГиРГИ, 1996. 46 с.

Рецензенты: Н.В. Короновский, Ю.Г. Леонов

Tectonics of the Upper Vendian Deposits of the Moscow Syncline: Implications for Hydrocarbon Potential

T. V. Vladimirova*, I. N. Kapustin**, and D. L. Fedorov*

*Rifei Scientific and Technical Center, Moscow, Russia

**Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences,
ul. Kosygina 19, Moscow, 117975 Russia

The regional structure of the surface of Vendian deposits in the Moscow syncline has been studied using the 1992–1998 CDP records and drilling data correlated with the new, 1996, Vendian stratigraphic scheme. The relationships between this surface and older crustal sections reveal a broad spectrum of whole-cover, buried, and inversion structures. These structures might control potential zones of HC accumulation and traps of different types.

УДК 551.242.22(5-012)

ТИПЫ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОКА АЗИИ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, МАГМАТИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

© 1998 г. Е. Н. Меланхолина

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 15.05.97 г.

Обсуждается типизация задуговых бассейнов востока Азии, основанная на рассмотрении эталонных объектов (тектонотипов) и сравнимых с ними структур. Устанавливается существование трех основных типов бассейнов: 1) реликтовых, отчлененных от океана (Алеутская котловина Берингова моря); 2) спрединговых, созданных в результате новообразования океанической коры (котловины Филиппинского моря), и 3) рифтинговых, созданных в результате раздвигообразования в верхней коре при ограниченном развитии синхронного базальтового магматизма (котловины Японского моря). Для каждого из типов бассейнов показана достаточная устойчивость комплекса признаков – геофизических, геологических и геохимических, определяющая их специфичность.

Развитие в задуговой зоне тектонических процессов высоких энергий связывается предположительно с постоянным контрастным сочетанием и взаимодействием крупных объемов аномальной низкоскоростной мантии и погружающейся под них высокоскоростной океанической плиты. Образование низкоскоростной мантии объясняется разуплотнением материала в результате действия задуговых растяжений, вызывающих, возможно, и его разогрев. При общем сходстве мантийной структуры в задуговых бассейнах разных типов обнаруживаются несомненные различия в их коровой структуре и способе образования. Причины различий могут заключаться как в реологических свойствах коры и самых верхов мантии этих бассейнов, степени их близости к Тихому океану, так и в специфике полей напряжений, определяемых ориентировкой данного участка конвергентной границы.

Проблема образования окраинных морей в задуговых зонах островодужных систем остается на протяжении длительного времени одной из ключевых в тектонических исследованиях. При ее обсуждении наиболее ранние гипотезы предлагали механизм погружения континентальных областей вследствие подкоровой или же верхнекоревой эрозии, океанизации и других процессов [1, 52, 56, и др.]. В дальнейшем для некоторых окраинноморских бассейнов были получены доказательства отчленения от океана [21, 39 и др.]. Но наиболее распространенными стали представления о раскрытии бассейнов в результате рифтинга и задугового спрединга [2, 3, 9, 11, 14, 17, 18, 21, 27, 49, 50, 71 и др.]. При этом вначале многие авторы предполагали единый механизм образования для всех окраинных морей. Так, Д. Каригом [9] постулировалась общность их происхождения в ходе задуговых растяжений, а классификация проводилась по различиям в возрасте и современной тектонической активности.

Более чем полувековое изучение показало несомненное разнообразие окраинноморских бассейнов при общем сходстве их роли в структуре островодужных систем. Уже в 1970-х годах было выявлено существование двух типов бассейнов: новообразованных и остаточных, обнаруженных

как в современных окраинных морях, так и среди их палеоаналогов [21, 23]. Сейчас для новообразованных бассейнов развитие типичного задугового спрединга можно считать доказанным только в пределах Филиппиноморской и Тонганской приокеанических систем [29, 30, 61, 65 и др.]. В приконтинентальной полосе активной окраины скорее всего следует предполагать сравнительно малую роль базальтовых излияний [16].

Выяснение типов окраинноморских бассейнов становится все более необходимым для преодоления схематичности региональных геодинамических построений. Вместе с тем, все более расширяется круг данных для сравнительно-тектонического анализа бассейнов. В этой статье мы стремились использовать не только данные по тектоническому положению и структуре дна, но и по характеру магматизма, полученные для ряда морей. Комплексный анализ всего материала должен обеспечить как правильное понимание ряда частных вопросов региональной тектоники, так и достаточную корректность обсуждаемой типизации окраинных морей и выявить узловые вопросы для дальнейшего определения способов реализации задуговых растяжений и глубинности процессов в зонах разного типа.

ТИПЫ ОКРАИННОМОРСКИХ БАССЕЙНОВ

Окраинные моря тихоокеанского обрамления включают разнородные структуры с океанической, субокеанической и субконтинентальной корой. Разного размера микроконтиненты и остаточные островные дуги разделяют отдельные глубоководные котловины, нередко разновозрастные (рис. 1). Для последних устанавливается принадлежность к трем основным типам бассейнов: 1) отчлененных от океана, 2) созданных в результате спрединга и новообразования коры и 3) созданных в результате рифтинга при ограниченном развитии синхронного базальтового магматизма.

Такая типизация задуговых бассейнов основывается прежде всего на рассмотрении эталонных объектов (тектонотипов), наиболее полно изученных и несущих основные черты данной группы структур. В первом случае это Алеутская котловина Берингова моря, во втором – Филиппинское море и в третьем – Японское. Все они связаны с кайнозойскими островными дугами, имеющими в первом случае субширотное простирание, во втором – субмеридиональное и в третьем – северо-восточное. Кроме того, известны такие зоны краевого спрединга, как Тасманская, не связанные непосредственно с островодужными системами и в данной статье не рассматриваемые. Наша типизация задуговых бассейнов во многом перекрывается с предложенными другими авторами (см., например, [3, 24, 27, 71]). Но основное внимание в статье обращено на самостоятельный тип рифтинговых структур, отличающихся от спрединговых весьма ограниченным и незакономерным новообразованием коры в зонах деструкции. Давая это название, мы используем самое широкое понимание терминов рифтинг и рифт. Рифт рассматривается нами как крупномасштабная грабеновая структура, ограниченная вдоль одного или обоих бортов сбросами (или сбросо-сдвигами) со встречным наклоном сместителей и образованная в результате действия растягивающих напряжений, главная ось которых близка к горизонтальной. При таком понимании рифтов вулканический рифт представляет лишь одну из их разновидностей.

БАССЕЙНЫ РЕЛИКТОВОГО ТИПА

Существование этой группы окраинноморских бассейнов предполагалось достаточно давно на основании геологических и магнитометрических данных по Берингову морю [21, 38]. Работы последнего времени [40] показали сложность картины магнитных аномалий в **Алеутской котловине** и трудность их корреляции с магнитной временной шкалой. Тем не менее они подтвердили наличие здесь системы закономерно расположенных субмеридиональных полосовых аномалий и неболь-

ших трансформных разломов, связанной, вероятно, с формированием коры плиты Кула (рис. 2). На юге и юго-востоке структуры Алеутской дуги и желоба располагаются резко дискордантно по отношению к этой древней системе магнитных аномалий. В северном обрамлении котловины обнаруживаются элементы позднемезозойской континентальной окраины.

Разрез кристаллической части коры в Алеутской котловине – типично океанический, мощностью около 7 км, с присутствием в кровле образований 2-го слоя со скоростями 3.5–5.8 км/с (см. рис. 1) [37, 66]. Последние имеют мощность 1–2 км (редко 3–4 км) и местами разделены на два подслоя, как и в северной части Тихого океана. Океанический разрез коры имеет и поднятие Умнак в восточном углу котловины [33, 39], напоминающее океанические поднятия Шатского, Магелланово и другие, но меньшее по масштабу. Мощность коры здесь возрастает до 9–14 км при повышении дна на 1 км. Значительная мощность осадков (3–4 км и более) позволяет считать кору Алеутской котловины субокеанической. Ширина зоны с реликтовой субокеанической корой составляет 500–600 км.

Океанические породы Алеутской котловины пока не изучены. Их аккреционные аналоги титон-кампанского возраста присутствуют, по-видимому, в пакетах покровных пластин на поднятии Ширшова, в Олюторской и Эконайской зонах Корякского нагорья. В последней они наиболее детально исследованы в составе Янранайского комплекса [7]. Это базальты, как близкие по петрохимическим характеристикам к типу MORB, так и щелочные; красные яшмы, иногда глинистые яшмы, серые кремни, гиалокластиты, железо-марганцевые прослои, известняки и калькарениты, а в верхах – преимущественно терригенные образования, нередко имеющие характер турбидитов. Малая мощность кремнистых отложений в нижней части разреза, отсутствие в них терригенной составляющей свидетельствуют о пелагических условиях седиментации. Появление и значительная роль терригенных пород в слоях, начиная с кампанских или иногда более древних, соответствуют приближению к континенту участка перемещавшейся океанической плиты. При последующем скупивании все эти образования были совмещены с покровами нижнекорового полосчатого комплекса дунит-верлит-габбрового состава.

Такие океанические комплексы, обнаженные в Эконайской и других зонах северо-западного обрамления Алеутской котловины, образуют древнюю аккреционную призму. На северо-востоке, вдоль края современного беринговского шельфа, сохранились ненарушенные реликты позднемеловой (маастрихт-даний) активной окраины, которые косо секут океанические структуры Алеутской

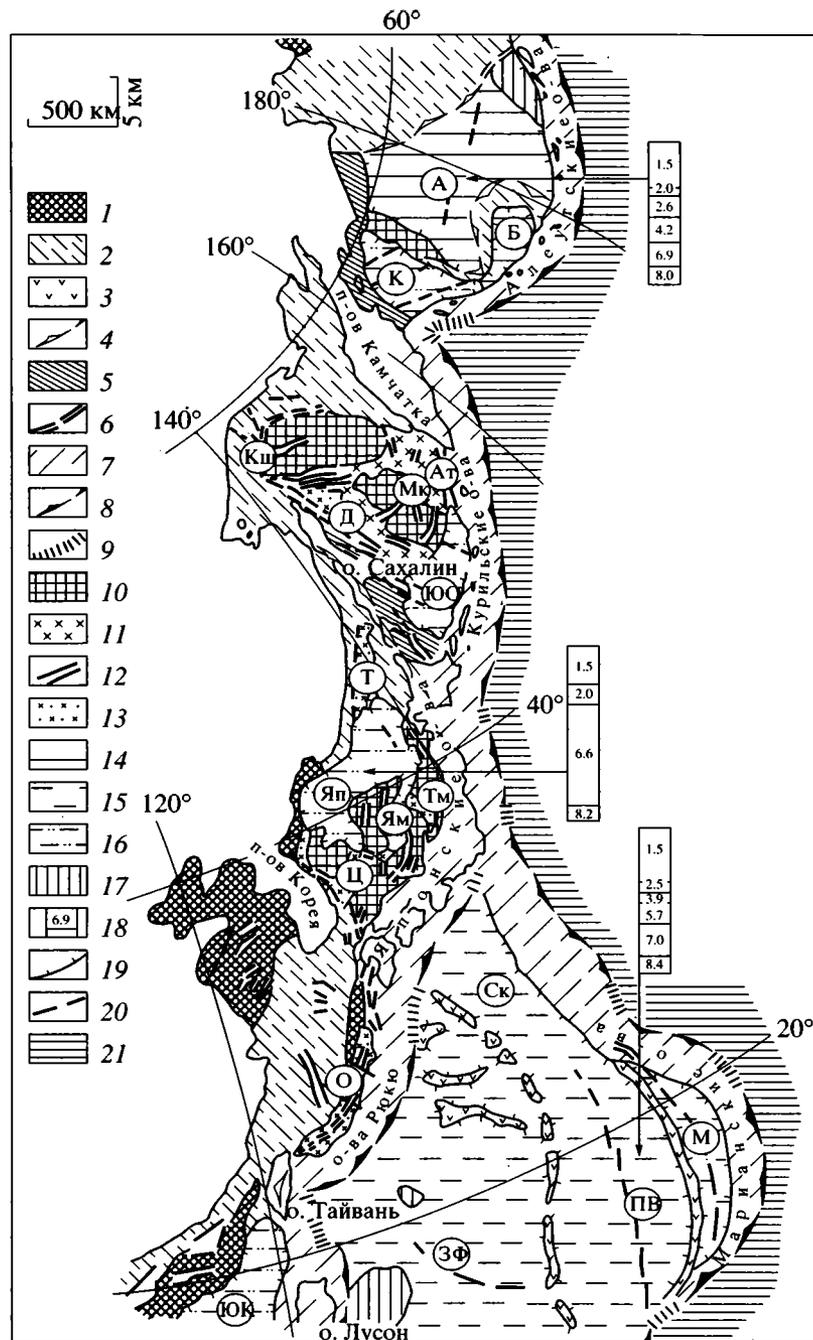


Рис. 1. Схема тектоники окраинных морей востока Азии (с использованием [2, 6, 10, 16, 17, 19, 25, 26, 29, 32, 39, 40, 48, 58, 59, 62, 66, 69]).

1 – области континентальной коры мелового, палеозойского и докембрийского возраста; 2–6 – палеоструктуры активной окраины, позднемезойские, в системах Бауэрс и Филиппиноморской – преимущественно палеогеновые: 2 – вулканические пояса, палеодуги и палеожелоба без разделения, 3 – оставленные островные дуги, 4 – палеосубдукционные зоны, 5 – зоны аккреции, 6 – сутуры; 7–9 – структуры современной континентальной окраины: 7 – системы островной дуги – желоба, 8 – зоны субдукции, 9 – зоны коллизии; 10–13 – участки начальной деформации континентальной коры: 10 – микроконтиненты, 11 – площади их раздробления, 12 – трог и грабены, 13 – котловины с утонением и выклиниванием “гранитного” слоя; 14–16 – задуговые бассейны с океанической корой: 14 – реликтового типа, 15 – спредингового типа, 16 – рифтингового типа; 17 – зоны сжатия – океанические поднятия; 18 – коровые разрезы (с цифрами сейсмических скоростей); 19 – ограничения структур с океанической корой, включая разломы континентального склона; 20 – разломы разного генезиса; 21 – Тихоокеанская плита. Буквами в кружках обозначены: котловины: А – Алеутская, К – Командорская, Б – Бауэрс, ЮО – Южно-Охотская, Яп – Японская, Ям – Ямато, Ц – Цусимская, ЮК – Южно-Китайская, ЗФ – Западно-Филиппинская, Ск – Сикоку, ПВ – Паресе-Вела, М – Марианская; Д – впадина Дерюгина; трог: Кш – Кашеярова, Мм – Макарова, Ат – Атласова, Т – Татарского пролива, Тм – Тояма, О – Окинава.

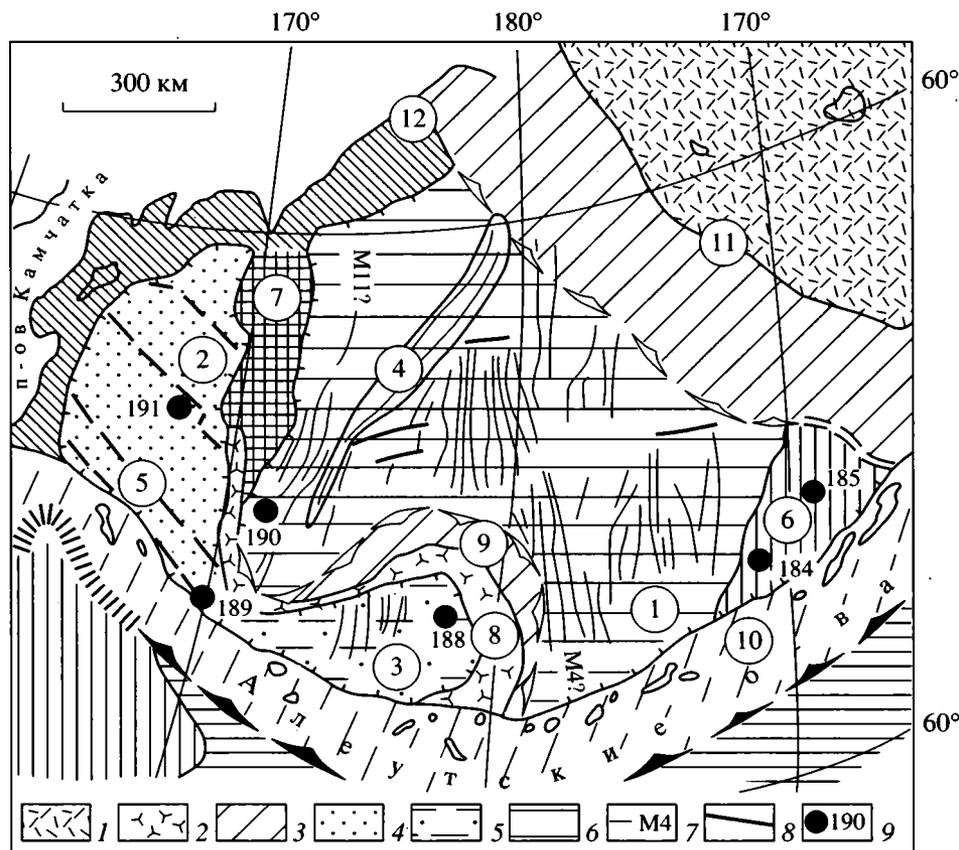


Рис. 2. Тектоническая схема Берингова моря (с использованием [3, 32, 39, 40, 48]).

1–3 – позднемезозойские и раннепалеогеновые структуры континентальной окраины: 1 – вулканический пояс, 2 – палеодуга, 3 – палеожелоба; 4–6 – задуговые бассейны с океанической корой разного возраста: 4 – миоцен-плиоценового, 5 – раннепалеогенового (?), 6 – мелового; 7, 8 – свидетельства спрединга: 7 – полосовые магнитные аномалии, 8 – трансформные разломы; 9 – скважины глубоководного бурения. Остальные условные обозначения см. на рис. 1. Цифрами в кружках обозначены: 1–3 – котловины: 1 – Алеутская, 2 – Командорская, 3 – Бауэрс; 4 – свод Витус; 5 – вулканический массив Вулканологов; 6–8 – поднятия: 6 – Умнак, 7 – Ширшова, 8 – Бауэрс; 9 – желоб Бауэрс; 10 – Алеутская островная дуга; 11, 12 – позднемеловые структуры: 11 – ненарушенной Аляскинской окраины, 12 – аккреционные комплексы Корякской окраины.

котловины, выраженные системой магнитных аномалий (см. рис. 2) [15, 39, и др.]. Развитие здесь позднемеловой субдукции предполагает более древний, возможно, раннемеловой, возраст погружавшейся океанической коры, чему соответствует и невысокий тепловой поток (42–75 мВт/м²). Сжатием и уплотнением этой коры перед зоной субдукции могут быть объяснены некоторое возрастание ее мощности и появление в низах высокоскоростного ($V_r = 7.4$ км/с) слоя 3В, установленные на северо-востоке котловины по данным ГСЗ [66]. Расположение океанического поднятия Умнак у зоны субдукции может быть связано с его коллизией с участком вулканического пояса и приостановкой субдукции.

Коллизия плит вблизи поднятия Умнак, достижение погружающейся плитой предельных глубин (возможно, около 670 км) и максимальных внутренних деформаций к северо-западу от поднятия представляются нам основными причинами

торможения субдукции в начале палеогена и ее дальнейшего перемещения в сторону океана. Реалистическая модель перестройки субдукции и образования Алеутской котловины, несомненно, должна включать анализ истории поднятий Умнак, Бауэрса и Ширшова в обрамлении котловины. Но рассмотрение их как структур одного типа представляется некорректным. Если поднятие Умнак по характеру корового разреза и осадочного слоя скорее всего отвечает океаническим зонам сжатия и скучивания коры [33], то поднятие Ширшова более похоже на микроконтинент. Оно представляет фрагмент древнего аккреционного комплекса из окраинно-континентальных и океанических пород [3, 19, 32], вероятно, отчлененный от края континента при миоценовом раскрытии Командорской котловины.

Для поднятия Бауэрс как морфология, глубинное строение, так и сочетание с желобом указывают на соответствие островной дуге с обратной

полярностью субдукции [9, 37, и др.]. Вероятно, само расположение устойчивой и жесткой палеозоны субдукции Бауэрс ограничивало возможности раздвигообразования при становлении новой зоны субдукции. Только на западе, в полосе свода Витус, секущей меловые(?) магнитные аномалии, предполагаются раздвиги и спрединг раннекайнозойского времени [40]. Локальное повышение теплового потока у юго-восточного края котловины также может быть связано с молодыми нарушениями. На остальной площади Алеутской котловины не обнаружено признаков задугового растяжения в коре, и это составляет ее специфическую особенность.

Другие примеры котловин с реликтовой океанической корой менее определены. В.Е. Хаиным и Л.Е. Левиным [27] были выделены как таковые котловины Западно-Филиппинская, морей Карибского, Скоша и юга Индонезии. В западно-тихоокеанском обрамлении наиболее показательны **котловины моря Банда**, отчлененные от океанической области в месте смыкания палеоокеанов Тихого и Индийского (см. рис. 1) [22, 34, 64, и др.]. Правда, варианты идентификации раннемеловых магнитных аномалий в море Банда [53, 64], как и в Алеутской котловине, требуют серьезной проверки. Но океанические глубины дна (4–5 км) и невысокий тепловой поток (<75 мВт/м²), а также секущее положение дуги Банда по отношению к магнитным аномалиям Северной и Южной котловин могут указывать на древность коры моря Банда.

Океанический разрез Южной котловины моря Банда охарактеризован драгировками с разлома Гамильтон. Они включают долериты, по составу близкие к MORB; диамиктиты, кремни, калькарниты и калькалевролиты [68]. Аккреционные аналоги этих образований в офиолитовых покровах востока о-ва Сулавеси имеют возраст от раннемезозойского до мелового или третичного. Отчленение задугового бассейна Банда от океанической области происходило в позднекайнозойское время с продвижением зоны субдукции и островной дуги от шельфа Сунда на восток и вспарыванием древней океанической коры, сохранившейся к северу и к югу от островодужных структур. Ориентировка зоны субдукции, как и в Алеутской системе, была субширотной, и это определяло, возможно, сходные геодинамические условия ее становления.

Имеющиеся данные по магматизму рассмотренных морей востока Азии, дополненные материалами глубоководного бурения в Карибском море [48], характеризуют базальтоиды 2-го слоя как реликты типично океанических разрезов. Их возраст обычно определяется как меловой. Обособление реликтовых бассейнов во всех случаях осуществлялось без повторных проявлений магматической активности или существенных структурных преобразований в коре в тылу зоны субдукции.

Усложнение структуры в море Банда было связано со значительно более поздними событиями.

БАССЕЙНЫ СПРЕДИНГОВОГО ТИПА

Изучение зон задугового спрединга наиболее полно проведено в **Филиппинском море** [22, 29, 30, 31, 43, 48, 55, 58, 59, 65, и др.]. Здесь известна система крупных (до 700 км шириной) котловин и остаточных островных дуг, к которым, кроме кайнозойских, должны быть отнесены и меловые, присутствующие фрагментарно в хребтах Амами, Дайто и Оки-Дайто (рис. 3). Восточное и западное ограничения Филиппинской системы образованы активными зонами субдукции и вулканизма.

По магнитометрическим и буровым данным установлено формирование котловин Филиппинской системы в последовательные интервалы времени, отвечающие 60–35, 30–18 и 5–0 млн. лет. Самая древняя Западно-Филиппинская котловина, возможно, представляет фрагмент более крупной океанической области, подобно бассейнам реликтового типа [47, и др.]. Но заложение отгородившей ее островной дуги Кюсю–Палау 38–42 млн. лет назад естественно следовало за спредингом без перерыва во времени. Раскрытие и спрединг в котловинах Сикоку–Паресе-Вела и Марианской также сопровождалось перескоками зоны субдукции к востоку и возобновлением островодужного вулканизма, произошедшим около 20 и 2.5 млн. лет назад [65, и др.]. В целом тенденция к развитию спрединга прослеживается здесь в течение всего кайнозоя. Общая ширина зон с новообразованной океанической корой достигает более 2000 км.

Свидетельства спрединга сохранились в виде современного (Марианского) и брошенных спрединговых центров (Паресе-Вела и Центрального) и симметричных магнитных аномалий. В котловинах Паресе-Вела и Марианской эти элементы, местами, правда, слабо выраженные, имеют постоянную субмеридиональную ориентировку с небольшим изгибом, следующим островным дугам. Более древний структурный план в Западно-Филиппинской котловине характеризуется северо-западными простираниями элементов магнитного поля, рельефа дна и акустического фундамента, параллельными хр. Оки-Дайто, и их резкой сменой на западе северо-восточными простираниями. На участке резкого изгиба структур фундамента было образовано океаническое поднтие Бенхам, впоследствии приведенное в коллизию с Филиппинской дугой.

В скоростном разрезе всех котловин, типичном для океанической коры, характерно постоянное

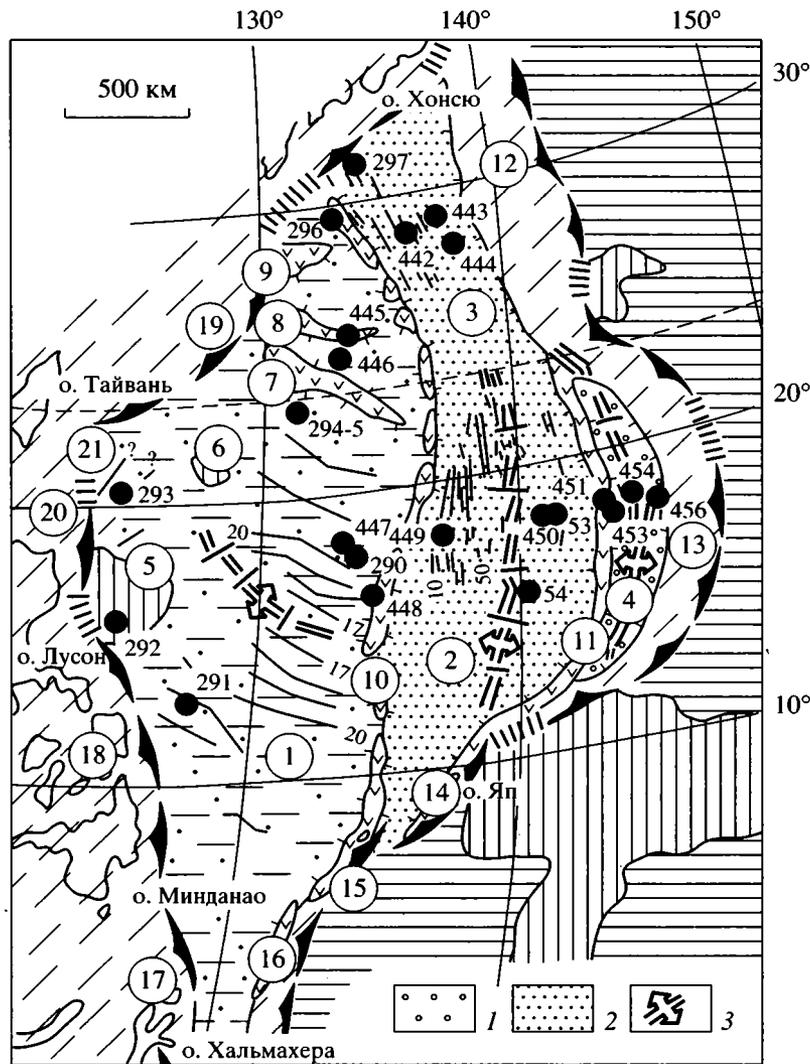


Рис. 3. Тектоническая схема Филиппинского моря (с использованием [29, 43, 48, 55, 58, 59, 65]).

1, 2 – задуговые бассейны с океанической корой разного возраста: 1 – плиоцен-четвертичного, 2 – эоцен-раннемиоценового; 3 – центры спрединга (современные и оставленные). Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 2. Цифрами в кружках обозначены: 1–4 – котловины: 1 – Западно-Филиппинская, 2 – Паресе-Вела, 3 – Сикоку, 4 – Марианская; 5, 6 – поднятия: 5 – Бенхам, 6 – Урданетта; 7–11 – остаточные островные дуги: 7 – Оки-Дайто, 8 – Дайто, 9 – Амами (Бородино), 10 – Кюсю-Палау, 11 – Западно-Марианская; 12–20 – активные островные дуги: 12 – Идзу-Бонинская, 13 – Марианская, 14 – сегмент Яп, 15 – сегмент Палау, 16 – сегмент Тоби, 17 – сегмент Хальмахера, 18 – Филиппинская, 19 – Рюкю, 20 – Батаан; 21 – зона коллизии Гауга.

присутствие пород 2-го слоя (с V_r от 3.2 до 5.6 км/с и иногда больше), мощностью от 0.7 до 3 км [29]. Общая мощность кристаллической части коры составляет 5–6 км, что близко к разрезам Восточно-Тихоокеанского поднятия (см. рис. 1). Местами фиксируется усложнение структуры, с появлением в низах коры слоя 3В (с $V_r = 7.2\text{--}7.6$ км/с) и с уплотнением в кровле мантии (V_r до 8.4–8.6 км/с). Присутствие слоя 3В и некоторое утолщение коры, обычно характерные для океанических поднятий, отмечались и на поднятии Бенхам. Океанической природе филиппиноморской коры соответствуют значительные глубины дна (5–6 км,

в Марианской котловине меньше) и пелагический тип осадков, за исключением вулканогенно-осадочных шлейфов в тылу островных дуг.

Набор океанических пород получен при бурении и драгировании из всех котловин Филиппинского моря, с поднятия Бенхам и из аккреционного комплекса хр. Гауга на северо-западе [13, 24, 30, 31, 43, 48 и др.]. Тектонизированные мантийные породы из Центрального трога (разлома) представлены преимущественно аполерцолитовыми серпентинитами. В драгировках из трога Паресе-Вела присутствуют как мантийные типы ультраосновных пород: гарцбургиты, лерцолиты,

так и коровые, представленные дунитами, верлитами и рядом плагиоклазовых разностей. С последними ассоциируют троктолиты, оливковые габбро, габбро и габбро-нориты (?), образуя, по видимому, типичную расслоенную серию. Аналогичные породы, метаморфизованные и нередко превращенные в амфиболиты, получены также из Центрального трога, из скв. 293 севернее и с хр. Гагуа. Значительная деплетированность ультраосновных реститовых пород из трога Паресе-Вела, а также небольшое отклонение составов основных кумулятов в сторону известково-щелочного тренда объясняются предположительно проникновением в область плавления водного флюида при дегидратации субдуцируемой плиты [13].

Изученные базальты и долериты по содержанию главных компонентов и малых элементов, по величине индикаторных отношений Y/Tb , Zr/Hf , Th/Ta , La/Ta и по ряду изотопных характеристик отвечают толеитам N-типа MORB как в Западно-Филиппинской котловине (скв. 447), так и в котловине Паресе-Вела (скв. 449, 450 и 54) [30, и др.]. Вместе с тем, в последних наблюдается некоторое возрастание щелочной тенденции, еще усиливающееся в породах котловин Сикоку и Марианской [48, и др.]. В скважинах котловины Сикоку (297, 442–444) обнаружено чрезвычайно широкое распространение постспрединговых толеитовых силлов, слегка обогащенных как щелочами и рядом других некогерентных элементов, так и летучими. В скв. 454 в пределах Марианского трога установлено переслаивание разностей N-типа MORB и близких к островодужным; в осевой зоне дифференциация расплава доходит до образования андезитов [46], а отдельные пемзовые конусы сложены риодацитами. Исследование базальтовых стекол из различных пунктов трога показывает присутствие как деплетированных разностей, так и обогащенных некогерентными элементами с крупными ионами и летучими (при низких содержаниях Ti , Zr , Nb , Hf , Ta) [73]. Обогащенные базальты имеют характер, переходный от MORB к породам Марианской дуги. То есть в поздних излияниях все более проявляются особенности, связанные с влиянием зоны субдукции, возможно, с дегидратацией погруженной плиты [24, 73]. Правда, это заключение пока остается спорным [30]. Более поздние проявления внутриплитного вулканизма, известные, в частности, в пределах плато Бенхам и Урданетта, представлены щелочными базальтами, гавайитами, муджиеритами и трахитами [31, и др.].

Предложенные модели корообразования в Филиппинском море [65, 72] учитывают комплекс данных по развитию как котловин, так и островодужных зон. Они включают моменты разделения островной дуги продольным рифтом, отчленения ее фрагментов и раскрытия задуговых бассейнов с интенсивным развитием спредин-

га и латеральным наращиванием коры, с возобновлением вулканизма во фронтальной дуге. От первоначальной модели Д. Карига [9] современная модель отличается датировкой событий, с чередованием этапов спрединга и субдукции. Задержка процессов в зонах субдукции, приводившая к их перестройке, могла определяться, по нашему мнению, прежде всего происходившим периодически достижением субдуцируемой плитой максимальных глубин (подошвы верхней мантии) и внутренних нарушений. Важную роль играли и случаи коллизии: поднятия Бенхам с Филиппинской дугой, поднятий Огасавара и Каролинского с Западно-Марианской дугой. В последнем случае именно в Марианском сегменте дуги – между двумя несубдуцированными поднятиями – в начале плиоцена устанавливается восточный перескок зоны субдукции с раскрытием в ее тылу Марианского трога [55]. Р. Холл и Г. Николс [44] разбирают случаи коллизии офиолитовых и островодужных фрагментов и перескоков зоны субдукции в юго-западном обрамлении Филиппинского моря. Упомянутые в статье перестройки зоны субдукции на востоке моря были более значительны по масштабу и приводили к повторяющимся перестройкам также и зон спрединга.

Таким образом, в отличие от Алеутской котловины, Филиппинское море в течение всего кайнозоя характеризуется сохранением обстановки растяжения и спрединга, чередующихся и отчасти сопровождающихся развитием субдукции океанической коры. Характерны перескоки зон спрединга и субдукции, которые для приокеанических структур, вероятно, были более легко осуществимы, чем для близконтинентальных, и приводили к значительному расширению площади окраинного моря.

Полным аналогом Филиппиноморской является, по видимому, **Тонганская система**. Она также занимает приокеаническое положение, характеризуется устойчивым развитием спрединга, с периодическими перескоками зон спрединга и субдукции в сторону океана [22, 46, 48, 61, 62, 67, и др.]. В котловине Лау–Хавр (5–0 млн. лет) картина магнитных аномалий свидетельствует о достаточной сложности задугового спрединга: о последовательной проградации спредингового центра к югу, с заложением трога Хавр и ряда косых трансформов; о формировании неовулканической зоны на западе котловины [61]. Как и в Марианском троге, современному корообразованию в котловине Лау–Хавр соответствуют резкая расчлененность дна, малая мощность осадков, мелкофокусная сейсмичность, проявления вулканической и гидротермальной активности и значительные вариации теплового потока (от 12 до 270 мВт/м²). Важный факт представляет существование на глубине 3 км действующей магматической камеры, обнаруженной на севере котловины сейсмическими методами [36]. Среди пород 2-го слоя в

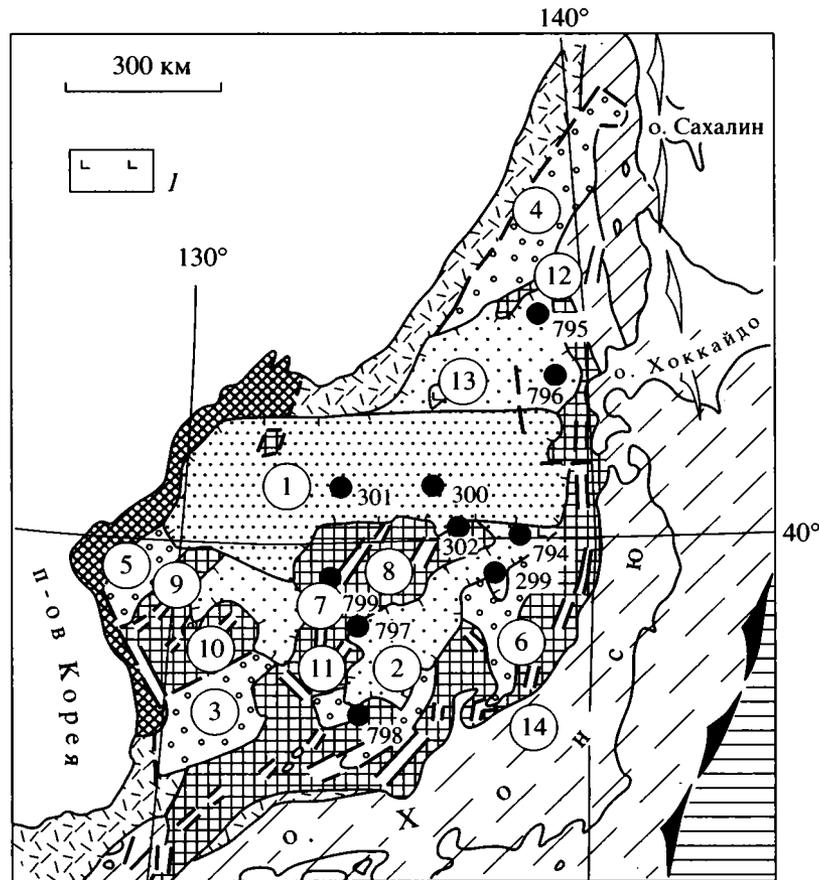


Рис. 4. Тектоническая схема Японского моря (с использованием [2, 4, 15, 17, 25, 42, 48, 62, 69]).

1 – проявления внутриплитного магматизма. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2 и 3. Цифрами в кружках обозначены: 1–3 – котловины: 1 – Японская, 2 – Ямато, 3 – Цусимская; 4–7 – трого: 4 – Татарского пролива, 5 – Гензан, 6 – Тояма, 7 – Кита-Ямато; 8–12 – микроконтиненты: 8 – Ямато, 9 – Криштофовича, 10 – Уллындю, 11 – Кита-Оки, 12 – Витязя; 13 – вулканическое поднятие Богорова; 14 – Японская островная дуга.

котловине Лау–Хавр известны как базальты типа MORB, так и щелочные, а также базальты и андезиты, имеющие ряд островодужных особенностей [48, 62, 73, и др.].

Наличие в Филиппиноморской и Тонганской системах зон с различным развитием раскрытия и спрединга позволяет рассматривать последовательный (стадиальный) спрединговый ряд структур. Это: трог Хавр – трого Лау и Марианский – котловины Южно-Фиджийская и Сикоку – Паресе-Вела – Западно-Филиппинская котловина. По структурно-вещественным особенностям и молодости коры трого Марианский и Лау–Хавр могут быть сопоставлены с восточной котловиной моря Скоша (8–0 млн. лет). Сходной с ними представляется и палеогеновая Гренадская котловина Карибского моря, хотя и значительно усложненная развитием ряда трансформных разломов, а также молодых нарушений. Все отмеченные зоны были заложены по восточному краю окраинных морей и развивались в результате спрединга, близкого к субширотному.

БАССЕЙНЫ РИФТИНГОВОГО ТИПА

Среди рифтинговых бассейнов достаточно детально изучены котловины Японского моря [2, 4, 5, 10, 15, 17, 25, 26, 42, 48, 49, 54, 62, 69, и др.]. Это Японская, Ямато и Цусимская котловины, а также несколько более мелких трогов в пределах акватории (рис. 4). С ними близко связан ряд эоцен-неогеновых грабенов на площади Приморья и Корейского полуострова – таких, как Кильчжу-Менчхонский грабен и другие. Общая ширина зон раскрытия в тылу Японской дуги достигает 500 км. От материка и микроконтинента Ямато котловины отделены границами отрыва, но на юге и юго-востоке моря обычные границы с постепенным выклиниванием “гранитного” слоя. В целом Япономорский регион представляет систему разновозрастных структур растяжения и микроконтинентов, формировавшуюся в задуговой зоне, начиная с эоцен-олигоценового времени.

Опираясь на новые результаты глубоководного бурения фундамента котловин, многие авторы

[49, 62, и др.] датируют начало раскрытия Японского моря ранним миоценом. Однако буровые данные относятся только к котловине Ямато (скв. 797 и 794). Японская котловина в своей основной части представляется более древней, как об этом можно судить по ее соотношению с континентальными структурами обрамления, по связи с серией грабен на континенте и в фундаменте котловины, а также по значительной мощности осадочного слоя [17, и др.]. Фланговые участки котловины, в частности, северо-восточный (скв. 795), были образованы позднее.

Японская котловина является наиболее крупной и выразительной. Это субширотная структура, протяженностью до 800 км, с рядом ответвлений северо-восточного простирания. Ее разломные ограничения, морфологически выраженные в виде уступа континентального склона, обрывают структуры континентальной коры, сохранившиеся на материке и в пределах микроконтинентов Ямато и других. При этом северо-восточный контур поднятия Ямато полностью повторяет очертания края материка. Ширина котловины составляет 250 км. Глубина ее дна (до 3–3.5 км) оказывается меньшей, чем в спрединговых бассейнах. Ей отвечает распространение и более мощной субокеанической коры, включающей 8–11 км кристаллических пород и до 2.5 км осадков (см. рис. 1). Почти повсеместно по данным ГСЗ наблюдается необычное строение коры с залеганием осадков непосредственно на высокоскоростных (6.4–6.7 км/с) образованиях, сравнимых с 3-им слоем океана или “базальтовым” слоем континентальной коры [9]. Локальное появление 2-го слоя (с $V_r = 4.0$ и 5.0–5.7–6.3 км/с) и возрастание мощности коры, отмеченное, например, на поднятии Богорова, связано чаще всего с развитием внутримитного щелочно-базальтового вулканизма.

В котловине Ямато по данным радиобуев более определенно устанавливается местами присутствие базальтов 2-го слоя (с $V_{пл} = 3.8$ –4.2 км/с) [54]. Значительное сходство с котловиной Ямато обнаруживают фланговые трогии Японской котловины, проникающие далеко вглубь областей с континентальной корой, как это видно, например, в Татарском проливе. Локальное присутствие в трогах “гранитного” слоя, современная сейсмическая активность, наличие положительных изостатических аномалий (до +60 мГал), высокий тепловой поток (более 126, иногда до 210 мВт/м²), а также секущие соотношения с позднекайнозойскими структурами обрамления свидетельствуют о продолжающемся преобразовании структуры коры.

Разрезы базальтов и долеритов 2-го слоя в котловине Ямато включают до 350 м лавовых потоков и чаще силлов с отдельными осадочными горизонтами (скв. 797, нижний миоцен, и 794, средний миоцен [62]). Наиболее ранние магматические про-

явления в скв. 794 имеют состав, близкий к толеитам MORB T- или E-типа, а поздние в обеих скважинах отвечают островодужным толеитам с постепенным нарастанием вверх по разрезу признаков известково-щелочной серии, с дифференциацией, доходящей до андезито-базальтов. В верхах разреза скв. 797 и в северной скв. 795 (средний миоцен) представлены известково-щелочные базальты и андезито-базальты. Их появление и вся эволюция миоценового магматизма свидетельствуют о несомненном участии зоны субдукции в магмообразовании – существенно большем, чем это можно предполагать для бассейнов спредингового типа. То есть от последних Японское море отличается, по-видимому, не только ограниченным проявлением магматизма при раскрытии котловин, но и его составом.

Малому развитию пород 2-го океанического слоя в разрезах Японского моря соответствует и отсутствие настоящих полосовых магнитных аномалий [8, 42, 62]. Только некоторые аномалии в Японской котловине могут быть прослежены на значительные расстояния. Их северо-восточное простирание оказывается дискордантным по отношению к ограничениям котловины, а наличие аномалий других простираний, местами извилистых, очень усложняет картину магнитного поля. Незакономерный характер магнитного поля давно служил “камнем преткновения” при обсуждении спрединговой природы Японского моря. Обычное отсутствие 2-го слоя или его чрезвычайно малая мощность (не фиксируемая в силу недостаточной разрешающей способности метода ГСЗ) могли бы отвечать представлениям о развитии здесь “амагматичного спрединга”, происходящего при дефиците магмы, по [45]. Но относительно небольшие размеры зон раскрытия и поднятий-останцов, образующих микроконтиненты; сходство скоростных характеристик нижней части коры в котловинах, на поднятиях и в краевой части континента позволяют предполагать относительно малую глубинность дробления коры в Японском море, отличающую его от настоящих спрединговых зон.

Весь комплекс геолого-геофизических данных по Японскому морю, по-видимому, подтверждает нашу точку зрения о раздроблении здесь только более хрупкого “гранитного” слоя и перемещении его пластин, происходящем с образованием поднятий-микроконтинентов и некоторым утонением “базальтового” слоя в котловинах [17]. Растяжение и разуплотнение верхов мантии в задуговой зоне ответственно, вероятно, за снижение ее добротности и уменьшение скоростей, устанавливаемое в верхних 200 км мантии по данным сейсмической томографии [41] (рис. 5). В отличие от Филиппинского моря и смежной части Тихого океана, слабому проявлению спрединга и магмагенерации в Японском море отвечает отсутствие

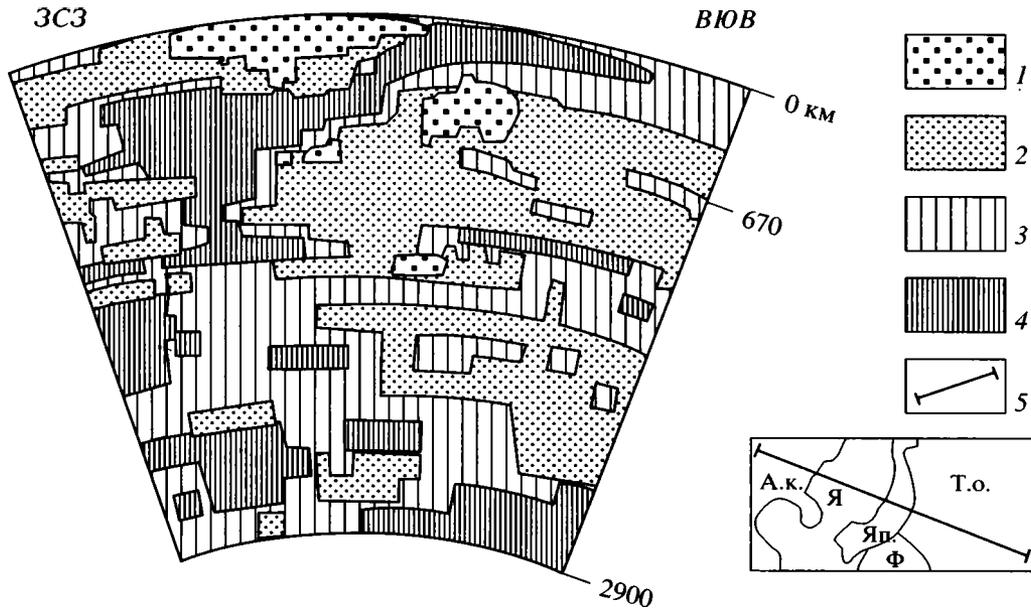


Рис. 5. Скоростная структура мантии в Японской задуговой зоне (по данным сейсмической томографии [41]).

1–4 – участки мантии с различными скоростями сейсмических волн: 1 – низкоскоростные аномалии, 2 – участки с относительно пониженными и 3 – повышенными скоростями, 4 – высокоскоростные аномалии; 5 – положение мантийного разреза. Одинаковый крап на разных глубинах означает равные отличия скоростей от средней скорости, характерной для данной глубины. Буквами обозначены: Я – Японское и Ф – Филиппинское моря, Яп – Япония, А.к. – Азиатский континент, Т.о. – Тихий океан.

в мантии электропроводящего слоя, наблюдавшееся при магнитотеллурических исследованиях по профилю в котловине Ямато [42].

Развитие деструкции в Японском море прослеживается начиная с щелочнобазальтовых излияний и заложения отдельных узких прогибов и грабенов, сохранившихся в фундаменте северной части моря и в его обрамлении (эоцен). Последующий крупномасштабный рифтинг в тылу Японской зоны субдукции (конец эоцена – ранний миоцен) был проявлен преимущественно в разрыве верхней части континентальной коры и не сопровождался обильным срединным магматизмом. Раскрытие субширотной Японской котловины, перемещение к югу фрагментов древнего “гранитного” слоя вызвали замыкание перед их фронтом прогиба Идзуми и создание сложной чешуйчато-надвиговой структуры в Юго-Западной Японии, послужившей фундаментом позднекайнозойской островной дуги.

Дальнейшее задуговое растяжение. (миоцен-плиоцен) было ориентировано к юго-востоку. Оно привело к утонению и выклиниванию “гранитного” слоя и раскрытию котловины Ямато, разделившей микроконтиненты Ямато и Японии, а также к раздроблению последних с образованием грабенообразных прогибов Могами, Окусири, Кита-Ямато и других. В ходе проградации рифтинга формировались фланговые трог котловин Японской и Ямато (середина миоцена – голоцен). На их продол-

жении развивается современное грабенообразование в континентальной коре (см. рис. 4). В то же время дислокации четвертичных осадков в восточной части моря могут быть связаны уже с началом замыкания задуговых бассейнов. Анализ сейсмологических данных показывает преимущественную ориентировку напряжений сжатия в запад-северо-западном направлении, с распространением по восточной периферии моря взбросовых механизмов очагов, а по южной – сдвиговых [42].

В Охотском море также намечаются последовательные этапы деструкции и рифтинга. Котловины, разного размера трог и грабены Охотского и Япономорского регионов, находящиеся на разных стадиях преобразования коры, могут быть представлены как последовательный деструктивный ряд элементов. Этот ряд включает: кайнозойские грабены на континентальной коре Сахалина и Приморья – грабенообразные трог центральной части Охотского моря – впадину Дерюгина и фланговые трог Южно-Охотской и япономорских котловин – котловину Ямато – Японскую и Южно-Охотскую котловины. Последние сходны по своим особенностям, по мощности и структуре коры, имеющей характерный двухслойный разрез, лишь с локальным присутствием слоев 2 и 3В [5, 6, 26].

Моря Южно-Китайское – Сулу, связанные с Сулу – Филиппинской островодужной системой, очевидно, сопоставимы с Японским морем по

общему структурному плану и ходу развития рифтинга [16, 22]. Деструктивные элементы и по ориентировке, и по возрасту сходны с япономорскими. Разобщенные фрагменты древней континентальной коры на банках Максфилд, Рид, Денджерес-Граундс и о-ве Палаван аналогичны микроконтинентам Ямато и другим в Японском море. Южно-Китайская котловина по сравнению с Японской оказывается на 1 км глубже и имеет менее мощный разрез кристаллической части коры – от 5 до 10–11 км, при большем развитии 2-го слоя (с $V_r = 3.5\text{--}5.6$ км/с) и слоя 3В (с $V_r = 7.0\text{--}7.5$ км/с) [29, 60]. Присутствию 2-го слоя соответствует и обнаружение симметричных магнитных аномалий олигоценного возраста, правда, малопротяженных [70]. Коровые породы котловины представлены предположительно в аккреционном комплексе на о-ве Миндоро, где они слагают разрез, типичный для спрединговых зон и датированный средним олигоценом [63]. В море Сулу породы 2-го слоя были получены *in situ* [62]. В скв. 768 (нижний миоцен) их нижний комплекс представлен базальтовыми лавами и долеритовыми силлами (220 м) состава, переходного от толеитов MORB к островодужным, с несомненной контаминацией расплава субдукционными процессами. Верхний комплекс сложен островодужными андезитовыми и риолитовыми туфами, часто лапиллиевыми (200 м), распространяющимися с севера. Данные по составу этого островодужного комплекса дополняют материалы бурения в Японском море и, вероятно, могут свидетельствовать о еще более существенном вкладе зоны субдукции в развитие задугового магматизма.

Рассмотрение Японского, Южно-Китайского и ряда других морей как спрединговых встречало существенные трудности. Они определялись как сложностью поверхностной структуры, включающей разномасштабные зоны деструкции и микроконтиненты, так и необычным строением коры, структурой магнитного поля, характером магматизма. Для понимания специфики бассейнов привлекались идеи асимметричного спрединга [20], образования дополнительных микроцентров [8] или рассеянного (диффузного) спрединга [3, 29, и др.]. Некоторыми авторами раскрытие бассейнов вообще не связывалось с задуговыми растяжениями. Их структурные особенности объяснялись “апвеллингом” горячей мантии [57], образованием “ромбохазмов” при дрейфе континентов [35] или же косым раскрытием (*pull apart*), происходившим при ведущей роли правых сдвигов у границы Евразийской и Северо-Американской плит [49, 51]. Обрыв “гранитного” слоя в тыловой части котловин Японской и Южно-Китайской иногда определяется как пассивная граница континента [60, и др.] и в малом масштабе действительно отвечает таковой. Но рассмотрение

всего деструктивного комплекса элементов в этих регионах (включая и молодые сдвиги) выявляет их несомненную связь с действием задуговых растяжений.

Выше показано, что эти растяжения осуществлялись в краевой части континента и захватывали, по-видимому, только “гранитный” слой коры. Ограниченность магмообразования и трудности выведения расплава на поверхность, вероятно, создавали условия для его более длительной дифференциации в промежуточном очаге, с большим влиянием зоны субдукции и обогащением некогерентными элементами с крупными ионами.

СРАВНЕНИЕ И СИНТЕЗ ДАННЫХ

Сравнение задуговых бассейнов по ряду геолого-геофизических характеристик подтверждает выделение среди них трех типов. Однако разграничения типов не во всем являются резкими, а недостаточность данных не всегда позволяет уверенно установить тип бассейна. Так, Южно-Китайское море, будучи близким к бассейнам рифтингового типа, несет также черты спрединговых структур. Западно-Филиппинскую котловину спредингового типа трудно отделить от структур реликтового типа и с уверенностью связать с началом филиппиноморского спрединга. “Мы все еще не можем точно определить тектоническое строение многих краевых и внутренних морей или связать образование бассейна с ясным для нас процессом”, – писал Б. Хизен в начале 1970-х годов [28; с. 147]. Это заключение в определенной мере остается верным и по сей день. Вместе с тем, проведенное рассмотрение тектоно-типов и сравнимых с ними структур показывает достаточную **устойчивость комплекса признаков:** геофизических, геологических и геохимических. Этим комплексом признаков и определяется специфичность каждого из типов бассейнов, как это показано в таблице.

Все параметры **бассейнов реликтового типа** свидетельствуют об их достаточной стабильности и весьма слабом преобразовании структуры при становлении кайнозойской активной окраины. В Алеутской котловине реликтовый характер имеют и граница ее с континентом, и сам бассейн, сохранивший особенности строения и состава раннемеловой океанической коры. Разогрев мантии в задуговой зоне вызвал, по-видимому, наблюдаемое снижение интенсивности мезозойских полосовых магнитных аномалий, но не нарушил их структуры. Реликтовое поднятие Умнак сохранило черты древних океанических поднятий, как это отмечено выше. Мы подчеркивали отсутствие крупномасштабных задуговых растяжений как специфическую особенность геодинамики Алеутской котловины. Подобно другим окраинным морям, низкоскоростной характер верхов

Основные параметры задуговых бассейнов

Параметры	Типы бассейнов		
	<i>Реликтовый</i>	<i>Спрединговый</i>	<i>Рифтинговый</i>
Тектонотип	Алеутская котловина Берингова моря	Котловины Филиппинского моря	Котловины Японского моря
Положение в системе активной окраины	В участках "океанических брешей" с сохранением мезозойской коры	Приокеаническое	Приконтинентальное
Ориентировка структур островной дуги – желоба	Субширотная	Субмеридиональная	Северо-восточная
Ширина	До 600 км	До 700 км; суммарная до 2000 км и более	До 250 км; суммарная до 500 км
Границы	Тыловая – реликтовая; фронтальная – граница с островной дугой	Тыловая – субдукционная; фронтальная – граница с островной дугой	Тыловая – пассивная граница отрыва или постепенного выклинивания "гранитного" слоя; фронтальная – граница отрыва или граница с островной дугой
Время становления	От позднемелового до позднекайнозойского	От позднемелового до четвертичного	От эоценового до четвертичного
Возраст фундамента	Преимущественно мезозойский	Кайнозойский	Преимущественно мезозойский
Внутренняя структура; роль поднятий разного типа	Котловины с присутствием в обрамлении реликтовых океанических поднятий, брошенных островных дуг и микроконтинентов	Система разновозрастных котловин и остаточных островных дуг, присутствуют океанические поднятия	Система разновозрастных структур растяжения и микроконтинентов
Характер структур растяжения	Не характерны	Зоны спрединга	Зоны раздвигов в верхней коре
Стадиальный ряд структур	<i>Ряд отчленения</i> (например: океаническая плита – Алеутская котловина)	<i>Спрединговый ряд</i> (например, трог Хавр – трог Лау и Марианский – котловины Южно-Фиджийская и Сикоку – Паресе-Вела – Западно-Филиппинская котловина)	<i>Деструктивный ряд</i> (например: грабены на континентальной коре Сахалина и Приморья – грабенообразные трог центральной части Охотского моря – впадина Дерюгина и фланговые трог япономорских котловин – котловина Ямато – Японская и Южно-Охотская котловины)
Характер верхней мантии	Аномальная низкоскоростная	Аномальная низкоскоростная	Аномальная низкоскоростная
Особенности корового разреза	Трехслойная субокеаническая кора	Трехслойная океаническая кора	Преимущественно двухслойная субокеаническая кора
Характер магнитного поля; свидетельства спрединга	Полосовые аномалии, дискордантные к островной дуге	Осесимметричные полосовые аномалии, параллельные островной дуге; присутствие спрединговых центров	Незакономерный характер поля
Интенсивность магматизма, синхронного раскрытия	Не характерен	Интенсивный, близкий к известному в медленно-спрединговых хребтах	Слабо развит
Состав магматических пород 2-го слоя	Толеиты MORB, щелочные базальтоиды	Толеиты MORB; породы, промежуточные между толеитами MORB и островодужными; щелочные базальтоиды	Породы, близкие к толеитам MORB, островодужные толеитовые и известково-щелочные; щелочные базальтоиды
Мощность и характер осадков	Большая; пелагические, выше гемипелагические	Небольшая; преимущественно пелагические, присутствуют вулканогенно-осадочные задуговые шлейфы	Значительная; гемипелагические
Примеры бассейнов	Котловины морей Банда и Карибского	Котловины Тонганской системы, востока моря Скоша, Гренадская в Карибском море, Сулавеси (?)	Котловины Южно-Охотская, Южно-Китайская, Сулу, Командорская(?), трог Окинава

мантии [41] может соответствовать здесь развитию значительных глубинных растяжений, однако они не реализуются в виде растяжений в коре. Причины тектонической стабильности Алеутской котловины остаются недостаточно понятными. При их выяснении может обсуждаться определенная роль в создании поля напряжений брошенной механически жесткой зоны субдукции Бауэрс, коллизии поднятия Обручева с островной дугой и замедления субдукции смежной части Тихоокеанской плиты или влияние других относительно поверхностных причин.

Независимо от этих причин можно думать, что отчленение Алеутской котловины, как и котловин морей Банда и Карибского, происходило в результате деструкции меловой океанической коры и заложения субширотной островодужной системы, с сохранением в ее тылу фрагмента бывшего океана с типичной трехслойной корой (включающей 1-ый, 2-ой и 3-ий слои). Длительность седиментации и накопление мощных осадочных толщ привели к созданию субокеанического характера коры. Во всех случаях образование бассейнов реликтового типа реконструируется в участках сложного сочленения плит, где длительно сохранялись “океанические бреши” с распространением мезозойской коры. В задуговых зонах востока Азии появление таких бассейнов происходило достаточно редко.

Бассейны спредингового типа характеризуются наиболее интенсивным развитием задуговых растяжений и корообразования. Их раскрытие в Филиппинском и других морях происходило в субширотном направлении в результате повторяющейся деструкции незрелой островодужной коры. Магнитометрические и буровые данные позволяют провести практически полную аналогию процесса с симметричным низкоскоростным океаническим спредингом (насыщенным линейным спредингом, по [12]). Правда, низкая интенсивность полосовых магнитных аномалий еще не получила удовлетворительного объяснения (см., например, [29]). Трехслойный разрез коры спрединговых бассейнов – типично океанический. Ее молодости соответствует обычное присутствие низкоскоростного слоя 2А. В участках сжатия и скучивания материала образуются небольшие, но характерные структуры океанических поднятий – такие, как поднятие Бенхам. За счет малой скорости седиментации на значительных площадях сохраняется океанический характер коры.

Общая ширина зон с новообразованной океанической корой в Филиппинском море более чем втрое превышает таковую в бассейнах других типов. Проявление задуговых растяжений в спрединговых бассейнах осуществляется как в коре – с движением фрагментов островной дуги, так и в верхах мантии – с разуплотнением материала и

магмогенерацией. Высокой мобильности Филиппинской и Тонганской систем, очевидно, способствуют и их заложение на месте энсиматических островных дуг, и непосредственная близость к Тихоокеанской плите, испытывающей косую субдукцию. Активный спрединг в филиппинских бассейнах, с одной стороны, приводит к субдукции формирующейся коры к западу, под азиатские структуры, а с другой стороны, испытывает влияние субдуцирующей с востока Тихоокеанской плиты. Специального объяснения здесь требуют, во-первых, условия устойчивого спрединга и, во-вторых, причины неоднократных перестроек зон спрединга и субдукции.

Для котловин, выделяемых нами как **бассейны рифтингового типа**, неоднократно отмечались особенности поверхностной и глубинной структуры, не характерные для спрединговых зон. Представляется, что все параметры этих бассейнов могут быть корректно объяснены специфическими условиями их образования, происшедшего в результате деструкции континентальной коры. Инициация рифтинга, по-видимому, была локализована в наиболее ослабленных участках континентального края, нередко в пределах Восточно-Азиатского вулканического пояса. Со временем зоны деструкции испытывали перескок в сторону океана. В палеогене их раскрытие осуществлялось в субмеридиональном, а впоследствии – в юго-восточном направлении. Отрыв и перемещение фрагментов “гранитного слоя” в виде микроконтинентов привели к созданию в задуговой зоне сложной мозаичной структуры. Нередко происходило разрастание бассейнов по простиранию в виде узких трогов, расчленяющих шельфовые участки и микроконтиненты.

На примере Японского моря нами обсуждалась вероятность раскрытия котловин на верхнекоревом уровне, с перемещением пластин “гранитного” слоя, но без существенного нарушения “базальтового” слоя и большей частью без подачи магмы на поверхность дна [15]. Это определило, по-видимому, создание в Японском море необычной двухслойной океанической коры (включающей 1-ый и 3-ий слои). Обнаженный при рифтинге древний “базальтовый” (или 3-ий) слой был перекрыт мощной осадочной толщей, накопившейся вблизи крупных источников сноса, с превращением коры в субокеаническую. Специфичность этой коры проявляется не только в характере корового разреза, но и в общей структуре (с отсутствием спрединговых магнитных аномалий), а также в значительной жесткости материала, препятствующей его скучиванию и формированию структур типа океанических поднятий. В мантии отсутствие частичного плавления и магмогенерации значительного масштаба привело к соответствующему отсутствию и электропроводящего слоя.

Рассмотренный выше незакономерный процесс раскрытия бассейнов в Японском море, вероятно, сходен по стилю с рассеянным спредингом повторного типа, по [12]. Его развитие при растяжении мощной коры, с созданием сложной системы магмовыведения, возможно, приводило преимущественно к образованию силлов, обнаруженных в котловине Ямато. Вместе с тем, мало-глубинный характер раскрытия и ограниченность проявления синхронного базальтового магматизма отличают рифтинговые бассейны от настоящих спрединговых структур. Здесь мантийные растяжения реализуются, по-видимому, преимущественно в виде структурных преобразований, происходящих в верхней коре.

Если достоверны предложенные томографические реконструкции строения верхней мантии в задуговой полосе, то во всех случаях можно считать ее низкоскоростной по сравнению с окружающей средой [41, и др.]. Существующая скоростная структура может интерпретироваться как разуплотнение и разогрев мантии под задуговыми бассейнами, во многом сходные с геодинамической обстановкой срединно-океанических хребтов. На этом основании Е.Е. Милановским и А.М. Никишиным [18] был выделен Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс как дополняющий субмеридиональный элемент Мировой океанической рифтовой системы, протянувшийся на север до района Командорской котловины. Однако пояс, несомненно, продолжается в Алеутскую котловину и далее с перерывами по восточному обрамлению океана. При этом представляется спорным рассмотрение зон субдукции как вторичных структур, возникавших по границе новообразованной окраинноморской коры с древней тихоокеанской. Как показано в нашей статье, молодое корообразование в больших масштабах осуществлялось только в бассейнах спредингового типа. Инициация раскрытия бассейнов действительно опережала становление вулканической дуги. Но моменты поступления магмы на поверхность дна, фиксируемые в разрезах дуг, могли быть отделены значительным временным интервалом от ранних этапов субдукции. Развитие задуговых бассейнов начиналось синхронно с ранними этапами субдукции и проходило с ее несомненным влиянием на состав окраинноморских магм.

В современной глубинной структуре востока Азии на протяжении от Берингова моря до моря Банда и далее к югу постоянно повторяется контрастное сочетание крупных объемов низкоскоростной (горячей?) окраинноморской верхней мантии с погружающейся под них высокоскоростной океанической плитой, как это показано на рис. 5. Такое сочетание элементов в глубинной структуре представляет важнейший геодинамический фактор. По-видимому, оно должно пре-

пятствовать проникновению вверх предполагаемых нижнемантийных плюмов и их влиянию на образование задуговых бассейнов и одновременно может способствовать развитию в верхней мантии тектонических процессов высоких энергий (вероятно, вторичной конвекции [14]). Последние и приводят, очевидно, к образованию задуговых бассейнов на коровом уровне. Таким образом, определяющими в развитии всей системы активной окраины представляются именно процесс субдукции и создаваемые им напряжения в верхних оболочках Земли.

Тела **аномальной низкоскоростной мантии** представляют, по-видимому, обязательный элемент Азиатской окраины. Они образуются в **тылу зоны субдукции** независимо от типа индивидуальных бассейнов и занимают обычно более широкий ареал. Мы связываем их особенности с разуплотнением материала, происходящим в результате действия задуговых растяжений в мантии, вызывающих, возможно, и ее разогрев. Эти растяжения, интенсивно проявленные на глубинах порядка 200 км, в различной мере выражены в коре, как это показано выше. Причины различий намечены в статье в виде постановки вопроса. Они могут заключаться, с одной стороны, в разных реологических свойствах коры и самых верхов мантии задуговых бассейнов (в первую очередь, их жесткости, хрупкости, степени однородности, наличия расслоенности), в степени близости бассейнов к Тихоному океану, а с другой, в специфике полей напряжений в коре, определяемых ориентировкой данного участка конвергентной границы. При этом представляется существенным положение границы как по отношению к перемещению Тихоокеанской плиты, так и к оси вращения Земли.

Таким образом, **реализация задуговых растяжений** в мантии осуществляется **на коровом уровне** в виде 1) спрединга, 2) рифтинга и раздвижения фрагментов верхней коры или же 3) без растяжений в коре, но с перескоком зоны субдукции и отчленением реликтового задугового бассейна. В общей структуре тихоокеанского обрамления задуговые бассейны различных типов обнаруживают закономерное расположение. Бассейны реликтового типа локализованы в участках "океанических брешей" с мезозойской корой и связаны с субширотными островодужными системами. Рифтинговые бассейны примыкают к краю Азиатского континента, располагаясь в тылу островных дуг северо-восточного простираения. Спрединговые бассейны располагаются в удалении от континента, в тылу субмеридиональных островных дуг. Развитие спрединга приводит к их значительному продвижению в восточном направлении.

Работа выполнялась в рамках проекта "Тектоносфера океанов" ГНТП "Мировой океан", поддерживаемой Государственным комитетом по

науке и технологиям Российской Федерации, при финансовой поддержке РФФИ (грант 96-05-64758).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В., Рудич Е.М. О месте островных дуг в истории Земли // Сов. геология. 1960. № 10. С. 3–23.
2. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Съедин В.Г., Терехов Е. П., Цой И.Б. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140с.
3. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 222с.
4. Васильковский Н.П., Безверхний В.Л., Деркачев А.Н., Евланов Ю.Б., Карп Б.Я., Коновалов Ю.И., Марков Ю.Д., Пискунов Б.И., Строев П.А., Филатьев В.П., Хведчук И.И., Шевалдин Ю.В. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264с.
5. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286с.
6. Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты геологии Охотского моря // 27-ой МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 2. С. 12–20.
7. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое положение // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 198–245. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 417).
8. Исезаки И., Ясуи М., Уеда С. Возможные центры расширения в Японском море // Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Междувед. геофизич. комитет. М.: Советское радио, 1976. С. 72–80.
9. Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266–287.
10. Ковылин В.М. Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 207с.
11. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 336с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 134).
12. Куренков С.А. Геодинамическая конвергенция палеоспрединга // Геотектоника. 1996. № 1. С. 12–21.
13. Лазыко Е.Е., Гладков Н.Г. Ультрабазиты и габброиды впадины Айпод (разлом Яп, Филиппинское море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 47–65.
14. Лобковский Л.И., Савостин Л.А. Вторичная конвекция и природа повышенных тепловых потоков в окраинных морях западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 6. С. 1361–1364.
15. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 434).
16. Меланхолина Е.Н. Тектонические обстановки развития активных окраин запада Тихого океана // Геотектоника. 1993. № 1. С. 79–95.
17. Меланхолина Е.Н., Ковылин В.М. Тектоническое строение Японского моря // Геотектоника. 1976. № 4. С. 72–87.
18. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. № 4. С. 3–16.
19. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р., Зинкевич В.П., Левченко О.В., Баранов Б.В., Рудник Г.Б. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 21–37.
20. Паккэм Дж., Фалви Д. Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 288–314.
21. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 234).
22. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 473).
23. Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялобжеский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей // Геотектоника. 1977. № 5. С. 95–113.
24. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
25. Строев П.А., Максимова Т.Г. Гравитационное поле Япономорской переходной зоны // Сообщ. Гос. Астрон. Ин-та. № 213. М.: Изд-во МГУ, 1980. 33с. и комплект карт масштаба 1 : 2 000 000.
26. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
27. Хаин В.Е., Левин Л.Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1978. № 6. С. 3–18.
28. Хизен Б. Внутренние и краевые моря // Верхняя мантия. М.: Мир, 1975. С. 134–148.
29. Хэйс Д. Окраинные моря юго-восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // 27-ой МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 2. С. 30–44.
30. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 472).
31. Щека С.А., Высоцкий С.В., Съедин В.Т., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Говоров Г.И. Магматические комплексы Филиппинского моря // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 145–185.
32. Baranov B.V., Seliverstov N.J., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky basin as a product of a

- spreading behind a transform plate boundary // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. № 2–4. P. 237–269.
33. *Ben-Avraham Z., Cooper A.K.* Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and north Pacific subduction zones // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1981. Vol. 92. Pt. 1. № 7. P. 485–495.
 34. *Bowin C., Purdy G.M., Johnston C., Shor G., Lawver L., Hartono H.M.S., Jezek P.* Arc-continent collision in Banda Sea region // *AAPG Bull.* 1980. Vol. 64. № 6. P. 868–915.
 35. *Carey S.W.* The orocline concept in geotectonics // *Proc. Roy. Soc. Tasmania*. 1955. Vol. 89. № 2. P. 255–288.
 36. *Collier J., Sinha M.* Seismic images of a magma chamber beneath the Lau Basin back-arc spreading centre // *Nature*. 1990. Vol. 346. № 6285. P. 646–651.
 37. *Cooper A.K., Marlow M.S., Ben-Avraham Z.* Multichannel seismic evidence bearing on the origin of the Bowers Ridge, Bering Sea // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1981. Vol. 92. Pt. 1. № 7. P. 474–484.
 38. *Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W.* Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. № 11. P. 1916–1934.
 39. *Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W.* Geologic framework of the Bering Sea crust // *The geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins – Beaufort Sea to Baja California*. Corc. Pac. Council for Energy a. Min. Res. Earth Sci. Ser. Houston, 1987. Vol. 6. P. 73–102.
 40. *Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J.* Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // *Tectonics*. 1992. Vol. 11 № 4. P. 719–731.
 41. *Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H.* Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography // *Journ. Geol. Soc. Japan*. 1994. Vol. 100. № 1. P. 4–23.
 42. *Geology and geophysics of the Japan Sea*. Tokyo: Terra Sci. Publ. Comp., 1996. 487 p.
 43. *Geology and geophysics of the Philippine Sea*. Tokyo: Terra Sci. Publ. Comp., 1995. 406 p.
 44. *Hall R., Nichols G.J.* Terrane amalgamation in the Philippine Sea margin // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 181. № 1–4. P. 207–222.
 45. *Harper J.D.* Episodic magma chambers and amagmatic extension in the Josephine ophiolite // *Geology*. 1988. Vol. 169. P. 831–834.
 46. *Hawkins J.W.* Backarc basins: their evolution, geological characteristics and importance in crustal evolution. 28-th Intern. Geol. Congr. Washington, D.S. USA. July 9–19, 1989. Abstracts. Vol. 2 of 3. P. 2–41 – 2–42.
 47. *Hilde T.W.C., Lee C.-S.* Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 102. № 1–4. P. 85–104.
 48. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington D.C. Vol. VI. 1971. 1329 p.; Vol. XV. 1973. 1137 p.; Vol. XIX. 1973. 913 p.; Vol. XXXI. 1975. 927 p.; Vol. LVIII. 1980. 1022p; Vol. LIX. 1981. 820 p.; Vol. LX. 1980. 929p.; Vol. LXXVII. 1984. 747 p.
 49. *Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B11. P. 22 237–22 260.
 50. *Kobayashi T.* The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands // *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 1941. Sec. 2. Vol. 5. Pt. 7. P. 219–508.
 51. *Lallemant S., Jolivet L.* Japan Sea: a pull apart basin? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985/1986. Vol. 76. № 3–4. P. 375–389.
 52. *Lawson A.C.* Insular arcs, foredeeps, and geosynclinal seas of the asiatic coast // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1932. Vol. 43. № 2. P. 353–382.
 53. *Lee C.-C., McCabe R.* The Banda–Celebes–Sulu basin: a trapped piece of Cretaceous – Eocene oceanic crust // *Nature*. 1986. Vol. 322. № 6074. P. 51–54.
 54. *Ludwig W.J., Murauchi S., Houtz R.E.* Sediments and structure of the Japan Sea // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1975. Vol. 86. № 5. P. 651–664.
 55. *Martinez F., Fryer P., Baker N., Yamazaki T.* Evolution of backarc rifting: Mariana Trough: 20°–24° N // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 10D. NB3. P. 3807–3827.
 56. *Minato M.* The origin of “deep sea basins” in the marginal seas behind the island arcs of the western Pacific // *Pacific Geology*. 1973. № 6. P. 95–100.
 57. *Miyashiro A.* Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 122. № 3–4. P. 195–216.
 58. *Mrozowski C.L., Hayes D.E.* The evolution of the Parece Vela Basin, eastern Philippine sea // *Earth Planet Sci. Lett.* 1979. Vol. 46. № 1. P. 49–67.
 59. *Mrozowski C.L., Lewis S.D., Hayes D.E.* Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine Basin // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 82. № 1–2. P. 1–24.
 60. *Nissen S.S., Hayes D.E., Buhl P., Diebold J.* Deep penetration seismic sounding across the northern margin of the South China Sea // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. NB11. P. 22407–22433.
 61. *Parson L.M., Pearce J.A., Murton B.-J., Hodkinson R.A.* RRS Charles Darwin Scientific Party. Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau bac-arc basin, southwest Pacific // *Geology*. 1990. Vol. 18. № 5. P. 470–473.
 62. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports*. 1990. Vol. 124. 916p.; 1990. Vol. 127. 844 p.; 1990. Vol. 128. 652 p.; 1992. Vol. 135. 1230 p.
 63. *Rangin C., Stephan J.F., Miller C.* Middle Oligocene oceanic crust of South China Sea jammed into Mindoro collision zone (Philippines) // *Geology*. 1985. Vol. 13. № 6. P. 425–428.
 64. *Scheibner E., Sato T., Craddock C.* Tectonic map of the Circum-Pacific region, southwest quadrangle, scale 1 : 10 000 000. U.S. Geol. Surv. Dept. Inter. Circum-Pacific council for energy and mineral resources, Circum-Pacific map project. 1991.
 65. *Scott R.B., Kroenke L.W.* Periodicity of remnant arcs and back-arc basins of the South Philippine Sea // *Geologie des Marges Continentales*. 26-e Congr. Geol. Intern. Paris. 1980. Colloque C3. *Oceanologia Acta*. 1981. Suppl au Vol. 4. P. 193–202.
 66. *Shor G.G.* Structure of the Bering Sea and the Aleutian Ridge // *Marine Geology*. 1964. Vol. 1. № 3. P. 213–219.
 67. *Shor G.G., Kirk H.K., Menard H.W.* Crustal structure of the Melanesian area // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. № 11. P. 2562–2586.

68. *Silver E., Gill J., Schwartz D., Prasetyo H., Duncan R.* Evidence for submerged and displaced continental borderland, north Banda Sea, Indonesia // *Geology*. 1985. Vol. 13. № 10. P. 687–691.
69. *Tamaki K.* Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1988. Vol. 39. № 5. P. 269–365.
70. *Taylor B., Hayes D.E.* The origin and history of the South China Basin // *Geophys. Monogr. Ser. Washington, D.C.*, 1983. Vol. 27. P. 23–56.
71. *Uyeda S.* Some basic problems in the trench–arc–back–arc system // *Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins*. Washington, D.C. AGU Maurice Ewing Series 1. 1977. P. 1–14.
72. *Uyeda S., McCabe R.* A possible mechanism of episodic spreading of the Philippine Sea // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific Region*. Tokyo: Terra Sci. Pub. Co. 1983. P. 291–306.
73. *Volpe A.M., Hawkins J.W., Macdougall J.D.* Basaltic and andesitic glasses from the Lau Basin: chemical and isotopic compositions // *EOS. Trans AGU*. 1986. Vol. 67. P. 1253–1254.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, А.Л. Книппер

The Types of Backarc Basins in East Asia: Tectonic, Magmatic, and Geodynamic Aspects

E. N. Melankholina

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

This paper discusses types of backarc basins in East Asia, which are distinguished based on analogy with standard complexes (tectonotypes) and comparable structures. There are three main basin types: (1) relict basins that were detached from the ocean (Aleutian Basin in the Bering Sea); (2) spreading basins formed by the generation of new oceanic crust (basins in the Philippine Sea); and (3) rift basins that are the product of rifting in the upper crust coupled with synchronous limited basaltic magmatism (basins in the Sea of Japan). Each of these basin types are shown to have a fairly consistent set of distinctive geophysical, geological, and geochemical features. The development of high-energy tectonic processes in the backarc zone is thought to be related to a constant contrasting combination and interaction of large volumes of anomalous low-velocity mantle and the high-velocity oceanic plate descending beneath them. The formation of low-velocity mantle is attributed to density decrease due to backarc spreading, which may also be responsible for mantle heating. While there is a general resemblance in the mantle structure of backarc basins of different types, there are unquestionable differences in their crustal structure and mode of formation. These differences may arise from the rheological properties of the crust and uppermost mantle of these basins, their proximity to the Pacific Ocean, and the specific character of the stress field, which is due to the orientation of that part of the convergent boundary.

УДК 551.243/551.25(571.5)

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ БАЙКАЛ-ХУБСУГУЛЬСКОГО РЕГИОНА (ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

© 1998 г. Е. П. Васильев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Поступила в редакцию 12.11.96 г.

Предпринят динамический анализ структурных парагенезов докембрийских и палеозойских зональных метаморфических комплексов юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона, занимающих территорию между озерами Байкал (Южная Сибирь) и Хубсугул (Северная Монголия). Анализ предусматривает воссоздание ориентировок действующих сил (осей сжатия и растяжения) на момент окончательного оформления структурного парагенеза данного этапа деформации. В состав парагенеза могут входить метаморфическая полосчатость и кристаллизационная сланцеватость, кливаж, сланцеватость бластомилонитов, мелкие складки и их элементы, минеральная и агрегатная линейность а- и б-типов. Динамическая интерпретация учитывает данные по морфологии, ориентировке и кинематике элементов парагенеза, а главное, их пространственные соотношения. Проведен поэтапный региональный динамический анализ “Метод парагенезов” относится к мезоструктурным и по ряду характеристик близок динамическому анализу трещиноватости, дополняя его в области пластических деформаций.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

С развитием структурной петрологии все большее значение приобретают исследования интерпретационного характера, среди которых выделяются кинематическое и динамическое направления. Кинематический анализ деформаций имеет дело с направлениями и величинами относительных смещений частиц горных пород вне связи с вызывающими движение силами. Динамический анализ предполагает воссоздание по директивным структурам и их кинематике направлений и относительных величин главных напряжений.

В метаморфических комплексах традиционным объектом динамического анализа являются минералы или их агрегаты и основным методом является микроструктурный анализ [10]. В то же время такие элементы мезоструктуры пород как метаморфическая полосчатость, кристаллизационная сланцеватость, кливаж, линейность различных видов, складки, будины, с которыми исследователь постоянно сталкивается в поле, практически не используются при динамических интерпретациях. Интересны в этом отношении сводка М. Фридмана в сборнике “Структурная геология и тектоника плит”. Перечисленные выше структурные элементы метаморфитов допускают, по М. Фридману, лишь кинематические выводы, тогда как динамическую информацию несут оптические и кристаллографические направления в минералах, размеры и форма субзерен, микродислокации, кинк-банды, трещины и разломы разных рангов и, наконец, горные цепи и гребни хребтов.

Проблема соответствия структурных форм полям тектонических напряжений одна из наиболее сложных в структурной петрологии. Она берет начало еще с конца прошлого века, когда развернулась дискуссия об угловых соотношениях между плоскостями максимальной деформации (удлинения) и направлением стресса. В конечном счете была признана неоднозначность этих соотношений, зависящих как от условий деформации (хрупкая-пластичная), так и от ее характера (однородная-неоднородная, вращательная-невращательная) [1, 13].

Существенный сдвиг в решение проблемы достигнут экспериментами по моделированию складок с использованием оптического метода изучения напряжений [8, 16]. Сопоставление модельных и природных объектов позволило обосновать возможность использования при выяснении направлений главных напряжений не только трещин и разрывов, но и складок. Принцип соответствия структурных форм полям напряжений был использован и при анализе наложенных деформаций [17, 18].

В 50-х годах группа ученых под руководством академика А.В. Пейве приступила к парагенетическому анализу структур для изучения горизонтальных движений земной коры. В результате исследований сформулировано понятие о структурных парагенезах и обоснована концепция о структурном рисунке складчатых областей, обусловленном горизонтальными движениями блоков земной коры [4, 14, 15].

Таким образом, в 50–70 годах главным образом отечественными структурными школами была создана принципиальная основа динамического анализа деформационных мезоструктур. В то же время за рубежом мощное развитие получило морфолого-кинематическое направление в изучении деформаций пород и минералов [23–26]. Динамический анализ основывается либо на изучении микроструктурных ориентировок минералов, либо на кинематике смещений в структурах трещинно-разрывного характера. По поводу динамической интерпретации структур пластической деформации, пожалуй, наиболее показательное высказывание М. Фридмана: “Поскольку определить полностью состояние деформаций в смятых породах обычно невозможно, нет смысла рассматривать соответствующие напряжения, исключая лишь некоторые общие соображения” [21, стр. 325]. Можно согласиться с невозможностью определить полностью состояние деформаций, но вряд ли стоит столь категорично “закрывать” проблему.

ИСХОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Приемы динамического анализа мезоструктур демонстрируются на конкретных примерах, но прежде необходимо оговорить общие положения и условия.

1. Предметом анализа являются не отдельные структурные элементы метаморфитов, а их парагенезы. В состав парагенеза могут входить слоистость, метаморфическая полосчатость, кристаллизационная сланцеватость, кливаж, сланцеватость бластомилонитов, минеральная и агрегатная линейность а- и в- типов, мелкие складки и их элементы. Чем больше составляющих парагенеза, тем определеннее динамические выводы.

2. Анализ предусматривает воссоздание ориентировок действующих сил на момент окончательного оформления структурного парагенеза данного этапа деформации и не преследует цель проследить весь ход деформации.

3. При установлении неоднократных деформаций динамический анализ парагенезов ранних этапов допускается лишь в том случае, если их ориентировка существенно не нарушена поздними деформациями.

4. Главные динамические направления обозначены: ось сжатия – С (compression), ось растяжения – Т (tension), как это принято при динамическом анализе микроструктурных ориентировок минералов [10]. Промежуточная ось, перпендикулярная С и Т и совпадающая с линией пересечения плоскостей максимального скальвания, обозначена как ось В (она же – средняя ось эллипсо-

ида деформации, аппроксимируемая шарнирами складок и параллельной им в-линейностью).

5. Во всех построениях угол между осью сжатия (стресса) и плоскостями максимального скальвания принят 45° . Это заведомо неверно для условий вязко-пластической деформации горных пород – угол должен быть большим. Свои коррективы, в ту или иную сторону, вносит направление и степень анизотропии пород. Однако оценить истинную величину этого угла в каждом конкретном случае практически невозможно. Поэтому принимая угол скальвания как теоретически оптимальный, мы закладываем некую погрешность, что определяет приблизительность метода. Вместе с тем следует учесть, что анализируется статистически значимый материал, позволяющий снивелировать отдельные отклонения.

ПРИМЕРЫ ЛОКАЛЬНОГО ДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Объектом динамического анализа являлись мезоструктуры докембрийских и палеозойских метаморфических толщ юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона, занимающих территорию между озерами Байкал и Хубсугул. Исследования проведены на 75 доменах, для каждого из которых составлена круговая диаграмма ориентировки структурных элементов (равноплощадная полярная сетка, верхняя полу-сфера). Дальнейшие построения велись с помощью экваториальной сетки. Техника таких операций изложена в работе А.Н. Казакова [9].

На рис. 1 приведены данные по 13 доменам, представляющим типовые структурные ситуации.

1 – верховье р. Утулик. Здесь в своде антиклинали на фоне субгоризонтального залегания слоистости карбонатно-диоксидовых кристаллосланцев наблюдаются внутрислойные лежащие изоклинали с пологопогружающимися шарнирами. Отчетливо выражена минеральная в-линейность. Ось С восстанавливается как нормаль к статистическому максимуму кристаллизационной сланцеватости и осевых поверхностей складок. Перпендикулярно к С, а также шарнирам и линейности (В-осям) проводится ось Т. Под углом 45° к С и Т и параллельно среднестатистической линейности строятся грампроекции (дуги) условных плоскостей скальвания, отделяющих квадранты сжатия и растяжения.

2 – верховья р. Зун-Мурин. Мощная карбонатная толща смята в складки с полого погружающимися к северо-западу шарнирами и в-линейностью. Ось С принимается как перпендикуляр к субвертикальным осевым поверхностям. Ось Т – перпендикуляр к С и среднестатистической линейности.

3 – верховья р. Ангуул. Пологосарнирная изоклиальная складчатость в хлорит-мусковит-биотитовых сланцах. Поллюс сланцеватости, практически параллельной осевым плоскостям, однозначно определяет положение оси С. Ось Т восстанавливается по принципу предыдущих диаграмм.

4 – низовья р. Ангуул. Крутосарнирная открытая складчатость в гнейсах с осевыми поверхностями, круто падающими к северо-востоку. Ось С – перпендикуляр к осевым плоскостям, ось Т определяется как и в предыдущих случаях.

5 – р. Ури-Гол. Складки в метапелитах крутосарнирные, сжатые до изоклиальных. Сланцеватость по ориентировке близка к осевым плоскостям. Ее статистический полюс соответствует положению оси С. С учетом линейности и шарниров определяется ось Т.

6 – р. Аерхан. В мощной крутостоящей толще переслаивающихся мраморов, кремнисто-карбонатных пород и кристаллосланцев развиты мелкие открытые складки с субвертикальными шарнирами и устойчивым левосторонним рисунком асимметрии (складки волочения s-типа). Редко встречаются фрагменты изоклиналей, соосных открытым складкам и деформируемых ими.

Судя по ориентировке и рисунку складок волочения, они формировались в условиях левостороннего сдвига по простиранию слоистости пород. Таким образом за главную плоскость скалывания принимается слоистость. Сопряженная с нею вторая (теоретическая) плоскость скола строится перпендикулярно слоистости и вдоль статистической В-оси. Далее, под углом 45° к этим плоскостям и перпендикулярно оси В восстанавливаются две другие динамические оси. Основываясь на рисунке асимметрии складок и положении их осевых поверхностей, за ось С принимается та, которая имеет юго-восточное погружение, за ось Т – северо-восточное погружение.

7 – р. Иркут у пос. Монды. В толще карбонатно-слюдисто-актинолитовых сланцев фиксируются две системы складок: пологосарнирные сжатые и изоклиальные складки, открытые складки с правосторонней асимметрией и субвертикальными шарнирами. Взаимоотношение их однозначно указывает на то, что вторые наложены на первые. Об этом можно судить и по азимутальному рассеиванию шарниров и линейности первых.

Операция по восстановлению динамических осей для складок второй генерации не отличается от рассмотренной в ситуации 6. С и Т определены с учетом рисунка складок (диаграмма 7А). Для ранних деформаций ось С определена как полюс слоистости, а Т – перпендикуляр к С и усредненной оси В (диаграмма 7Б).

8 – правый борт долины р. Иркут. В наклонно залегающей толще известково-слюдисто-актино-

литовых сланцев отчетливо выражена система сжатых и изоклиальных опрокинутых складок с пологим юго-восточным погружением шарниров и осевыми плоскостями, близкими генеральному залеганию слоистости и кристаллизационной сланцеватости. Спорадично развита более поздняя генерация складок с шарнирами разных ориентировок, в основном погружающимися к юго-западу. Общим для этих складок является правосторонний рисунок асимметрии.

Для ранней генерации складок динамические оси строятся уже известным способом: ось С – полюс сланцеватости-слоистости, Т – нормаль к осям С и В (диаграмма 8А). Оси напряжений для поздних деформаций можно определить лишь приблизительно, поскольку шарниры складок и плоскостей имеют широкий разброс. В данном случае (диаграмма 8Б) за ось В принимается усредненное положение шарниров. Ось С восстанавливается как перпендикуляр к В и под углом 45° к плоскости слоистости с учетом рисунка асимметрии складок. Ось Т – перпендикуляр к С и В.

9 – верховья р. Хангарул. Здесь в толще метапелитов закартирована крупная опрокинутая к западу синклиналь северо-западного простирания. Главным плоскостным структурным элементом метапелитов является кливаж, сильно затушевывающий слоистость сланцев. На поверхностях кливажа отчетливо проявлены минерализованные штрихи и борозды скольжения (а-линейность), по которым повсеместно устанавливаются левосторонние взбросо-сдвиговые перемещения. Шарниры складок и в-линейность образуют угол 70° с а-линейностью. Кливажные поверхности обладают всеми признаками плоскостей скола, что и положено в основу дальнейших построений. Проводится граммапроекция поверхности кливажа (дуга большого круга перпендикулярная полюсу). Это главная плоскость скола. Вторая строится нормально к ней через ось В. Поскольку а- и в-линейности не перпендикулярны друг другу, возможны два варианта построения динамических осей. По первому (диаграмма 9) ось С₁ проводится нормально к В и под углом 45° к плоскостям скола с учетом знака смещений по а-линейности. По второму варианту ось С₂ строится под углом 45° к кливажу и под тем же углом к а-линейности. Расхождение 16° по азимуту и 6° по углу в положении оси С (и соответственно Т) между этими вариантами следует считать вполне укладываемым в пределы погрешности метода. Но можно также предполагать, что формирование а- и в-линейностей было разорвано во времени.

10 – среднее течение р. Тиссы в Восточном Саяне. В крутостоящей толще тонкопереслаивающихся метапелитов и метапесчаников развиты мелкие складки левостороннего рисунка асимметрии с крутопогружающимися шарнирами и минеральной в-линейностью. Отчетливо проявлен

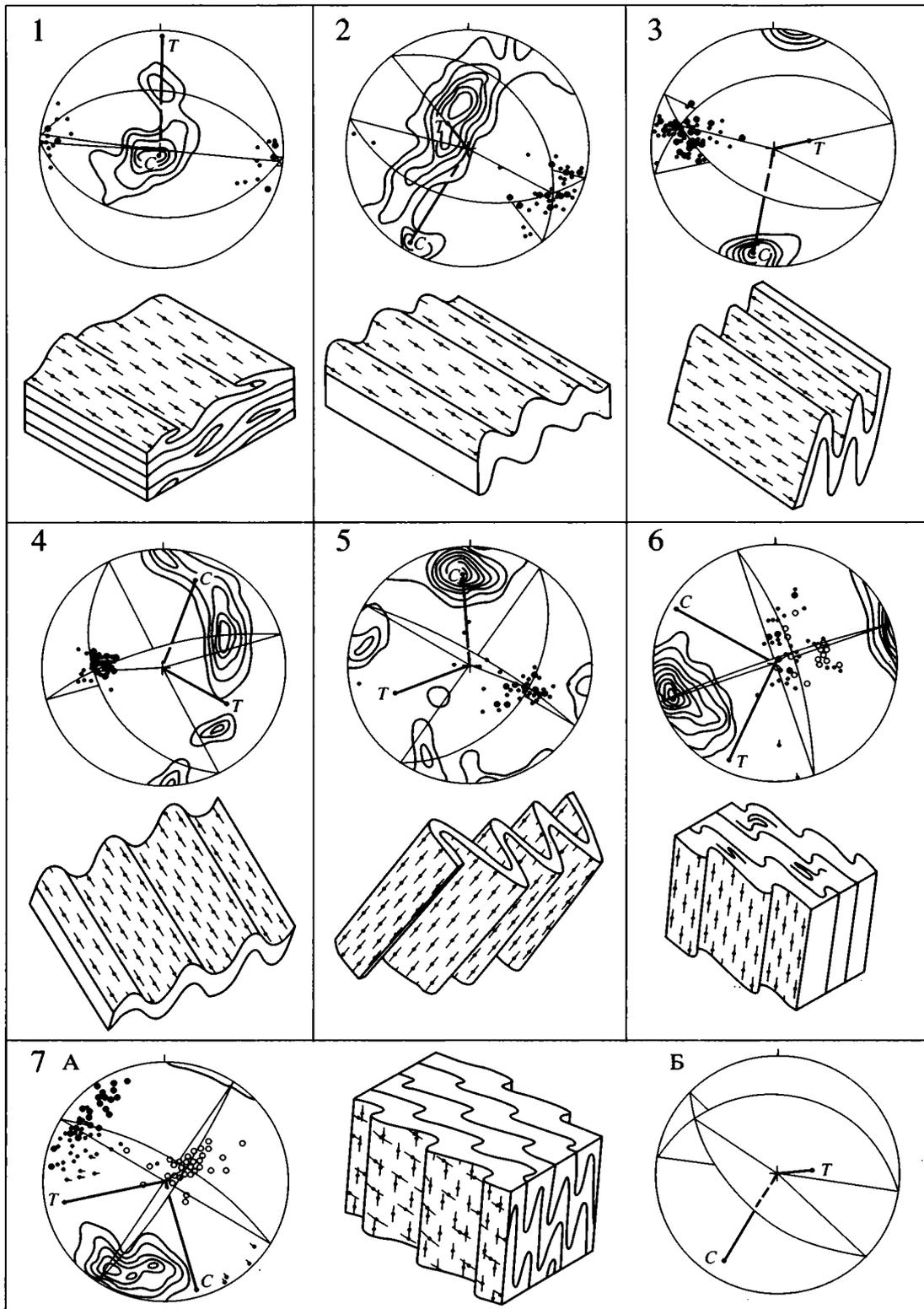


Рис. 1. Примеры локального динамического анализа структурных парагенезов метаморфитов.

1–2 – условные изолинии плотности: 1 – полюсов слоистости и кристаллизационной сланцеватости, 2 – полюсов поверхностей кливажа и сланцеватости blastsмилонитов; 3–4 – шарниры складок: 3 – ранней генерации, 4 – поздней генерации; 5 – б-линейность: а – на сферограммах, б – на блок-диаграммах; 6 – а-линейность: а – на сферограммах, б – на блок-диаграммах; 7 – шарниры микроскладок; 8 – оси сжатия и растяжения; 9 – грампроекции плоскостей максимального скальвания и линии их пересечения (оси В); 10 – слоистость и кристаллизационная сланцеватость; 11 – кливаж; 12 – сланцеватость blastsмилонитов.

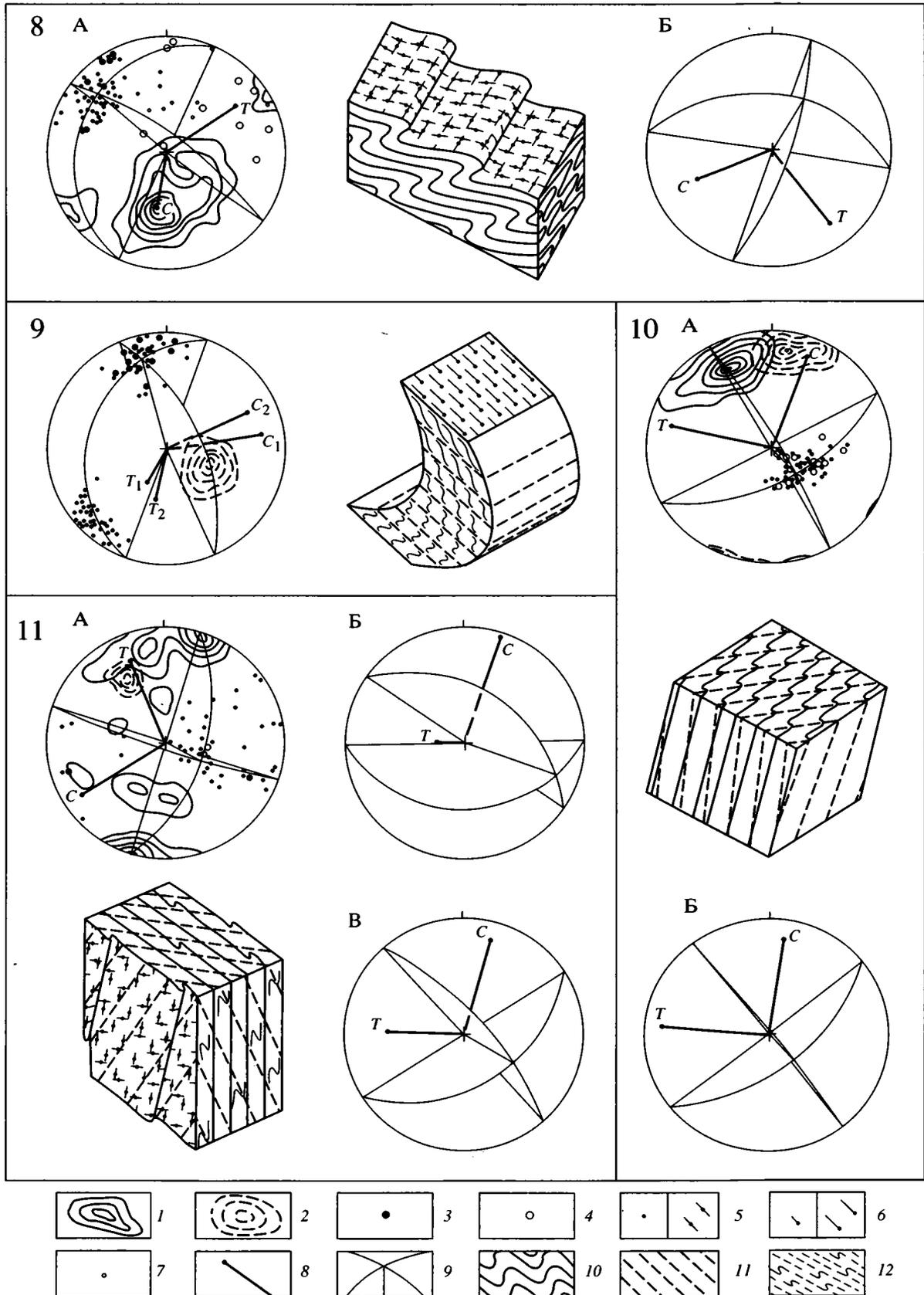


Рис. 1. Продолжение.

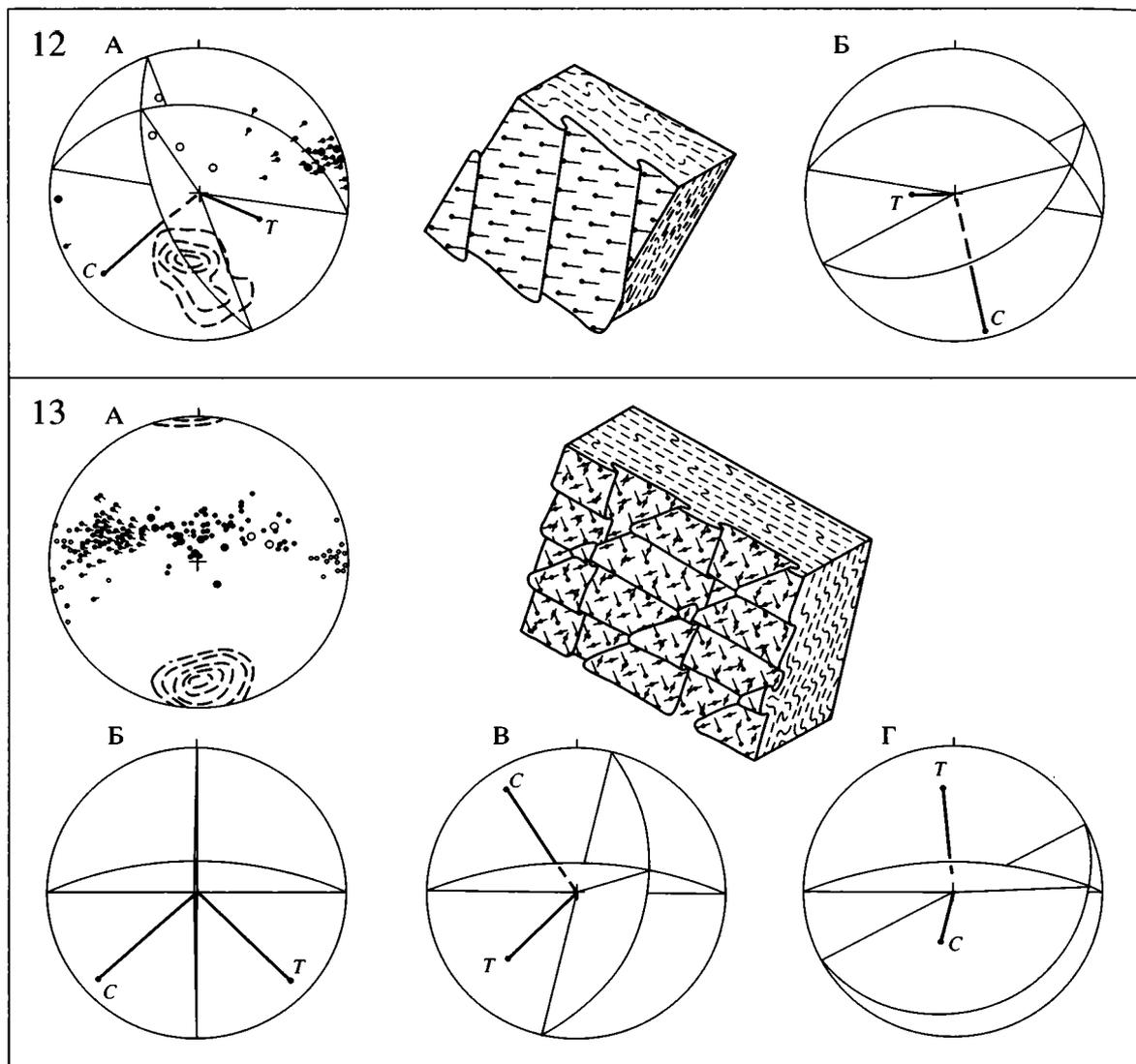


Рис. 1. Окончание.

сквозной осевой кливаж. В данном случае роль поверхности скола явно играла слоистость, тогда как кливаж представлял плоскости сплющивания. Исходя из этого возможны два варианта динамической интерпретации. По первому (диаграмма 10А) через ось В строятся две взаимно перпендикулярные плоскости скола, одну из которых представляет слоистость. Ось С строится под углом 45° к ним (с учетом рисунка складок) и перпендикулярно к оси В, ось Т – нормаль к С и В. По второму варианту (диаграмма 10Б) ось С – полюс кливажа, Т – нормаль к С и В. Как видно, эти варианты достаточно сходны. При этом угол между осью С, определенный по второму варианту, и плоскостью скола (слоистостью) составил 55° . Вероятно в данном случае это и есть истинный угол скалывания, но считать его универсальным и приемлемым в других случаях неправомерно.

11 – верховье р. Ури-Гол. В толще переслаивающихся метапелитов, известково-диопсидовых сланцев и мраморов наблюдаются две системы складок: ранние сжатые внутрислойные пологошарнирные и поздние крутосарнирные открытые с левым рисунком асимметрии. Минеральная и агрегатная линейность концентрируется вокруг шарниров складок обеих систем и в целом имеет большое поле рассеивания. Проявлен также кливаж, деформируемый поздними складками по секущей слоистости и осевые поверхности ранних складок. Местами по плоскостям кливажа устанавливаются левосдвиговые смещения. Для поздних складок динамические оси восстанавливаются с учетом их рисунка по уже известной схеме (диаграмма 11А). Слоистость при этом принимается за плоскость скола. По ранним складкам оси

строятся также по стандартной схеме, приняв слоистость за плоскость сплющивания (диаграмма 11Б). Еще один (промежуточный) этап деформаций фиксируется по развитию кливажа, который, учитывая левосдвиговые смещения по нему, принимается за главную плоскость скола. Перпендикулярно ей через ось В должна строиться вторая плоскость, но положение оси В по полевым наблюдениям конкретно не определено. Ясно лишь, что она имеет крутое погружение (исходя из субгоризонтальных смещений по кливажу). По ряду соображений ось В выбирается как место на граммапроекции кливажа, где она пересекается с областью сгущения крутой линейности (диаграмма 11В). Оси С и Т восстанавливаются нормально к В и под углом 45° к кливажу. При этом оказывается, что оси С на диаграммах Б и В близки по ориентировке. Очевидно мы имеем дело с одним этапом тангенциального сжатия, которое реализовалось вначале деформациями вертикального сплющивания, затем – горизонтального сдвига. Исходя из этого, можно оценить угол скалывания, то есть угол между осью С на диаграмме 11Б и кливажом. Он составил 55° .

12 – верховье р. Оронгодой. В бластомилонитах Оронгодойской зоны рассланцевания, полого падающей к югу, наиболее ранними видимыми структурами являются сжатые пологошарнирные складки со взбросовым рисунком асимметрии. Более поздними являются открытые складки левого рисунка с погружающимися к юго-востоку шарнирами. Перпендикулярно к последним на поверхностях сланцеватости располагаются минерализованные штрихи и борозды скольжения (а-линейность), по которым устанавливаются взбросо-левосдвиговые перемещения. Таким образом поздние складки и а-линейность парагенетически связаны. Для структур этого этапа (диаграмма 12А) ось С восстанавливается под углом 45° к сланцеватости и к а-линейности. Перпендикулярно сланцеватости (главной плоскости скола) и под углом 45° к оси С строится вторая плоскость скола. Пересечение плоскостей – ось В, а ось Т – нормаль к С и В. Для раннего этапа (диаграмма 12Б) сланцеватость бластомилонитов принимается также за плоскость скола. Вторая плоскость строится перпендикулярно ей через ось В (шарниры ранних складок). Ось С проводится (с учетом асимметрии ранних складок) под углом 45° к этим плоскостям и нормально к В, а ось Т – как в предыдущих случаях.

13 – среднее течение р. Шубутуй, Утуликская зона рассланцевания. В бластомилонитах (филлонитах) зоны наблюдается целая гамма структурных форм (диаграмма 13А), которые группируются в три основные генерации. Первую представляют крутошарнирные складки (и в-линейность) с левым рисунком асимметрии

(s-складки). Вторая генерация – погружающиеся на юго-запад складки правого рисунка (z-складки), в-линейность и перпендикулярная ей и шарнирам четко выраженная (штрихи и борозды скольжения) а-линейность с правосторонними взбросо-сдвиговыми перемещениями. К третьей генерации относятся микроскладки амплитудой до 1–2 мм, повсеместно имеющие сбросовый рисунок асимметрии. Шарниры их субгоризонтальны.

При всех построениях сланцеватость бластомилонитов принимается за главную плоскость скола. Для первой генерации структур (диаграмма 13Б) сопряженная плоскость скола проводится перпендикулярно к сланцеватости через ось В. Ось С строится под углом 45° к плоскостям скола и по нормали к В (с учетом рисунка складок ранней генерации). Ось Т находится обычным способом. Для второй генерации (диаграмма 13В) дополнительная плоскость скола строится как перпендикуляр к главной через шарнир складок этой генерации. Ось С восстанавливается (с учетом рисунка складок и смещений по а-линейности) под углом 45° к плоскостям скола и перпендикулярно к В. При этом она оказывается направленной под тем же углом 45° к а-линейности. Для третьей генерации (диаграмма 13Г) вторая плоскость скола проводится перпендикулярно сланцеватости через ось В, то есть максимум сгущения шарниров микроскладок. Оси С и Т восстанавливаются под углом 45° к сколовым плоскостям и нормально к В. Учитывая сбросовый рисунок складок за ось С принимается та из них, которая круто погружается к северо-востоку.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Результаты динамического анализа по отдельным доменам сведены на геологическую карту региона в виде круговых диаграмм квадрантов сжатия и растяжения, разделенных плоскостями главных касательных напряжений (рис. 2). Выявляется сложная картина распределения напряжений от места к месту и в толщах разного возраста. Диаграммы квадрантов дают представление о напряженном состоянии (и его смене во времени) в каждом отдельном домене. Однако при таком способе показа трудно извлечь информацию о региональном поле напряжений на тот или иной период. В этом отношении более наглядно построение горизонтальных проекций (простираний) осей максимального сжатия с их возрастной разбивкой. В виде сходящихся стрел эти оси вынесены на тектоническую схему (рис. 3). Здесь же на врезках представлены розы-диаграммы простираний осей С для разных этапов (циклов). При этом из рассмотрения исключены случаи, когда ось С имеет крутой наклон (больший, чем у осей Т и В), то есть в сфере анализа остаются только структу-

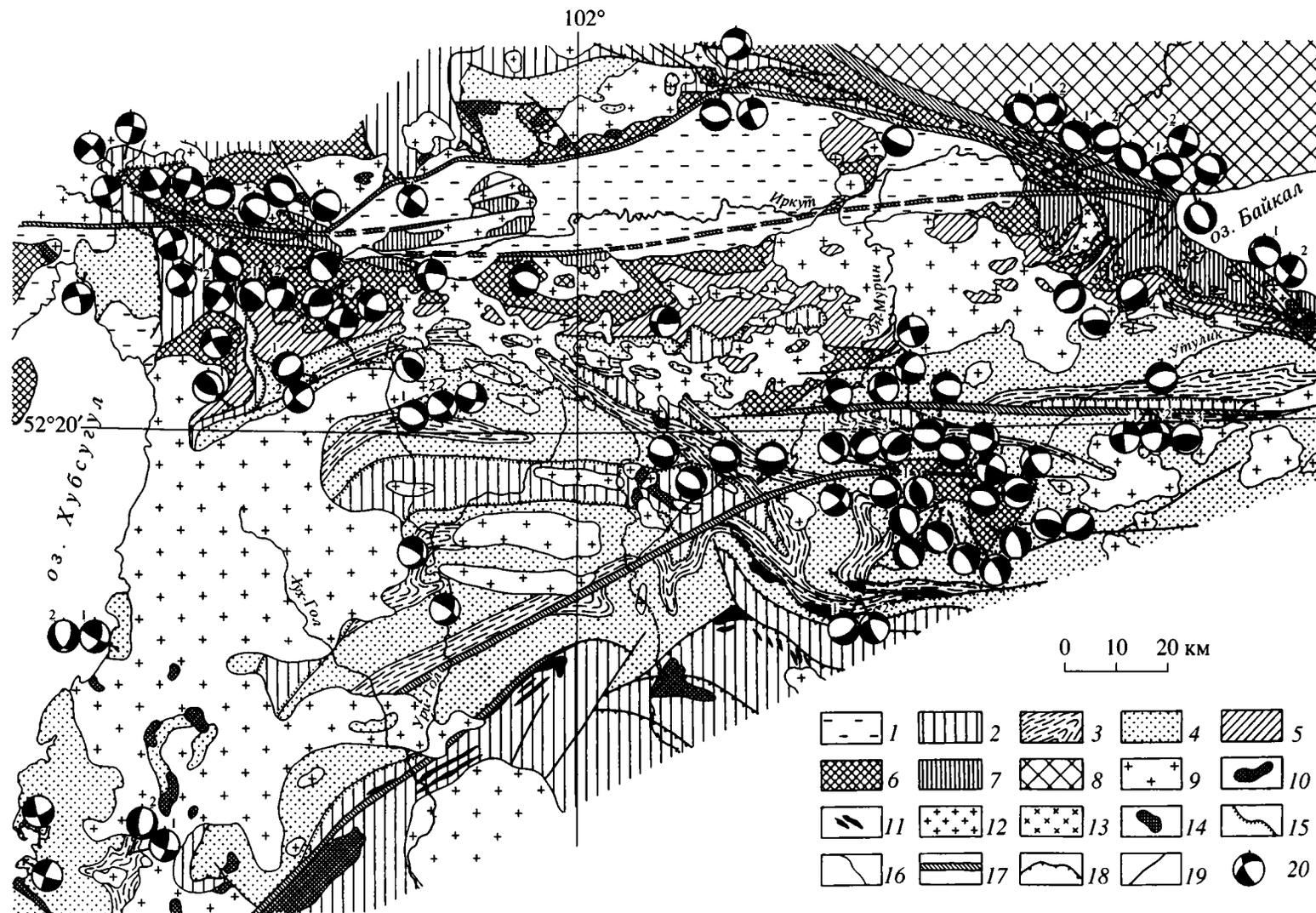


Рис. 2. Геологическая схема Байкал-Хубсугульского региона с результатами динамической интерпретации структурных парагенезов метаморфитов.

1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские отложения и вулканы; 3–4 – хамардабанская серия (R[?]): 3 – шубутуйская свита; 4 – корниловская свита; 5–6 – хангарульская серия (PR₁[?]); 5 – безьямская свита, 6 – харагольская свита; 7 – слюдянская серия (AR₂[?]); 8 – шарыжалгайская серия (AR₁); 9 – гранитоиды протерозойские и палеозойские нерасчлененные; 10 – палеозойские базиты; 11 – рифей-раннепалеозойские ультрабазиты; 12 – гранит-пегматиты слюдянского комплекса (PR[?]); 13 – сиениты, монцониты (PR[?]); 14 – базиты (PR₁[?]); 15 – границы структурных и стратиграфических несогласий; 16 – прочие геологические границы; 17 – Главный Саянский разлом и другие крупнейшие разломы; 18 – надвиги; 19 – прочие разломы; 20 – сферограммы ориентировки квадрантов сжатия (черные) и растяжения (белые). Цифрами на схеме обозначены этапы деформаций.

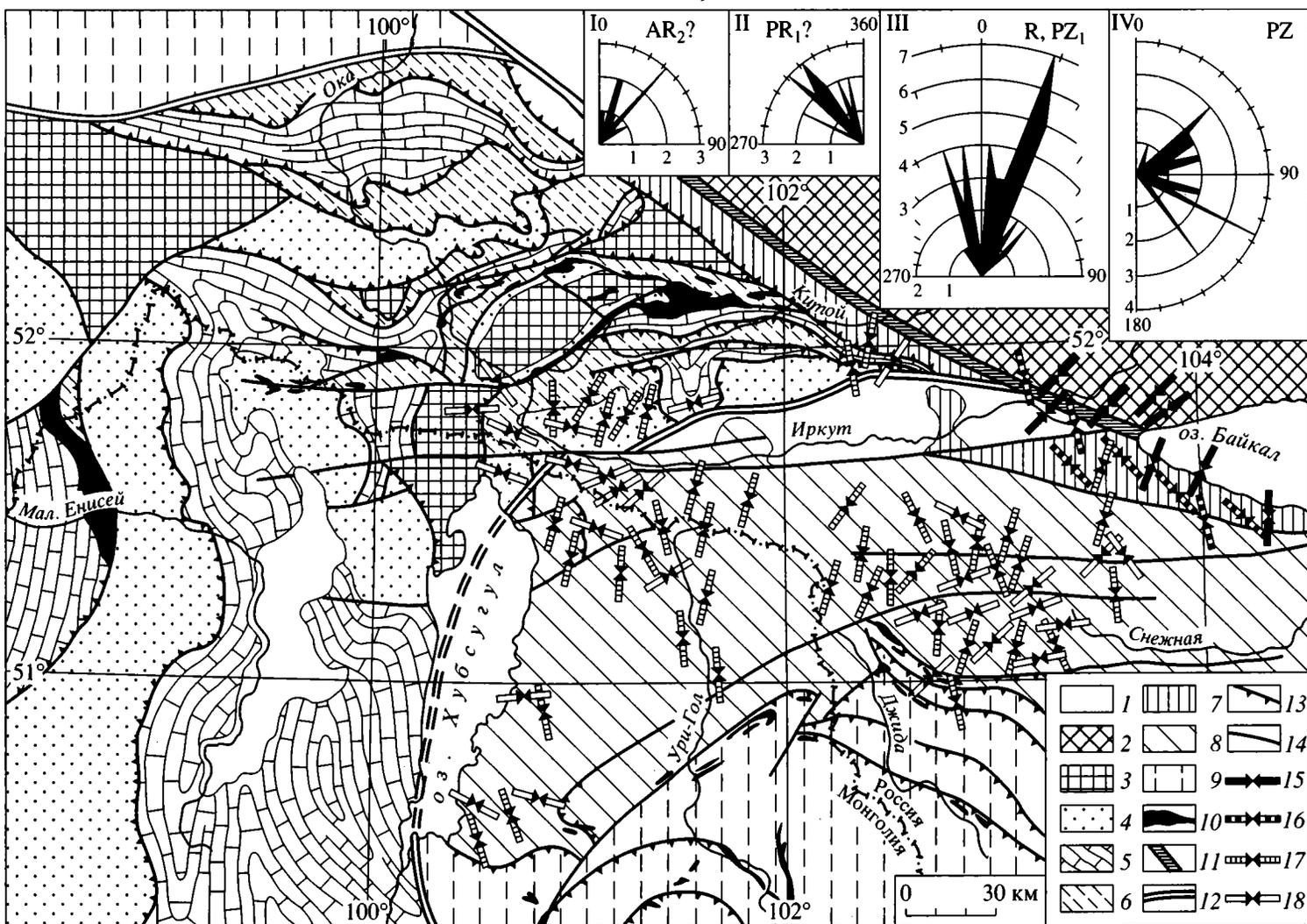


Рис. 3. Тектоническая схема юго-западного обрамления Сибирской платформы.

1 – кайнозойские рифтовые впадины; 2 – дорифейский фундамент платформы; 3–6 – образования Тувино-Монгольского палеомикроконтинента: 3 – дорифейский фундамент, 4 – рифейские аккреционные комплексы, 5 – верхнерифейско-нижнекембрийский чехол, 6 – палеозойские аллохтонные комплексы; 7–9 – Восточно-Тувинская и Хамардабанская коллизионные системы: 7 – зона раннепротерозойской консолидации, 8 – зона рифейд, переработанных каледонской орогений; 9 – зона каледонид; 10 – ультрабазиты (рифей-нижний кембрий); 11 – краевой шов платформы; 12 – краевые швы палеомикроконтинента; 13 – надвиги; 14 – прочие разломы; 15–18 – оси максимального горизонтального сжатия разных этапов: 15 – поздний архей, 16 – ранний протерозой, 17 – рифей и ранний палеозой, 18 – палеозой.

На врезках – розы-диаграммы простираций осей сжатия по этапам. Оцифрованные дуги соответствуют количеству определений.

ры тангенциального сжатия, представляющие собственно коллизионные стадии развития региона. Отметим, что из 94 определений режим горизонтального сжатия установлен в 84 случаях. Как известно, преобладание горизонтального сжатия характерно и для современного напряженного состояния земной коры [11].

Общая геолого-тектоническая ситуация. Рассматриваемая территория (рис. 3) представляет часть Центрально-Азиатского подвижного пояса, непосредственно прилегающую к юго-западному выступу Сибирского кратона. Здесь в составе пояса участвуют фрагменты трех основных тектонических зон (террейнов) – Тувино-Монгольской, Восточно-Тувинской и Хамардабанской. Первая рассматривается как палеомикроконтинент, фундамент которого сформирован в рифее путем амальгамации раннедокембрийских блоков [3]. К концу рифея на уже консолидированном фундаменте начал формироваться сначала вулканогенно-осадочный, а затем (венд-кембрий) карбонатный чехол. В период каледонской коллизии в пределах микроконтинента проявилось покровообразование, в результате чего его структура приобрела чешуйчатый характер с чередованием пластин, сложенных различными комплексами – от дорифейских пород фундамента микроконтинента до ордовик-силурийских островодужных образований, обдуцированных из смежных тектонических зон [2].

Восточно-Тувинская и Хамардабанская зоны представляют собой покровно-складчатые (коллизионные) системы, изначально формировавшиеся на коре океанического типа и завершившие свое развитие в период каледонской коллизии. Опуская рассмотрение первой из них, остановимся на характеристике Хамардабанской системы как основного объекта динамического анализа. В строении этой системы частью которой являются Байкал-Хубсугульский регион принимают участие разновозрастные метаморфические толщи (снизу вверх, рис. 2):

1 – терригенно-вулканогенно-карбонатная слюдяная серия (AR₂?);

2 – хангарульская серия (PR₁?) в составе терригенно-карбонатно-вулканогенной харагольской и карбонатно-терригенной безымянской свит;

3 – хамардабанская серия (R?), включающая терригенную корниловскую и карбонатно-вулканогенно-терригенную шубутуйскую свиты;

4 – палеозойская вулканогенно-осадочная толща возрастного диапазона от венда-кембрия (зунмуриная свита) до ордовика-силура (толтинская свита).

Возраст последней определен по находкам фауны. Для остальных толщ возраста приняты достаточно условно, основываясь на редких геохронологических определениях, региональных стратиграфических корреляциях и структурных взаимоотношениях.

Перечисленные толщи имеют субширотное простирание, отклоняющееся на юго-западное в Прихубсугулье. Они образуют единую систему антиклинорных и синклинорных структур, но при этом разделены между собой региональными, стратиграфическими и структурными несогласиями. Все толщи охвачены зональным метаморфизмом, варьирующим от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Наиболее высокотемпературная зона протягивается в широтном направлении от Байкала через Тункинскую долину и далее вдоль восточного побережья оз. Хубсугул. К югу от нее степень метаморфизма снижается. Интрузивный магматизм представлен гранитоидами, концентрирующимися в зоне амфиболитовой фации метаморфизма.

Структурно-петрологические исследования и геохронологические данные позволяют выделить, по крайней мере, четыре цикла тектоно-метаморфической эволюции в докембрии и палеозое: позднеархейский, раннепротерозойский, рифейский и каледонский [7, 19]. Проявления первых двух устанавливаются только в Южном Прибайкалье в пределах Слюдянского кристаллического комплекса. Методом палеоструктурных реконструкций, основанных на анализе полей рассеивания деформированной линейности [5, 6], установлено, что в позднем архее слюдянская серия испытала складчатость северо-западного простирания, интенсивность которой резко возрастала к краевому шву Сибирского кратона. Морфолого-кинематические особенности складок позволяют заключить, что они формировались в условиях тангенциального сжатия ЮЗ–СВ ориентировки.

В раннем протерозое в условиях тангенциального сжатия СЗ–ЮВ ориентировки и правосторонних сдвиговых движений в зоне краевого шва кратона слюдянская и несогласно перекрывающая ее хангарульская серии были вовлечены в складчатость северо-восточного простирания. С нею был сопряжен главный этап зонального метаморфизма пород обеих серий, достигавший вблизи краевого шва уровня гранулитовой фации [19]. В завершение цикла вдоль края кратона сформировалась неширокая зона континентальной консолидации (рис. 3). В удалении от кратона складчатость и метаморфизм проявились слабо, о чем можно судить по антиклинальным выходам слюдянской и хангарульской серий в Хамар-Дабане, где они не имеют явно выраженных структурных и метаморфических несогласий с перекрывающими толщами.

Структуры рифейского цикла, вещественным выражением которого является хамардабанская серия, значительно переработаны в ходе каледонских движений, и о их наличии можно говорить, основываясь на факте резко несогласного налегания на эту серию венд-палеозойских толщ. Вместе с тем, обе серии деформированы в едином плане, и различить структуры того или иного цикла в них практически невозможно. Поэтому

восстанавливаемое динамическим анализом общее тангенциальное сжатие ССВ-ЮЮЗ ориентировки на большей части Байкал-Хубсугульского межозерья (рис. 3) в равной мере может быть отнесено и к рифейскому и к каледонскому циклам. По всей вероятности, структуры коллизионных стадий обеих циклов формировались в условиях одноподвижного (субмеридиального) регионального стресса. В течение этих циклов была окончательно сформирована наблюдаемая ныне тектоно-метаморфическая зональность региона [6, 7].

К наиболее поздней генерации отнесена система складок, явно наложенных на все предыдущие структуры. Устанавливаемые для них оси сжатия имеют широкий разброс простираний (врезка IV на рис. 3), что может быть обусловлено влиянием неоднородностей предшествующей структуры. Однако не исключено, что в эту систему объединены складки разных генераций. Тем не менее можно утверждать, что на поздней стадии каледонского цикла в регионе проявилось тангенциальное сжатие субширотной ориентировки. В пределах Хамар-Дабана оно вызвало формирование мелких дислокаций, существенно не нарушающих общий субширотный план предшествующих структур, но западнее оз. Хубсугул это сжатие проявилось более масштабно, судя по преобладающему меридиональному простиранию покровно-складчатых структур в этой части региона (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Продемонстрированные приемы локального и регионального динамического анализа структурных парагенезов метаморфитов могут быть сопоставлены с другими известными методами определения палеонапряжений по ряду критериев – достоверности и точности, разрешающей способности, трудоемкости и возможности использования результатов при палеогеодинамических построениях. Для реконструкции палеонапряжений традиционно используются макроструктурные, мезоструктурные и микроструктурные методы [12]. Первые основываются на анализе общей структурной ситуации в масштабе складчатых зон или поясов (простирание и вергентность систем складок, разрывов, шовных зон и т.п.). Выводы о напряженном состоянии делаются по сочетанию структур, представляющему, как правило, суммарный результат длительного развития, без учета смены во времени поля напряжений. В этой связи макроструктурные методы имеют низкую разрешающую способность, выявляя лишь общую тенденцию.

Мезоструктурные методы, под которыми обычно понимается анализ трещиноватости и разрывов, разработаны в нескольких модификациях, обзор которых сделан С.И. Шерманом и Ю.И. Днепровским [20]. К их достоинствам относятся доступность и экспрессность, достоверность и точность,

высокая разрешающая способность позволяющая осуществлять ранжирование и возрастную привязку реконструированных полей напряжений. В отношении древних метаморфических комплексов возможности мезоструктурных методов ограничены.

Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов имеет солидную теоретическую и экспериментальную основу и позволяет довольно точно восстанавливать ориентировку действовавших сил и условий деформации при метаморфизме [10]. Однако ввиду трудоемкости и относительной сложности метода, он не получил широкого распространения.

Предлагаемый метод динамического анализа относится к мезоструктурным и по ряду характеристик близок к анализу трещиноватости, дополняя его в области пластических деформаций. Как уже отмечалось, метод не претендует на высокую точность, поскольку не всегда известны угловые соотношения между действующими силами и деформационными элементами, прежде всего, плоскостями и линиями скольжения. В тех же случаях, когда представилась возможность оценить угол скалывания (ситуации 9, 10, 11, рис. 1), величина его отклонения от принятого оптимального угла 45° составила максимум 16° . Заметим, что на Карте напряжений мира, составленной по инструментальным и сейсмологическим данным, точность определения ориентировки осей напряжений принята $\pm 25^\circ$ [12].

Анализ парагенезов в принципе достаточно прост, но требует углубленного знания структурной геологии метаморфических комплексов и навыков работы со стереопроекциями. По существу, это полевой метод, при котором все операции, от сбора исходных данных до их динамической интерпретации, могут быть выполнены непосредственно на обнажении. Вместе с тем, метод допускает компьютерную обработку и интерпретацию данных. Определенный “консерватизм” структурных парагенезов, то есть их способность сохраняться при последующих деформациях (как это следует из приведенных примеров), дает возможность реконструкции динамических обстановок для разных стадий или этапов структурно-метаморфической эволюции. В этом отношении анализ парагенезов предпочтительней других, а зачастую является и единственно приемлемым. Благодаря экспрессности и высокой разрешающей способности он может быть использован при геологосъемочных работах разного масштаба, при палеогеодинамических исследованиях метаморфических комплексов и выявлении тектоно-физических условий формирования метаморфогенных месторождений.

Работа завершена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 96-05-64012 и № 96-05-64772).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 349 с.
2. Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре Центрально-Азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20–28.
3. Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 29–40.
4. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–33.
5. Васильев Е.П. Анализ перекрестной складчатости Слюдянского района (Юго-Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1973. № 3. С. 78–87.
6. Васильев Е.П. Тектонофизический аспект метаморфизма // Геотектоника. 1993. № 2. С. 37–46.
7. Васильев Е.П., Резницкий Л.З. Раннедокембрийские комплексы хребта Хамар-Дабан // Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. С-Пб.: Наука, 1993. С. 147–156.
8. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 554 с.
9. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
10. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
11. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–24.
12. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
13. Лизс Ч.К. Структурная геология. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 284 с.
14. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
15. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Тектоническое районирование и составление среднемасштабных тектонических карт складчатых областей на основе парагенетического анализа структур // Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск: Издания ИГиГ СО АН СССР, 1968. С. 20–22.
16. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И., Ушаков Г.Д. Тектонический эксперимент в Сибири // Геология и геофизика. 1977. № 12. С. 33–45.
17. Миллер Ю.В. Соответствие структурных форм полям напряжений – важнейший принцип определения разновозрастности деформаций // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С. 20–32.
18. Миллер Ю.В. Тектонометаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 198 с.
19. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 198 с.
20. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 168 с.
21. Фридман М. Складки и складкообразование // Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М.: Мир, 1991. С. 305–326.
22. Фридман М. Структурная петрология // Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М.: Мир, 1991. С. 362–370.
23. Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
24. Ramsay J.G., Huber M.J. The techniques of modern structural Geology. Vol. 1: Strain analysis. London: Academic Press, Inc. 1983. 307 p.
25. Ramsay J.G., Huber M.J. The techniques of modern structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures. London: Academic Press, Inc. 1987. P. 309–700.
26. Turner F.J., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York: McGraw Hill, 1963. 545 p.

Рецензенты: Ч.Б. Борукаев, В.С. Федоровский

Structural Associations in the Metamorphic Complexes of the Baikal–Khubsugul Region (Dynamic Analysis)

E. P. Vasil'ev

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

Dynamic analysis of the structural associations of the Precambrian and Paleozoic zonal metamorphic complexes of the folded area southwest of the Siberian Craton between Lake Baikal (Southern Siberia) and Lake Khubsugul (Northern Mongolia) was undertaken. Analysis implies the reconstruction of active force (compression and extension axes) orientations by completion of the development of the structural associations related to each particular deformation phase. The associations may include metamorphic banding and crystallization schistosity, cleavage, blastomylonite schistosity, small folds and their elements, and a-type and b-type mineral and aggregate linearity. Dynamic interpretation employs data on the morphology, orientation, and kinematics of each element of an association and, in particular, their spatial relationships. Stage-by-stage regional dynamic analysis was conducted. The structural association technique is essentially mesostructural, shows a number of features in common with dynamic fracturing analysis, and augments it in the field of plastic deformations.

УДК 551.242/550.838.5(574+575)

КАЗАХСТАН И АЛТАЙ В ДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ)

© 1998 г. В. С. Буртман, Г. З. Гуарий, А. В. Беленький, И. А. Кудашева

Геологический институт РАН

Поступила в редакцию 16.03.98 г.

Изучен палеомагнетизм осадочных и вулканических пород среднего девона и франского яруса Казахстана и Алтая. Новые палеомагнитные данные получены в северо-восточной части Центрального Казахстана в пределах Ерментау-Чингиз-Тарбагатайской тектонической единицы и вблизи юго-западного края Алтайского блока в Рудно-Алтайской зоне.

По полученным палеомагнитным данным чингиз-тарбагатайская окраина Казахстано-Киргизского блока имела в среднем-позднем девоне простирание, близкое к широтному, а активная окраина Алтая – северо-восточное направление. Северная (в девонских географических координатах) окраинная зона Казахстано-Киргизского блока находилась в среднем-позднем девоне на широте $21.3^\circ \pm 3.6^\circ$, юго-восточная окраина Алтайского блока – на широте $31.7^\circ \pm 4.1^\circ$. В современной структуре эти блоки разделены Иртыш-Зайсанской тектонической зоной, шириной менее 300 км. В девонское время расстояние между ними вдоль палеомеридиана было в интервале 650–1650 км.

В среднем палеозое Казахстан и Алтай представляли собой сиалические блоки, фундамент которых был сложен раннепалеозойскими и более древними породами. В девонское время на этом основании формировались вулканогенные породы известково-щелочного состава и молассы.

В современной структуре Казахстанский и Алтайский среднепалеозойские сиалические блоки разделены Иртыш-Зайсанской тектонической зоной, в которой сжаты породы среднепалеозойских океанических окраин, энсиматической островной дуги (или дуг), фрагменты океанической коры. В настоящее время ширина этой зоны менее 300 км. Она имеет северо-западное простирание (рис.1).

В северо-восточной части Иртыш-Зайсанской зоны в составе аккреционной призмы присутствует субдукционный меланж и вероятные осадки глубоководного желоба, имеющие фамен-турнейский возраст [12, 19]. Юго-западнее распространены породы Жарма-Саурской девон-каменноугольной вулканической дуги, которая, вероятно, имела океанический фундамент. Предполагают, что в пределах Иртыш-Зайсанского океана в девонское время функционировали две или три зоны субдукции, которые погружались в сторону Алтая, Жарма-Саурской дуги и Казахстана, иницируя вулканизм на их территориях [10, 15, 17]. Следует заметить, что субдукция иртыш-зайсанской океанической коры под Казахстанский блок маловероятна. Веские аргументы в пользу такой модели отсутствуют, а результаты петрохимического изучения девонских вулканитов Чингиз-Тарбагатайской зоны [3, 13, 14] не подтверждают северо-восточную полярность магматизма, пред-

полагаемую моделью. Более вероятно, что указанная тектоническая зона, которая ныне соседствует с породами Иртыш-Зайсанского палеоокеана, находится в блоке, перемещенном по сдвигу [9, 26].

Мы предприняли палеомагнитное изучение девонских пород Казахстана и Алтая в надежде определить взаимное положение этих сиалических блоков и расстояние между ними в девонское время.

ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

Казахстан. В Казахстане были изучены девонские породы на двух участках в пределах Ерментау-Чингиз-Тарбагатайской тектонической единицы. Девонские вулканогенные и терригенные отложения несогласно налегают на подстилающие отложения.

В Ерментауской зоне в основании девонского разреза залегают конгломераты, которые выше сменяются песчаниками и алевролитами. Мощность этих отложений превышает 2 км. Толща красноцветная, она ритмична, встречаются кослоистые пачки, наблюдаются трещины усыхания. В нижней части этой толщи (в чадринской свите) содержится флора живетского яруса, в верхней – флора позднего девона. Вверх по разрезу эти отложения согласно сменяются песчаниками и известняками с брахиоподами фаменского яруса [21]. В хребте Ерментау в горах Керегетас (51.5° с.ш., 72.6° в.д.) на крыльях Тумсукской синклинальной складки были изучены алевролиты и мелкозернистые песчаники из толщ живетско-франского возраста (см. рис. 1, Е).

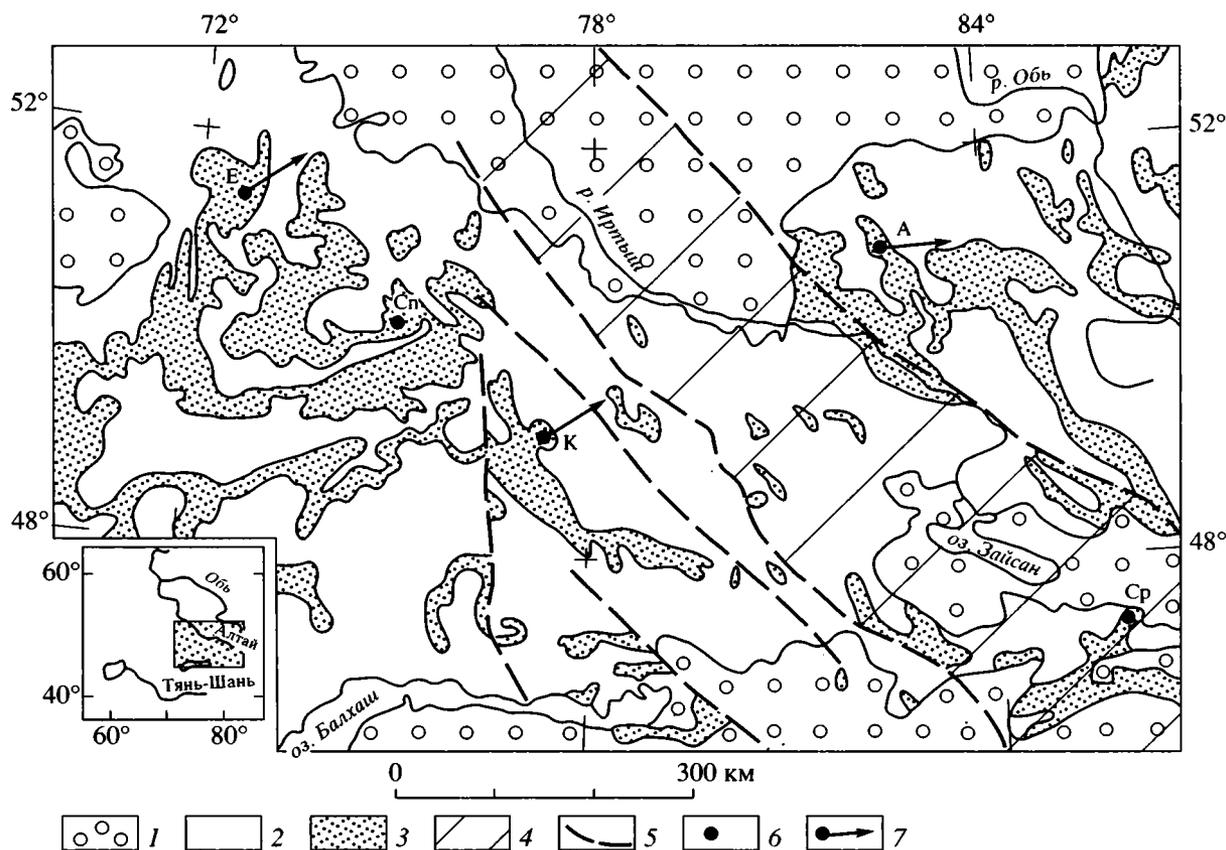


Рис. 1. Положение объектов палеомагнитных исследований.

1 – Кайнозой; 2 – мезозой, палеозой и докембрий, кроме девона; 3 – девонские отложения; 4 – Иртыш-Зайсанская тектоническая зона; 5 – главные позднепалеозойские сдвиги; 6, 7 – участки, на которых по породам девона получены надежные палеомагнитные результаты; 6 – в работах [6, 7], 7 – в этой статье: А – Рудный Алтай, К – Кайнар, Е – Ерменгау, Сп – Спасская зона, Ср – Саурский хребет.

Другой участок (см. рис. 1, К) расположен в Чингиз-Тарбагатайской зоне на крыльях Кайнарской синклинали (в горах Кенасу и Улькен-Сарымбет: 49.1° с.ш., 77.5° в.д.). Несогласно на силурийских породах здесь залегает мощная толща туфопесчаников, туфоалевролитов и лав среднего и кислого состава, объединенная в кайдаульскую свиту. Свита содержит девонскую флору, она перекрыта песчаниками, кремнями и известняками с фауной живетского и франского ярусов [16]. Нами были изучены лавы и туфопесчаники из кайдаульской свиты и песчаники, алевролиты и кремни из отложений живетско-франского возраста.

Алтай. На Алтае были изучены породы среднего и верхнего девона из Алейского антиклинория Рудно-Алтайской тектонической зоны. Среднедевонские отложения здесь несогласно налегают на метаморфизованные нижнепалеозойские породы. Разрез сложен вулканогенными породами среднего и кислого состава, которые чередуются с осадочными породами. Отложения имеют большую мощность и разделены на свиты.

На северо-восточном крыле Алейского антиклинория (см. рис. 1, А) исследованы породы на трех участках. В междуречье Уба-Маралиха около с. Верхнеубинское (50.5° с.ш., 82.5° в.д.) среди массивных лав таловской свиты залегает пачка мергелей и песчаников, из которой были изучены мергели. Породы слагают нарушенную разломами моноклиаль с падением от 20° до 60°. Таловская свита содержит бедную девонскую фауну [1], налегает на породы с брахиоподами и кораллами эйфельского яруса и перекрыта отложениями с брахиоподами верхнеживетского подъяруса. Северо-западнее, у с. Шипуновское (51.0° с.ш., 82.3° в.д.) были изучены алевролиты и мелкозернистые песчаники шипуновской свиты, из которой известны определения брахиопод верхнеживетского подъяруса [1]. В породах видна градационная слоистость. Они слагают моноклиаль, наклон которой варьирует от 10° до 40°. В г. Змеиногорске (51.1° с.ш., 81.1° в.д.) в моноклиальном разрезе изучены слоистые известняки лошинской свиты, в которой содержится богатая фауна эйфельского яруса [1, 18].

На юго-западном крыле Алейского антиклинория в долине р. Таловка (50.5° с.ш., 81.8° в.д.) у пос. Россыпное (Михайловское) в моноклиналином разрезе были изучены мелкозернистые и алевритовые туффиты снежиревской свиты, в которой были найдены брахиоподы фаменского яруса [18].

ЛАБОРАТОРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ОБРАЗЦОВ

Палеомагнитные штуфы были распилены на кубические образцы с размером по ребру 2.0 см. По два образца из каждого штуфа были подвергнуты полному ступенчатому терморазмагничиванию в печи, помещенной в двухслойный экран из μ -металла. Остаточное поле в печи – менее 20 нТ. Для определения влияния остаточного поля на получаемые при нагреве результаты парные образцы из одного штуфа устанавливались в печи с противоположной ориентацией по осям X и Z. Интервал нагрева менялся от 100°C в низкотемпературном диапазоне до 30–10°C при приближении к температурам Кюри магнетита и гематита и определялся после предварительного прогрева лидирующей коллекции. Измерения остаточной намагниченности производились на магнитометре JR-4, установленном в кольцах Гельмгольца для уменьшения лабораторного поля, перед переносом образцов от печи к измерительному прибору они помещались в контейнер из μ -металла.

Выделение компонент естественной остаточной намагниченности (NRM) производилось при анализе диаграмм Зийдерверльда по программам, любезно предоставленным нам Р. Энкиным. К дальнейшей обработке принимались компоненты, совпадающие для парных образцов из штуфа. Были использованы тесты выравнивания, группирования и корреляционной [24, 26, 27].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Казахстан. На участке Ерментау результаты были получены по 18 штуфам, отобранным из двух крыльев складки. Интенсивность NRM изменяется от 20 до 2500 мА/м. Интерпретируемая компонента выделялась в температурном интервале от 350–400 до 530–570°C (B124, рис. 2, 3), иногда – в интервале 250–660°C (см. B126, рис. 2, 3) и в основном связана с магнетитом. Реже ее удавалось выделить в температурном интервале 600–660°C, характерном для гематита (см. 8286, рис. 2 и 3). 16 штуфов намагничены обратно, два – прямо. Проекция направлений выделенных компонент NRM в древней системе координат образуют на стереограмме единую совокупность (кучность распределения – 13.8), которая в современной системе разделяется на две с общей куч-

ностью 5.1 (рис. 4). Полученные средние направления приведены в таблице 1. Результаты использования тестов (табл. 2) свидетельствуют о том, что намагниченность образовалась до складкообразования.

На участке Кайнар результаты получены на образцах из 40 штуфов. Интенсивность NRM меняется от 1 до 140 мА/м (осадочные породы) и от 10 до 25000 мА/м (андезиты), намагниченность лав кислого состава – от 10 до 110 мА/м. Интерпретируемая компонента в осадочных породах в основном выделяется в температурном интервале от 300–350 до 530–630°C, в андезитах – в интервале температур от 300–470 до 500–570°C – магнетит (титаномагнетит?) и от 500–600 до 670°C – гематит, в кислых лавах – в интервале температур 350–530°C (магнетит) и от 470–500 до 600–630°C (магнетит и гематит?). 30 штуфов намагничены обратно, 10 – прямо. Намагниченность обратной полярности выделена во всех типах пород, прямой – в андезитах, при этом ее носителем может быть как магнетит, так и гематит (см. рис. 2, 3). Проекция компонент NRM в древней системе координат образуют на стереограмме единую совокупность (кучность распределения – 12.2), которая в современной системе имеет кучность 4.1. Результаты использования тестов позволяют считать, что намагниченность образовалась до складкообразования. Положительным является и тест обращения – различия средних направлений прямой и обратной полярности равны 144° в современной и 171° в древней системах координат (см. рис. 4).

Алтай. На Алтае результаты были получены по 38 штуфам. Породы слабомагнитные, NRM колеблется в пределах 0.3–7.0 мА/м. Интерпретируемая компонента NRM выделена в температурном интервале от 300–350 до 500–570°C и связана с магнетитом (см. рис. 2 и 3). Все изученные породы (кроме одного случая) намагничены обратно (см. рис. 4, табл. 1). Результаты тестирования (см. табл. 2) свидетельствуют о доскладчатом возрасте выделенной компоненты намагниченности.

Таким образом, для всех изученных участков удалось установить направление доскладчатой компоненты естественной остаточной намагниченности. Складкообразование в рассматриваемом регионе происходило в среднем карбоне – ранней перми [4]. Сравнение полученных наклонений с референтными наклонениями относительно палеомагнитных полюсов Восточной Европы и Сибири, при учете ошибок определений, не позволяет уточнить возраст намагниченности. Наличие образцов с прямой полярностью ограничивает возможный верхний возрастной предел намагниченности средним карбоном, а образцов с обратной полярностью – свидетельствует в пользу первичного происхождения выделенной компоненты NRM в девонское время. Доводом в

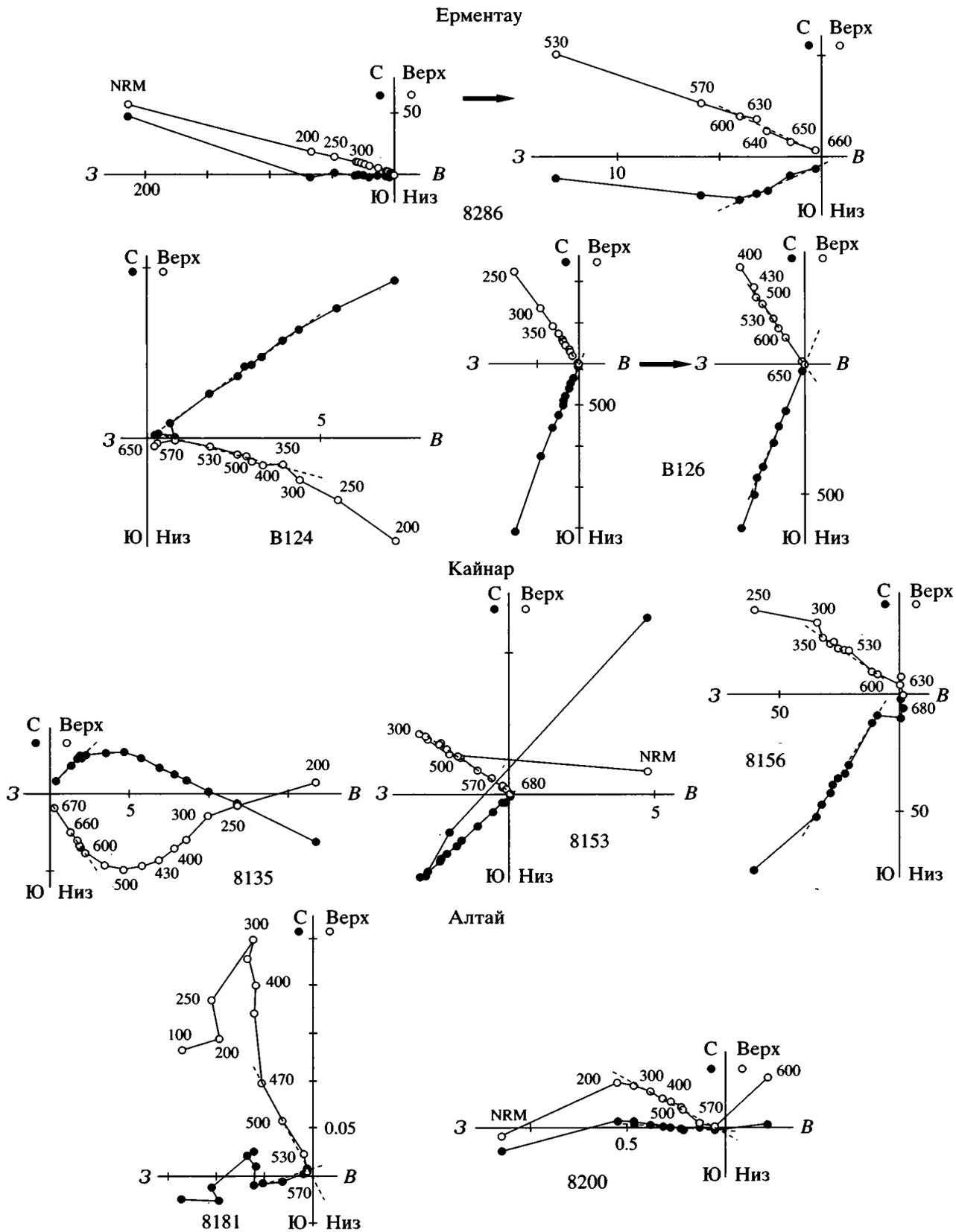
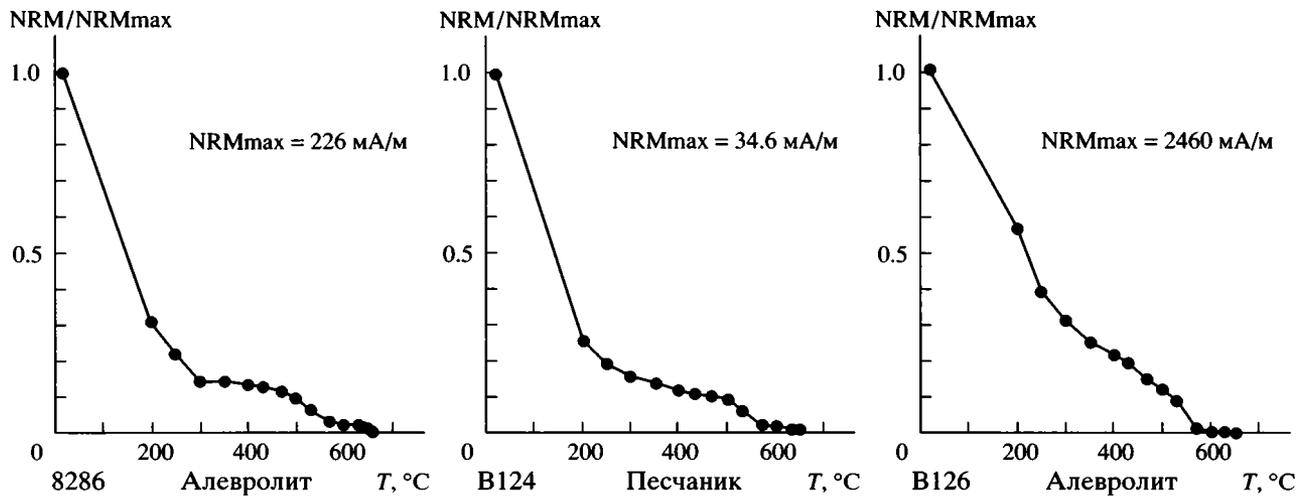


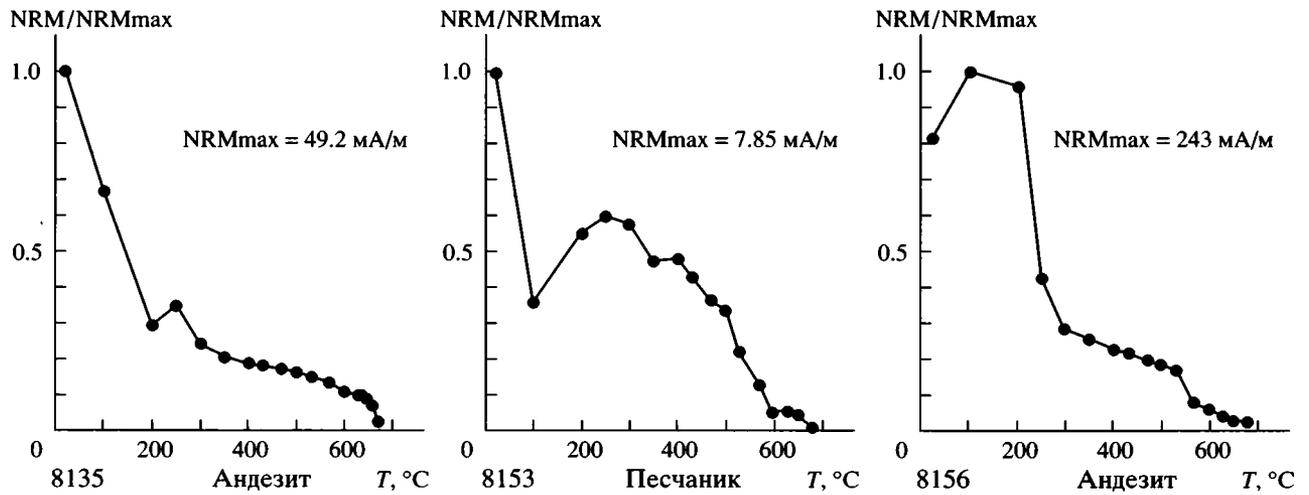
Рис. 2. Диаграммы Зийдервельда по температуре.

Интенсивность намагниченности в мА/м, пунктиром показана интерпретируемая компонента.

Ерментау



Кайнар



Алтай

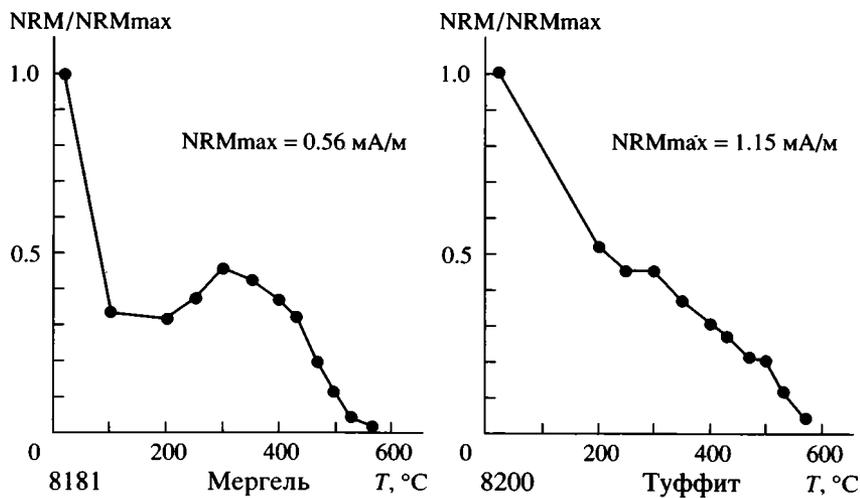


Рис. 3. Кривые терморазмагничивания.

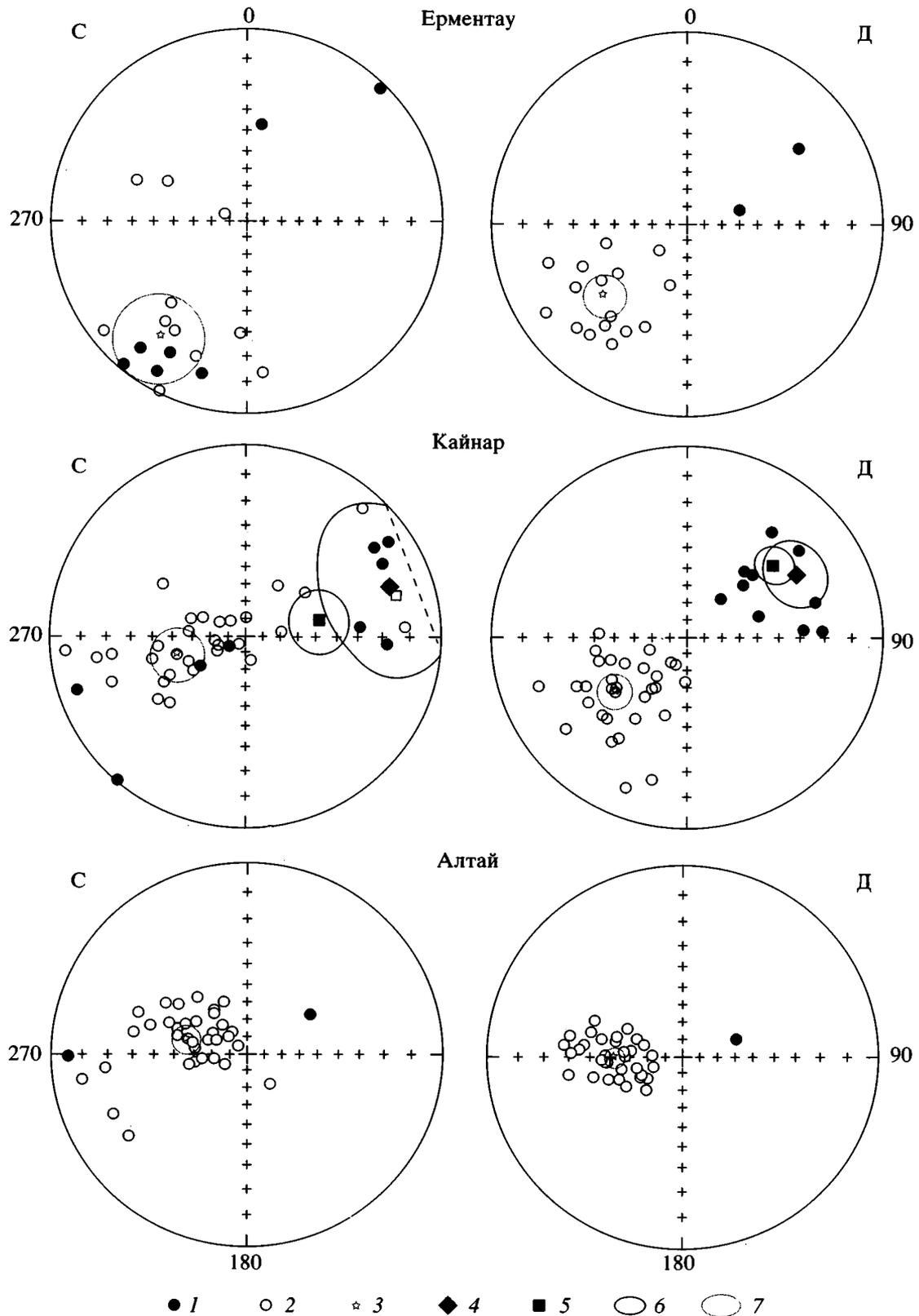


Рис. 4. Проекция палеомагнитных векторов на стереограммах в современной (С) и древней (Д) системах координат. 1, 2 – проекции на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы; 3 – средние направления по участкам; 4, 5 – средние направления для прямо (4) и обратно (5, обращенное направление) намагниченных пород участка Кайнар; 6, 7 – овалы доверия средних направлений прямой (6) и обратной (7) полярности.

Таблица 1. Палеомагнитные данные

Участок	Средние элементы залегания, °	N/n	D°	I°	k	α_{95}	D°	I°	k	α_{95}
			Современная система				Древняя система			
Ерментау	Аз. пад. 145, $\angle 55$; Аз. пад. 0, $\angle 60$	43/18	216	-17	5.1	14.7	230	-31	13.8	8.9
Кайнар	Аз. пад. 30, $\angle 60$; Аз. пад. 260, $\angle 30$	97/40	254	-50	4.1	11.0	232	-41	12.2	6.4
Казахстан	(Ерментау + Кайнар) ¹	140/58	239	-41	3.7	9.4	231	-38	12.4	5.2
Алтай	Аз. пад. 15, $\angle 20$; Аз. пад. 70, $\angle 30$; Аз. пад. 200, $\angle 30$	70/38	285	-55	9.4	7.4	269	-51	25.5	4.5

Примечание. N – общее и n – вошедшее в статистику число штучков. D°, I° – склонение и наклонение; α_{95} , k – радиус овала доверия (в градусах) и кучность, определенные по статистике Фишера.

¹ Среднее направление рассчитано по направлениям интерпретируемых компонент NRM штучков.

Таблица 2. Результаты палеомагнитного тестирования

Участок	Тест								Распрям. при k_{\max} в %
	Группирования			Корреляционный			Выравнивания		
	Fc	Fкр	Fдр	R _s C	R _s кр	R _s др	S	Skp	
Ерментау	24.05	3.29	0.72	0.678	0.64	0.32	2.69	1.77	100
Кайнар	43.35	3.12	1.24	0.871	0.442	0.285	2.97	1.45	95
Казахстан	41.83	2.45	1.43	11.93	2.66	1.81	3.39	1.36	100
Алтай	21.60	2.50	1.12	0.733	0.448	0.383	2.73	1.47	100

Примечание. $S = k_{\max}/k_{\min}$; F и R_s – выборочные значения статистики (с – в современной, др – в древней системах координат, кр – критическое значение); тесты группирования и корреляционный положительны (намагниченность – доскладчатая) при значениях Fдр и R_sдр меньше критических, тест выравнивания положителен при $S > Skp$; жирным шрифтом выделены данные положительных тестов.

пользу первичности намагниченности является также совпадение палеомагнитных направлений в породах разного генезиса с различными магнитными минералами.

В таблице 3 приведены палеошироты для Казахстана и Алтая, вычисленные по полученным палеомагнитным наклонениям.

Литературные данные. Казахстано-Киргизский среднепалеозойский сиалический блок испытал в позднем палеозое сложные тектонические деформации, включающие перемещения тектонических блоков по сдвигам и их вращение [2, 10, 20, 22, 28]. Надежных палеомагнитных определений недостаточно для расшифровки кинематики внутренних деформаций в этом сложном регионе. Возможно лишь сравнение палеомагнитных наклонений. В Северном и Среднем Тянь-Шане в терригенных и карбонатно-терригенных породах среднего–верхнего девона на трех участках была выделена магнетитовая доскладчатая, вероятно, первичная палеомагнитная компонента [5]. Ее среднее наклонение ($I = 39^\circ \pm 1.5^\circ$) соответствует палеомагнитным наклонениям, опреде-

ленным в разновозрастных породах Казахстана. На той же территории Тянь-Шаня в восьми пунктах были изучены породы нижнего девона [11]. Среднее палеомагнитное наклонение ($I = 36^\circ \pm 13^\circ$), вычисленное по этим данным, находится в согласии с нашими определениями по породам среднего–верхнего девона.

В Центральном Казахстане палеомагнитное направление получено по ниже-среднедевонским вулканогенным породам, отобранным в Карагандинском районе из Спасской тектонической

Таблица 3. Вычисленные палеошироты

Район	I°	α_{95}°	φ°	$\delta\varphi^\circ$	$\Delta\varphi^\circ$	$\delta\Delta\varphi^\circ$
Казахстан	37.9	5.2	21.3	± 3.65	10.4	± 4.4
Алтай	51.0	4.5	31.7	± 4.1		

Примечание. I° – наклонение среднего вектора NRM в древней системе координат; α_{95}° – радиус овала доверия; φ° и $\delta\varphi^\circ$ – палеоширота и ошибка ее определения; $\Delta\varphi^\circ$ и $\delta\Delta\varphi^\circ$ – разность палеоширот и ошибка ее определения [25].

зоны (см. Сп, рис. 1). В них была выделена магнетитовая доскладчатая биполярная палеомагнитная компонента вероятного первичного происхождения [6]. Полученное палеомагнитное наклонение ($I = 40^\circ \pm 10^\circ$) соответствует нашему определению наклона в породах среднего девона и франского яруса из Чингиз-Тарбагатайской тектонической зоны.

Саурский хребет (см. Ср, рис. 1) расположен в пределах Иртыш-Зайсанской тектонической зоны. Здесь были изучены лавы и туфы живетского и франского ярусов [7]. Они формировались на Жарма-Саурской островной дуге, которая, вероятно, имела симатическое основание. В этих породах была выделена магнетитовая доскладчатая биполярная палеомагнитная компонента, вероятно, первичного происхождения. Величина палеомагнитного наклона ($I = 51^\circ \pm 8^\circ$) близка к полученной нами для Рудного Алтая, что соответствует взаимному положению этих тектонических зон.

Выводы. Изучен палеомагнетизм осадочных и вулканогенных пород среднего девона и франского яруса Казахстана и Алтая. Породы были подвергнуты необходимым лабораторным исследованиям, и полученные данные прошли испытания палеомагнитными тестами. В результате были надежно определены параметры доскладчатой намагниченности, вероятно, имеющей первичное происхождение (см. табл. 1). Новые данные имеют высокую точность и находятся в согласии с опубликованными результатами палеомагнитного изучения девонских пород в других частях региона. Все это свидетельствует о том, что полученные палеомагнитные данные пригодны для использования при палеотектонических реконструкциях.

СОВРЕМЕННЫЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В СВЕТЕ НОВЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Новые палеотектонические данные получены в северо-восточной части Казахстано-Киргизского среднепалеозойского сиалического блока и вблизи юго-западного края Алтайского блока. В современной структуре эти блоки разделены Иртыш-Зайсанской тектонической зоной, шириной менее 300 км. Палеомагнитные данные позволили определить ориентировку в пространстве указанных тектонических единиц в среднем-позднем девоне и вычислить палеошироты. Были получены следующие параметры, определяющие положение изученных объектов.

<а>. Северная (в девонских географических координатах) окраинная зона Казахстано-Киргизского сиалического блока имела почти широтное простирание.

<б>. Эта окраинная зона (Чингиз-Тарбагатайская) находилась на широте $21.3^\circ \pm 3.6^\circ$.

<в>. Активная окраина Алтайского сиалического блока имела северо-восточное направление.

<г>. Эта окраинная зона (Рудно-Алтайская) находилась на широте $31.7^\circ \pm 4.1^\circ$.

<д>. Расстояние между Чингиз-Тарбагатайской и Рудно-Алтайской зонами вдоль палеомеридиана было $10.4^\circ \pm 4.4^\circ$, то есть 1150 ± 500 км.

Сравним полученные результаты с положением изученных нами объектов на девонских реконструкциях Центральной Азии, предложенных в последнее время. Реконструкция в работе [10] отвечает параметрам <в> и <д>, геодинамические реконструкции в работах [8, 17] отвечают параметрам <в>, <г> и <д>, палеотектонические реконструкции в работах [23, 28] отвечают параметрам <а>, <б> и <д>, палинспастическая реконструкция в работе [6] отвечает параметрам <в> и <г> и не соответствует остальным параметрам.

Авторы далеки от мысли о том, что палеомагнитные данные могут заменить тектонический анализ и быть критерием для выбора геодинамической модели. Вместе с тем, такая модель должна соответствовать результатам палеомагнитных исследований. Большинство перечисленных моделей поддаются корректировке с учетом новых палеомагнитных данных.

Авторы благодарны Р.М. Антонюку, Ф.В. Долганю, В.А. Жданову, А.М. Курчавову, О.В. Мурзину, В.А. Оправхату, Н.В. Полянскому, И.А. Роторашу, В.Г. Степанцу и В.М. Чекалину за консультацию по региональной геологии и помощь в организации полевых работ. Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научного фонда (грант М45000/М45300) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-65084).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авров Д.П., Асташкина В.Ф., Демидова Т.Я., Мураховский М.А., Полтораков Г.И., Стучевский Н.И. Девонская система // Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист М-44-45. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. С. 35-51.
2. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С. 56-65.
3. Бахтеев М.К. Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. М.: Недра, 1987. 168 с.
4. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо С., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 8-28.
5. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Игнатьев А.В., Одибер М. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15-26.
6. Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е. Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозой-

- ской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
7. Диденко А.Н., Морозов О.П. Геология и палеомагнетизм средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта // Геотектоника. 1999. В печати.
 8. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 59–75.
 9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
 10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
 11. Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
 12. Ковалев А.А., Корякин Ю.В. Зайсанская складчатая система // Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: ИГиН АН КазССР, 1975. С. 35–75.
 13. Курчатов А.М. Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 62–73.
 14. Курчатов А.М. Латеральная изменчивость и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов // Геотектоника. 1994. № 2. С. 3–18.
 15. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Подвижные пояса тектоносферы Казахстана // Геология Казахстана. Алматы: Ылым, 1994. № 1 (331). С. 62–73.
 16. Мазарович О.А., Малиновская С.П., Юрина А.Л. и др. Современное состояние стратиграфической схемы Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 6. С. 71–94.
 17. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
 18. Ротораиш И.А., Полянский Н.В., Гредюшко Е.А. и др. Девонская система, нижний и средний отделы // Объяснительная записка к геологической карте Казахской ССР масштаба 1: 500000. Серия Восточно-Казахстанская. Алма-Ата: Мин. геологии КазССР, 1979. 183 с.
 19. Ротораиш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А., Кейльман Г.А., Милеев В.С., Перфильев А.С. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
 20. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.
 21. Четверикова Н.П., Мазарович О.А., Журавлев Б.Я. и др. Девонская система // Объяснительная записка к геологической карте Казахской ССР масштаба 1: 500000. Серия Центрально-Казахстанская. Алма-Ата: Мин. геологии КазССР, 1981. 324 с.
 22. Читалин А.Ф. Поздневарисийская сдвиговая тектоника Центрального Казахстана // Вестник МГУ. Геология. 1991. № 5. С. 13–22.
 23. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 41–58.
 24. Bazhenov M.L., Shipunov S.V. Fold test in paleomagnetism: new approaches and reappraisal // Earth and Planet/ Sci. Lett. 1991. Vol. 104. № 1. P. 16–24.
 25. Demarest H.H., jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 4321–4328.
 26. McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1964. Vol. 8. P. 338–340.
 27. McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1981. Vol. 67. P. 53–58.
 28. Sengor A.V.C., Natalin B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth of Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. № 6435. P. 299–307.

Рецензенты: А.Н. Диденко, А.А. Моссаковский

Kazakhstan and the Altai in the Devonian: Paleomagnetic Evidence

V. S. Burtman, G. Z. Gurarii, A. V. Belen'kii, and I. A. Kudasheva

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

The paleomagnetism of Middle Devonian and Frasnian sedimentary and volcanic rocks of Kazakhstan and the Altai Mountains was studied. New paleomagnetic data were obtained in the northeastern part of Central Kazakhstan within the Ermentau–Chingiz–Tarbagatai tectonic unit and near the southwestern margin of the Altai block in the Rudny Altai zone. Based on the paleomagnetic evidence obtained, in the Middle Devonian, the Chingiz–Tarbagatai margin of the Kazakhstan–Kyrgyz block trended nearly E–W, and the active margin of the Altai trended NE–SW. In the Middle–Late Devonian, the northern (in Devonian reference frame) marginal zone of the Kazakhstan–Kyrgyz block was located at a latitude of $21.3^\circ \pm 3.6^\circ$, and the southeastern margin of the Altai block had a latitude of $31.7^\circ \pm 4.1^\circ$. In the present-day structure, these blocks are separated by the Irtysh–Zaisan tectonic zone less than 300 km wide. In Devonian time, the distance between them along the ancient meridian was in the range 650–1650 km.

УДК 551.242.3(470.22)

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ КУКАСОЗЕРСКОГО СЕГМЕНТА СЕВЕРОКАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

© 1998 г. С. Ю. Колодяжный

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер. 7

Поступила в редакцию 10.01.97 г.

Рассматриваются особенности эволюции структурно-вещественных парагенезов Кукаозерского сегмента Северокарельской внутриплитной коллизионной зоны, разделяющей Беломорский и Карельский массивы. Формирование структуры проходило на свекофеннском этапе при общем понижении РТ-условий. Ранние структурно-вещественные парагенезы объединяют тектоно-метаморфические образования кианит-силлиманитовой фациальной серии и структуры объемной пластической деформации, более поздние – динамосланцы регрессивного этапа метаморфизма и структурные ансамбли хрупко-пластической деформации. В целом развитие данной структуры не является результатом многостадийных деформаций, а есть следствие единого в геодинамическом отношении процесса вертикального и горизонтально-продольного сдвигового тектонического течения, индикатором которого является структурный парагенез: складки продольного течения, линейность типа “В”, линзовидные доменно-купольные и покровные структуры, колчановидные и диагональные складки, структуры вращения. В процессе тектоно-метаморфических преобразований в породах архейского гранито-гнейсового фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла сформировалась единая структурно-метаморфическая зональность, реологические особенности фундамента и чехла были сnivelированы, в результате чего произошло наращивание гранитно-метаморфического слоя.

К настоящему времени представления о платформах как тектонически стабильных и инертных структурах сильно изменились. Фундамент и чехол платформенных областей могут обладать внутренней объемной подвижностью, не связанной с тектоно-магматической активизацией значительных по площади консолидированных участков земной коры [10–14]. Рассмотрение частных случаев проявления такой подвижности указывает на внутрикоровый уровень причинно-следственных явлений ее порождающих.

Предварительные данные позволяют полагать, что одним из факторов проявления объемной подвижности платформенных структур является существование внутрикоровых латеральных неоднородностей – плотностных, вязкостных, вещественных и структурных [7]. Существенные различия в строении чехла и фундамента, а также неоднородности их собственной организации в определенных условиях (метаморфизм) порождают развитие ряда тектонических процессов – формирование куполов, структур горизонтального срыва и тектонического расслоения [11–14, 23].

Неоднородности строения консолидированной коры имеют существенное значение при развитии внутриплитных коллизионных (шовных) зон [24], отличающихся повышенной подвижностью и интенсивными структурно-вещественными преобразованиями горных пород кристалличес-

кого фундамента и перекрывающих его супра-крупных комплексов чехла. Тектоно-метаморфическая ремобилизация вещества в этих зонах резко контрастирует с менее активизированными внутренними частями массивов. В результате интенсивной тектонической переработки пород, выполняющих внутриплитные швы, петроструктурные различия между образованиями фундамента и чехла в значительной степени сглаживаются, что приводит к наращиванию кристаллического основания в реологическом и геофизическом смысле. Такого рода процессы предлагается рассматривать как “вертикальную аккрецию фундамента” за счет структурно-вещественных преобразований чехла.

Важной задачей при изучении внутриплитных коллизионных зон является выявление форм проявления вертикальной аккреции фундамента и тектоно-метаморфической ремобилизации консолидированной коры, а также выяснение характера развития динамических процессов, проявляющихся в тектоническом течении горных пород. Под последним понимается одновременное поступательное движение, вращение и деформация обособленных тел геологической среды [15]. Тектоническое течение реализуется за счет коаксиального (по модели чистого сдвига), некоаксиального (модель простого сдвига) и смешанного

режимов течения с широким развитием зон сдвиговых деформаций (в понимании [22, 26]).

Примером внутриплитных коллизионных зон является Северокарельская структурная область Балтийского щита [24]. Она разделяет Беломорский гранулитогнейсовый и Карельский гранит-зеленокаменный массивы, имеющие существенные структурно-вещественные различия. Гранулитогнейсы Беломорской зоны отличаются изначально субгоризонтальной тектонической расчлененностью, что явилось причиной концентрированного проявления, наряду с купольным тектогенезом, линейной складчатости [7, 16] и покровно-надвиговых структур [17]. Карельская гранит-зеленокаменная область представляет собой гранитоидный ареал, где доминируют купольно-мульдовые структуры [7]. Северокарельская шовная зона, выступая в качестве переходной области, сочетает элементы тектонического развития смежных массивов с собственными особенностями геологической эволюции. В пределах данной структуры отмечаются интенсивные структурно-вещественные преобразования горных пород кристаллического фундамента и перекрывающего его протоплатформенного чехла.

Северокарельская зона представляет собой благоприятный объект для изучения процессов тектоно-метаморфической ремобилизации консолидированной коры, общим итогом которых является вертикальная аккреция фундамента. В работе рассматривается Кукасозерский сегмент Северокарельской зоны (рис. 1). Детальное геологическое картирование с использованием структурно-вещественного парагенетического анализа помогло получить новый фактический материал, позволяющий пересмотреть существующие представления о тектонической эволюции данной структуры.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Северокарельская структурная область впервые выделена К.О. Кратцем как синклинозная зона, выполненная нижнепротерозойскими (карельскими) отложениями [3, 8, 9, 20]. В настоящей работе структура рассматривается как внутриплитная коллизионная зона, разделяющая Карельский и Беломорский геоблоки [24]. Она отличается интенсивным проявлением деформаций, неоднородным высокоградиентным метаморфизмом кианит-силлиманитового типа и контрастным магматизмом, связанных с раннепротерозойским протоплатформенным этапом развития Балтийского щита. В современной структуре зона трассируется разобщенными синклиналями, сложенными дислоцированными и метаморфизованными карельскими осадочно-вулканогенными толщами. Синклинальные структуры разделены антиклинальными и купольными поднятиями кристаллических образований докарельского (архейского) фундамента. Текто-

нический облик Северокарельской зоны определяется существованием относительно узкой осевой части (собственно шов) и обширных областей обрамления, не имеющих отчетливых ограничений.

Шовная часть зоны характеризуется высокой степенью линейризованности и интенсивным сплюсчиванием структур. Она прослеживается от оз. Паанаярви к северо-востоку и образует в районе оз. Кукас выгнутую к северу дугу. В пределах шва развиты сильно сжатые и тектонизированные Паанаярвинская и Кукасозерская синклинали, за пределами которых шов маркируется цепочкой тектонических линз нижнепротерозойских отложений и небольших массивов габбро-ультрабазитов. Синклинали запрокинуты в северных румбах, максимум чего отмечается для Кукасозерской структуры, расположенной в области перегиба Северокарельской дуги (см. рис. 1).

Тектоническая структура областей обрамления отличается менее линейризованным стилем и сложной виргацией структурных форм. Здесь выделяется Куоляярвинский синклинорий, имеющих северо-западное простирание, и ряд более мелких структур извилистой конфигурации в плане (синклинали в районе озер Ханкусьярви, Кужъярви и Тикшозеро).

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В фундаменте Северокарельской зоны по южному борту образования Карельского массива представлены архейскими гнейсо-гранитами. Вдоль северного обрамления в разрезе беломорид присутствуют различные мигматизированные биотитовые и амфиболсодержащие гранито-гнейсы с горизонтами амфиболитов и секущие их плагиомиокроклиновые граниты соколозерского типа. В Беломорской зоне развиты лопийские осадочно-вулканогенные породы, преобразованные в биотит-амфиболовые микрогнейсы. Текстурные и петрографические различия в зоне перехода между образованиями карельского и беломорского комплексов в значительной мере сглажены процессами мигматизации.

В строении Кукасозерского сегмента участвуют нижнепротерозойские образования сумийского, сариолийского и ятулийского надгоризонтов [17, 20, 21]. В отношении выделяемых некоторыми исследователями отложений людиковия однозначного мнения нет [20, 21]. Можно констатировать лишь существование вещественно обособленного метаморфического комплекса, приуроченного к шовной части Северокарельской зоны, стратиграфическое положение которого не установлено.

Сумийские образования залегают на архейском фундаменте с корой выветривания в основании (метааркозы, кварциты, высокоглиноземистые гранатовые и кианитовые сланцы) и представлены

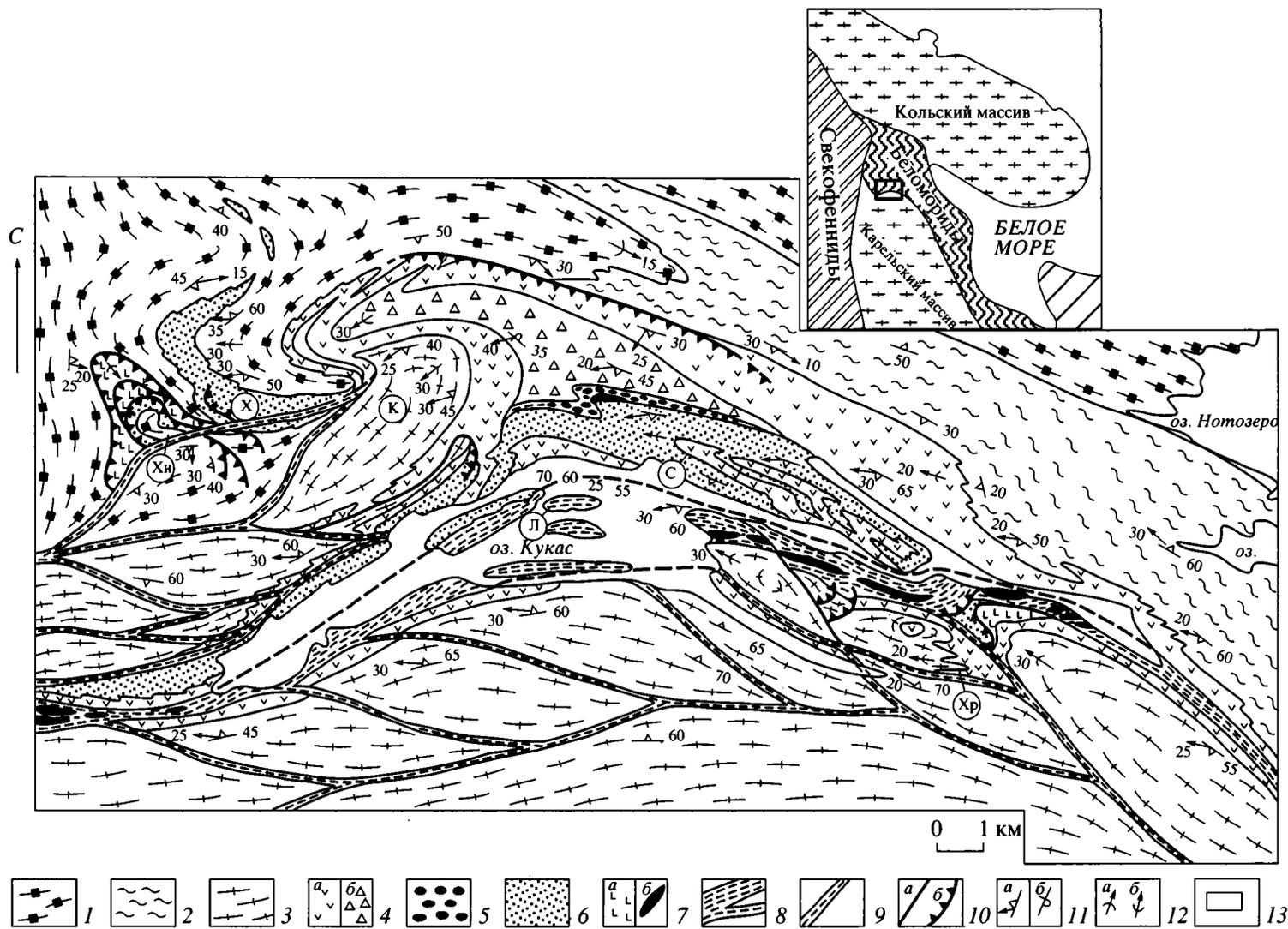


Рис. 1. Схема геологического строения Кукаозерского сегмента Северокарельской зоны.

1 – гранито-гнейсы беломорского комплекса; 2 – лопийские метаморфизованные вулканиты; 3 – гнейсо-граниты Карельского массива; 4 – метаморфизованные андезито-базальты (а) и лавобрекчии (б) сумия; 5 – сариолийские конгломераты; 6 – кварцито-песчаники ятулия; 7 – крупные массивы (а) и мелкие линзы (б) габбро-ультрабазитов; 8 – шовная область Северокарельской зоны (тектоногенные образования “пестрой” толщи); 9 – зоны интенсивного проявления вертикально-плоскостного тектонического течения и диафтореза; 10 – вязкие взбросо-сдвиги (а) и надвиги (б); 11 – элементы залегания сланцеватости и линейности (а), опрокинутое залегание (б); 12 – шарниры антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок; 13 – местоположение участка работ на карте-врезке.

Буквами на схеме обозначены: К – Кужьярвинский покров, Хр – Хирвинаволоцкие языкообразные складки, Х – Ханкусьярвинская синклиналь, Хн – Ханкусьярвинский покров, С – антиклиналь мыса Северный, Л – структуры тектонического течения о. Лагерный.

толщей андезито-базальтов, преобразованных в биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты [20]. В породах отмечаются признаки реликтовых подушечных и мицдалекаменных текстур. Верхняя часть толщи представлена туфобрекчиями андезито-базальтов. Максимальной мощности сумийские образования достигают в северном крыле Кукасозерской синклинали (до 800 м), значительно редуцированы в южном (100–200 м), а в северо-западном направлении (в Ханкусьярвской синклинальной структуре) выклиниваются.

В близких соотношениях с сумийскими вулканидами по времени формирования и положению в разрезе находятся расслоенные массивы перидотит-габбро-норитов Олаганской группы и связанные с ними дайки и силлы основного-кислого состава (изотопный возраст 2350 ± 30 млн. лет [20]).

Отложения сариолийского надгоризонта с размывом перекрывают нижележащие вулканиды. Они представлены метаморфизованными полимиктовыми конгломератами, развитыми в виде линзы мощностью до 200 м в пределах северного крыла Кукасозерской синклинали. В обломках отмечаются метаморфизованные образования основного состава и гранитоиды, лишенные следов древней (докарельской) гнейсовидности.

Ятулийские отложения с несогласием перекрывают все нижележащие комплексы. С корой выветривания и линзами базальных конгломератов (мощностью 2–10 м) в основании они залегают на архейском фундаменте и различных уровнях сумийско-сариолийской части разреза. Толща ятулийских осадков представлена кварцевыми и кварц-полевошпатовыми кварцито-песчаниками с горизонтами вулканидов общей мощностью 500–800 м.

Образования, рассматриваемые ранее в качестве людиковийских (хирвинаволокская свита [20, 21]), представлены пестрыми по составу породами: линзовидно-полосчатым переслаиванием амфиболитов, мраморизованных доломитов, углеродистых, амфибол-карбонатных и зеленых сланцев с горизонтами мраморов и полимиктовых конгломератов. Они локализованы в осевой части Кукасозерской синклинали, соответствующей шовой области Северокарельской зоны. Стратиграфические взаимоотношения этих образований с вмещающими породами не ясны, а их петроструктурный облик позволяет рассматривать данные породы как тектоно-метаморфиты, потерявшие первичные черты стратификации. Ниже данные образования будут рассматриваться под названием “пестрой толщи” неопределенного стратиграфического возраста.

В пределах Северокарельской зоны горные породы описанных выше комплексов метаморфизованы от начальных ступеней зеленосланцевой до амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа с единой метаморфической зональностью

[1, 5, 6, 18–21]. В настоящее время петрологически и геохронологически задокументировано два этапа метаморфизма: раннего прогрессивного метаморфизма (1850–1950 млн. лет) [19, 20], обусловившего формирование наблюдаемой ныне метаморфической зональности, и более поздних регрессивных преобразований (1800–1600 млн. лет [1, 19, 20]). О более ранних и более поздних вещественных преобразованиях достоверных сведений нет, хотя большинство исследователей допускают существование архейских и раннекарельских тектоно-метаморфических событий, следы которых уничтожены более интенсивным свекокарельским тектогенезом [1, 19, 20].

Гранито-гнейсы беломорского комплекса характеризуются минеральными ассоциациями амфиболитовой фации, осложненными процессами мигматизации и диафтореза: Би+Пл (№ 5–25) + Кв + Эп + Ми + Му + Хл; Би + Ро + Кв + Ми + Пл + Му; в амфиболитовых горизонтах – Ро + Пл + Кв + Эп + Акт; Гр + Ро + Пл + Кв. В прослоях глиноземистых гнейсов отмечается парагенез кианита и граната. Для пород характерны лепидогранобластовые структуры и гнейсовые текстуры, подчиненная общей тектонической ориентировке минеральная линейность и другие признаки, свидетельствующие о синкинематических условиях формирования метаморфических образований.

В гнейсо-гранитах комплекса основания Карельского массива наблюдается постепенное снижение степени метаморфизма по мере удаления от зоны сочленения с беломоридами: лепидогранобластовые структуры по направлению к югу постепенно сменяются флазерными и бластокактастическими, что сопровождается затуханием гнейсовидных текстур и деградацией минеральной линейности [21].

В осадочно-вулканогенных образованиях нижнего протерозоя отмечается высокоградиентное асимметричное возрастание степени метаморфизма (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) в северном направлении [1, 18, 19, 21]. Изограды метаморфизма имеют согласно-секущее положение по отношению к стратиграфическим границам. Контакты между гранито-гнейсами фундамента и супракрустальными образованиями нижнего протерозоя часто носят характер зон постепенного перехода, что обусловлено, прежде всего, единой метаморфической зональностью. Помимо этого в осадочно-вулканогенных отложениях отмечаются жилы и линзообразные тела резорбированных и палингенетических биотитовых плагиомикроклиновых гранитов, лейкогранитов и пегматоидов, число которых резко возрастает по мере приближения к контактам с археем. Непосредственно в зонах контакта в полосе шириной от 10 до 150 м нижнепротерозойские породы

испытывали объемную мигматизацию и идентифицируются как супракрустальные образования лишь по реликтам метаосадков и вулканитов. Метаморфитам нижнего протерозоя свойственны хорошо выраженные микрострессовые структуры: минеральная сланцеватость и полосчатость, минерально-агрегатная и минеральная линейности, тектоническая ориентировка которых соответствует структурному плану пород комплекса основания.

Отличительными особенностями ранних регрессивных метаморфических преобразований являются: 1 – значительные объемы охваченных метаморфизмом пород с общей структурно-метаморфической зональностью для всех комплексов; 2 – соответствие минеральных преобразований кианит-силлиманитовой фациальной серии метаморфизма; 3 – широкое развитие локальных высокотемпературных метасоматических процессов (мигматизация); 4 – отчетливо выраженные минерально-структурные ориентировки в метаморфитах, подчиненные общему тектоническому плану Северокарельской зоны.

Регрессивные метаморфические преобразования в Северокарельской зоне имеют локальный характер распространения без правильной метаморфической зональности и определяются структурными факторами. Зоны высоко- и низкотемпературного диафтореза связаны с тектоническими нарушениями вязкого типа, а также с зонами интенсивного рассланцевания вдоль границ карельских и архейских образований. В большинстве случаев регрессивно преобразованные породы имеют черты динамометаморфических образований с хорошо развитыми стрессовыми структурами. В зонах диафтореза интенсивно проявлены катаклиз, рассланцевание, милонитизация и брекчирование, а также перекристаллизация и метасоматические преобразования.

Интенсивные регрессивные преобразования пород отмечаются в шовной области – в осевой части Кукаозерской синклинали. Присутствующие здесь образования “пестрой” толщи интенсивно дислоцированы и подвержены диафторезу. Диафториты зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций находятся в сложном линзовидно-пестельчатом чередовании. Отмечается пестрый набор метаморфических пород: гранат-актинолит-хлоритовые, графит-биотит-кварцевые, тремолит-биотит-карбонатные и слюдисто-хлоритовые сланцы, амфиболиты и биотитсодержащие мраморы. Новообразованные минералы – хлорит, серицит, эпидот, альбит, актинолит, тремолит – в значительной степени замещают ранние парагенезы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. При этом образуются псевдоморфные формы замещения по гранату и роговой обманке, также сохраняются корродированные кристаллы

ранних генераций. Минеральный состав новообразованных пород является неравновесным и объединяет минеральные парагенезы различных ступеней метаморфизма, имеющие друг с другом реакционные взаимоотношения.

В интенсивно дислоцированных образованиях шовной зоны процессы регрессивной метасоматической переработки привели к формированию хлорит-эпидот-актинолитовых, тремолит-карбонатных, биотит-хлорит-кварцевых пород, характерной чертой которых являются метасоматические сноповые и перекрещенные структуры. На границах слоев разного состава отмечаются реакционные каймы, часто происходит постепенная их гомогенизация и слияние в одну петрографическую разность: хлорит-амфиболовые породы за счет обмена веществом со слюдисто-карбонатными сланцами образуют породу усредненного состава, напоминающую скарноиды с большим количеством минеральных фаз.

Обособленно от диафторитов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций находятся наложенные на них низкотемпературные диафториты. Пространственно они приурочены к тем же зонам повышенной дислоцированности, но проявляются в большей мере в связи с хрупкими деформациями – катаклиз, брекчирование, образование трещин. Минералообразование осуществлялось преимущественно за счет метасоматических и гидротермально-метасоматических процессов. Широко развито окварцевание, альбитизация, серицитизация и карбонатизация. В породах основного состава по трещинам развиваются хлорит и эпидот. Новообразованные минералы этой стадии диафтореза, часто образующие жилы и тонкие прожилки, выступают в роли метасоматического цемента катаклизитов и брекчий, заполняют трещины в какеритах.

В целом вещественные преобразования в Северокарельской зоне связаны с режимом и стилем деформаций. Регрессивный ряд метаморфических процессов отражает общее снижение РТ-условий, параллельно с которым происходит смена режима деформаций от пластического течения к хрупкому разрушению пород. В этой связи метаморфические образования различных этапов могут рассматриваться как тектониты, образующие вместе с синхронными им структурами единый структурно-вещественный парагенез. Такой подход позволяет проводить возрастное датирование и корреляцию структурных форм.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В структурном отношении Северокарельская зона хорошо изучена [2–4, 8, 9, 20, 21]. Наиболее детально тектоническое строение данной области рассмотрено в работе Ю.И. Сыстры [20], где

для различных сегментов Северокарельской зоны выделяется от четырех до пяти этапов деформации свекофеннского возраста. При всей детальности этих исследований нужно отметить чисто геометрический подход к изучению структурных парагенезисов и выявлению региональных этапов деформации.

Тектоническая структура Кукасозерского сегмента Северокарельской зоны является результатом сложного ламинарно-турбулентного тектонического течения горных масс с синхронным проявлением элементов сдвиговой, купольной и покровно-надвиговой тектоники. Геометрический анализ, проведенный без выявления структурно-гомогенных сегментов, отражает эффект многократно наложенной складчатости, тогда как на самом деле различная тектоническая ориентировка линейно-плоскостных структурных элементов и даже "наложенное" изгибание отдельных складок являются следствием процессов вращения структур в поле сдвиговых деформаций. При исследовании данного региона нами использовался структурно-вещественный парагенетический анализ главными элементами которого являются: 1 – анализ структурных рисунков (по методике А.В. Лукьянова [15]), 2 – корреляция структурных форм по типам тектонитов и тектонической ориентировке в рамках структурно-гомогенных участков, 3 – стрейн-анализ, 4 – микроструктурный анализ. Такой подход позволил по-новому рассмотреть особенности тектонической эволюции данной области.

В строении Кукасозерского сегмента Северокарельской зоны можно выделить структурно-морфологические элементы, отличающиеся по стилю структурообразования: шовная зона преимущественно коаксиального тектонического течения (преобладание деформаций чистого сдвига); области северного и южного обрамлений с некоаксиальным типом тектонического течения.

Шовная область Северокарельской зоны приурочена к осевой части Кукасозерской синклинальной структуры и прослеживается от западного до восточного окончания оз. Кукас, обнажаясь вдоль его южных берегов и на островах центральной части озера (рис. 1, 2). Шов образует дугу, полого выгнутую к северу. В его строении участвуют сильно тектонизированные образования пестрой толщи, линзы-будины метаморфизованных габбро и ультрабазитов, фрагменты разрезов сумийского и ятулийского надгоризонтов. Породы имеют крутое залегание (60° – 80°) при общем субширотном простирании. Шовная область отличается концентрированным проявлением пластических деформаций, широким распространением изоклинальных и пережатых складок течения, а также веретенообразных будин, "плавающих" в линзовидно-полосчатом сланцеватом матриксе. Характерной особенностью тектонической структуры данной области является высокая степень линейари-

зованности линейно-плоскостных структурных элементов, ориентированных в соответствии с общим простиранием шва параллельно главной плоскости тектонического течения. При этом линейные формы (шариры складок, минеральная линейность, оси растяжения деформированных галек и будин) имеют субгоризонтальное положение, полого погружаясь в западных румбах (20° – 30°). Соответствие направлений общего удлинения деформированных включений ориентировке шарниров складок характеризует последние как структуры продольного течения. Плоскостные структурные элементы – минеральная сланцеватость и полосчатость, сместители вязких разрывов и зоны расланцевания – также подчинены общему простиранию шва и, вместе с ним, могут рассматриваться как основные плоскости тектонического течения.

Приведенные данные характеризуют шовную область Северокарельской зоны как структуру вертикально-плоскостного продольного тектонического течения. Расположение главной оси удлинения параллельно плоскостям тектонического течения позволяет рассматривать последнее как коаксиальное с преимущественным развитием деформаций чистого сдвига.

Область северного обрамления Кукасозерского сегмента. К северу от шовной зоны степень линейаризованности тектонических структур постепенно снижается – отмечается диагональное по отношению к общему простиранию зоны расположение складчатых структур, их сложная виргация и извилистая конфигурация в плане. Нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования слагают северное крыло Кукасозерской синклинали и пространственно обособленную Ханкусьярвинскую покровно-складчатую структуру (см. рис. 1).

Северное крыло Кукасозерской синклинали в области перегиба Северокарельской дуги имеет относительно пологое залегание. Развитые здесь карельские комплексы обнажаются широкой полосой и осложнены дополнительными складками, опрокинутыми в северном направлении. В западной части синклинали в районе оз. Кужъярви северное крыло синклинали опрокинуто к востоку и перекрыто крупным языкообразным массивом архейских гранито-гнейсов (Кужъярвинский покров), образующих "пластичный залив" в поле карелид (см. рис. 1, 2). Из складчатая структура образует гигантский S-образный изгиб левосдвигового смещения и вращения структур. В восточном направлении вдоль северного края Кукасозерской синклинали сумийские образования с тектонизированной корой выветривания в основании перекрывают либо беломорские гранито-гнейсы, либо лопийский комплекс. Интенсивное разлинзование и расланцевание образований коры выветривания, а также развитие асимметричных принадвиговых складок свидетельствуют о

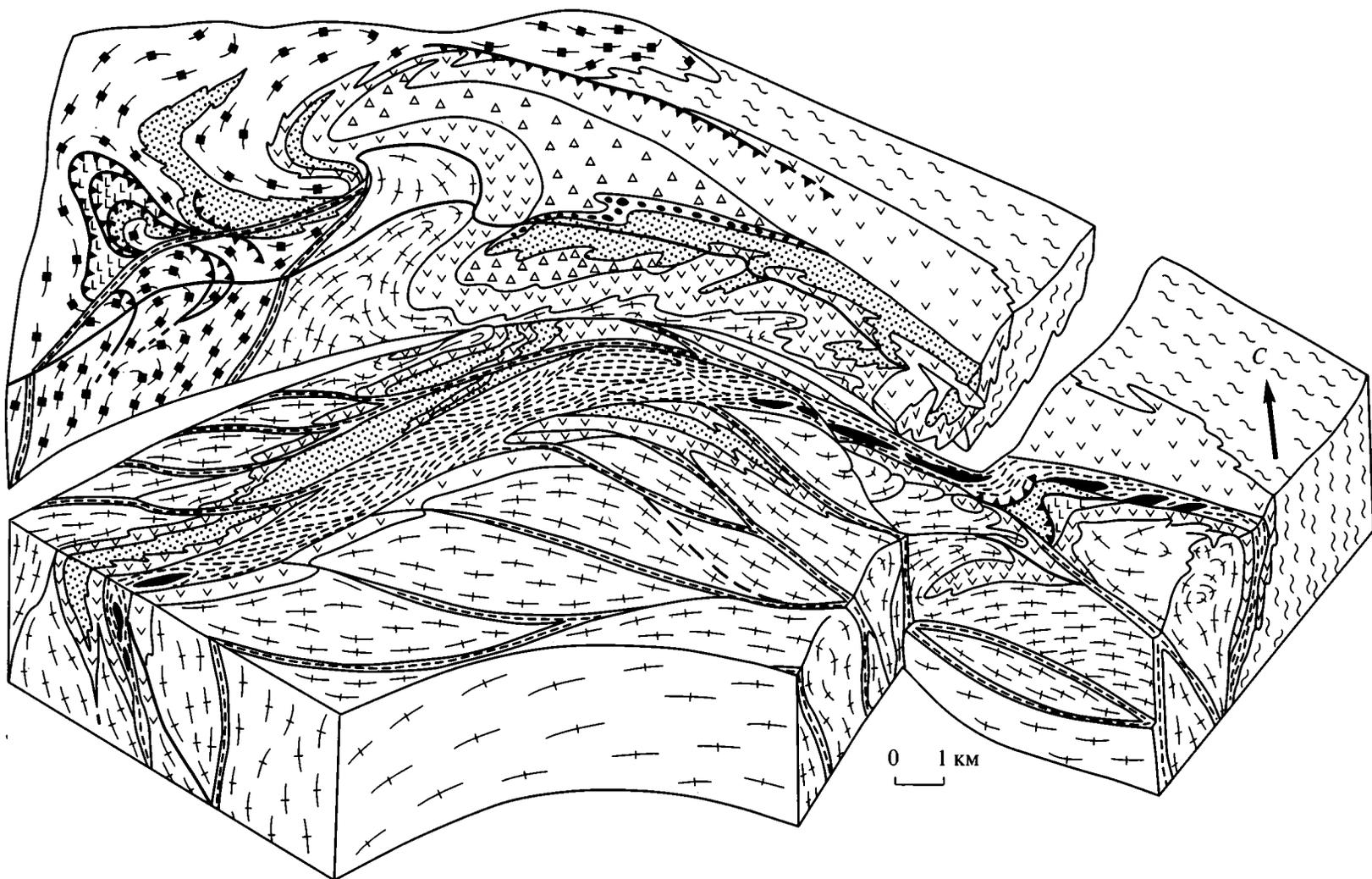


Рис. 2. Блок-диаграмма тектонического строения Кукаозерского сегмента Северокарельской зоны. (Условные обозначения см. рис. 1).

формировании срыва в основании карелид и их надвигании в северном направлении. В восточной части Кукасозерской дуги северное крыло синклинали осложнено асимметричными складками, образующими правый рисунок.

Дополнительные складки, осложняющие северное крыло Кукасозерской синклинали, характеризуются диагональным расположением по отношению к общему простиранию всей зоны и имеют при этом облик полискладчатых структур. Характерным примером является антиклиналь мыса Северный (см. рис. 1, 2). Структура сформирована в результате последовательного развития диагональной антиклинали северо-западного простирания с последующим ее вращением против часовой стрелки и наложением новой диагонально-кулисной системы складок. При этом развивающиеся структуры испытывают запрокидывание к северо-востоку, а их вращение вокруг вертикальной оси сопровождается смятием структур в наложенные складки. Подобная картина интерпретируется как результат развития складчатой структуры в полосе левосдвиговых объемных смещений, совмещенных с надвиганием к востоку и северо-востоку. Тектоническое течение в данном случае некоаксиальное, что является причиной непрерывного вращения направлений главного удлинения к плоскости течения.

Для тектонической структуры гранито-гнейсового основания свойственно развитие структурно обособленных ячеек – доменов линзовидной и ромбовидной формы. Каждый из доменов подтвержден внутренним объемным вязко-пластическим деформациям с проявлениями элементов купольной и покровно-надвиговой тектоники, с развитием складок продольного течения и различно ориентированных зон сдвиговых деформаций. В северном обрамлении шовной зоны домены по длинной оси ориентированы диагонально по отношению к шву и достигают в длину 3–6 км при ширине от 0.5 до 2.5 км. По мере удаления от шва доменная структура постепенно исчезает.

Смежные домены связаны друг с другом постепенными переходами и разделены широкими без четких ограничений зонами вертикально-плоскостного тектонического течения (0.1–0.5 км), вдоль которых отмечаются вязкие перемещения взбросо-сдвигового характера. Эти зоны преобладают в гранито-гнейсовом основании, иногда проявляются вдоль границ гранитоидов и карельских образований, нередко содержат пережатые клинья последних, обозначая раздавленные корни мелких синклиналией – отторженцев Кукасозерской синклинали. В пределах кристаллического фундамента зоны тектонического течения отличаются хорошо выраженной гнейсовидностью и полочатостью гранито-гнейсов, интенсивными проявлениями процессов катаклаза, динамической перекристаллизации и диафтореза, а также верти-

кальной ориентировкой плоскостных структурных элементов. В бортах этих зон часто развиваются сопряженные покровно-надвиговые структуры и диагональные по отношению к простиранию сдвигов складки. Наиболее показательным является структурный рисунок “крыльев бабочки”, развитый вдоль левосдвиговой зоны по южному борту Ханкусьярвинской структуры. Из области сдвиговых деформаций происходит выжимание и надвигание в западном и северо-западном направлениях серии пластин ультрабазитов, ятулийских пород и Ханкусьярвинского покрова гранито-гнейсов. По южному борту сдвига развиваются надвиги с восточной и северо-восточной вергентностью (см. рис. 1, 2). По простиранию к востоку вдоль зоны сдвига проявляются диагональные складки (Ханкусьярвинская синклинали и др.). В пределах карельских комплексов северного крыла Кукасозерской синклинали зона сдвига затухает, реализуясь в развитии Кужъярвинского гранито-гнейсового покрова и S-образного изгиба складчатых структур.

По мере перехода от граничных зон тектонического течения во внутренние области доменов крутые залегания сменяются более пологими. В центральных частях доменов выражены элементы купольного строения, подчеркнутые концентрической ориентировкой гнейсовидности. Купола обычно имеют асимметричную форму, образуя козырьки и языкообразные покровные складки пластического течения с вергентностью в восточных румбах. К такого рода структурам относятся Кужъярвинский языкообразный покров и расположенная южнее узкая каплевидная в плане структура выжимания гранито-гнейсов в поле развития карелид (см. рис. 1, 2).

Таким образом, в пределах северного обрамления шовной области преобладает некоаксиальный тип тектонического течения горных пород. Частными формами являются доменно-купольные структуры, диагональные складки и покровы, сдвиги и структуры прогрессивной сдвиговой деформации с вращением линейно-плоскостных элементов вокруг вертикальной оси. Наиболее развитыми являются структурные рисунки, свидетельствующие о преобладании левосдвиговых перемещений, только в восточном крыле Кукасозерской дуги отмечаются слабо выраженные наложенные структуры правого сдвига.

Южное обрамление шовной зоны. Здесь эрозией вскрыто пережатое крутопадающее южное крыло Кукасозерской синклинали и слабо тектонизированные гнейсо-граниты Карельского массива. Метаморфизм в этой области заметно снижается, что отражается в более простой тектонической структуре. Главным структурным элементом является система кулисообразно расположенных линзовидных доменов, ограниченных зонами вер-

тикально-плоскостного тектонического течения. Их строение имеет много общего с доменами северного обрамления шва, но элементы купольного и покровно-надвигового строения менее выражены. Исключение составляет доменная структура восточной части мыса Хирвинаполок, для которой характерно развитие узких языкообразных и колчановидных покровных складок гранито-гнейсового фундамента, испытавшего “пластичное” надвигание в восточном направлении (см. рис. 1, 2). К западу хирвинаволоцкие покровы сменяются открытыми складками с вертикальными осевыми плоскостями, которые, в свою очередь, угасают в центральной части домена.

Пространственное положение длинных осей доменов и характер смещения геологических границ свидетельствует о формировании данной структуры в области некоаксиального тектонического течения с преимущественно левосдвиговой кинематикой. Однако в восточном крыле Кукаозерской дуги отмечаются правосдвиговые, по-видимому наложенные, смещения доменов относительно друг друга.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

Процессы структурообразования в пределах Северокарельской зоны сопровождались формированием тектонитов различных РТ-условий. Это позволило провести корреляцию структурных форм по типам тектонитов и выделить структурно-вещественные парагенезы.

Ранние тектониты представлены образованиями прогрессивного этапа метаморфизма с хорошо развитыми линейно-плоскостными стрессовыми структурами. Эти породы образуют общую для всех комплексов структурно-метаморфическую зональность Северокарельской зоны. Плоскостные структуры тектонитов карельских образований представлены минерализационной сланцеватостью и полосчатостью. В основании карелид широко развиты тектониты, связанные с явлениями мигматизации пород и имеющие аналогичные стрессовые структуры. В гранитоидах фундамента гнейсовидность подчеркнута ориентировкой слюдистых минералов, амфибола, лейкосомовых и меланосомовых обособлений, полойных мигматитов и птгматитов.

Минеральная и минерально-агрегатная линейности в кукаозерской структуре образованы ориентированной роговой обманкой и линзовидными скоплениями биотита, кварца и хлорита. Широко распространены различные виды структурной линейности: линейность растяжения (длинные оси будин, деформированных галек и др.), плейчатость, шарниры мелких складок и линейность штрихов скольжения. Структурные ви-

ды линейности часто сочетаются с минерально-агрегатной вследствие развития ориентированных минеральных структур в областях межбудинного растяжения, в трещинах отрыва и замках мелких складок.

В пределах шовной области Северокарельской зоны линейно-плоскостные стрессовые структуры тектонитов отличаются выдержанной ориентировкой и подчинены общему простиранию шва. Линейность различного типа закономерно погружается в западных румбах, испытывая вариации в простираниях лишь в соответствии с общим изгибом всей зоны. Плоскостные структуры тектонитов шовной зоны наследуют первичную слоистость, что отмечается в крыльях и замковых частях парагенетических им складок. Этот факт позволяет рассматривать последние как структуры пластического течения с послойным перемещением вещества. Минеральные и структурные виды линейности имеют сходную ориентировку с шарнирами складок течения, испытывающих также общее погружение в западных румбах. Развитие линейности растяжения в таком структурном положении характеризует данные складки как структуры продольного пластического течения с сингенетичной линейностью типа “в”.

Данные стрейн-анализа по изучению деформированных галек и будинаж-структур свидетельствуют о проявлении в шовной области трехосной деформации. Крутопадающие вязкие слои подвержены растяжению в вертикальном, но в большей мере субгоризонтальном (по простиранию) направлениях. Аналогичные наблюдения были сделаны по галькам конгломератов. Гранитоидные включения вдоль оси растяжения испытывают деформацию порядка 400–500%. Вдоль вертикально направленной средней оси интенсивность деформации достигает 200–300%. В менее компетентных гальках вулканогенных пород деформации по оси растяжения превышают 800%. В целом главная ось растяжения и средняя ось эллипсоида деформации находятся в плоскости тектонического течения шовной зоны, ось сжатия направлена субгоризонтально и перпендикулярно к плоскости шва.

Приведенные данные позволяют рассматривать шовную область как зону коаксиального продольного тектонического течения. Однако детальное изучение структурных парагенезов в области шва показывает более сложную динамическую картину. На рисунке 3 показана принципиальная схема строения сегмента шовной зоны, составленная на основе реальных наблюдений серии фрагментарных обнажений тектоногенной “пестрой” толщи по южному берегу острова Лагерный (центральная часть оз. Кукас). В целом шовная область состоит из многочисленных лин-

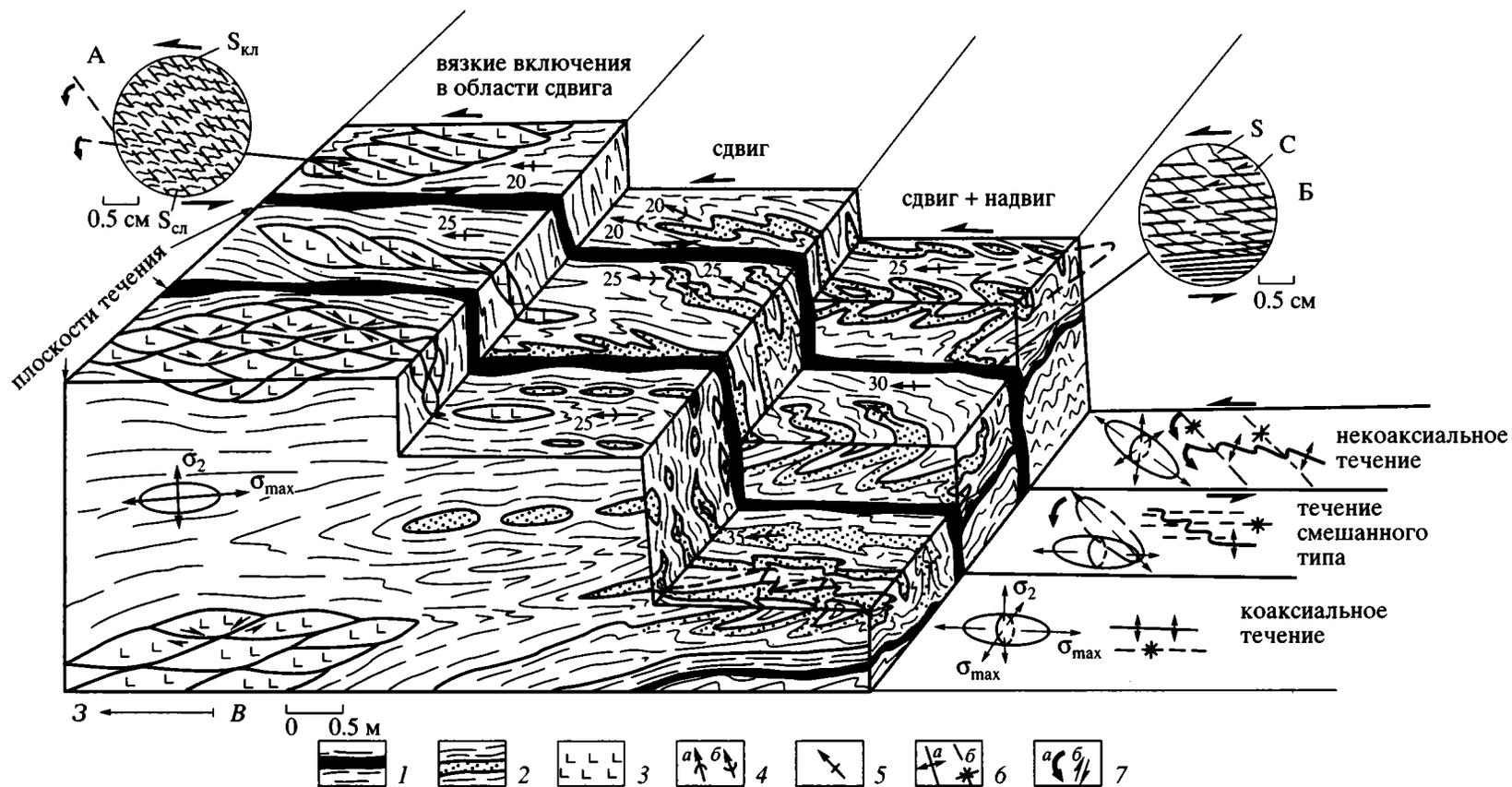


Рис. 3. Схематизированная блок-диаграмма структурных парагенезов шовной зоны по южному берегу о. Лагерный (центральная часть оз. Кукас). 1 – зоны тектонического срыва (гальные плоскости течения); 2 – тонкослойные пластичные породы “пестрой” толщи; 3 – вязкие тела габбро-амфиболитов; 4 – шарниры складок: а – антиклинальных, б – синклинальных; 5 – минеральная линейность; б – осевые плоскости: а – антиклиналей, б – синклиналей; 7 – направления: а – вращения, б – сдвига.

звидных и пластинообразных макролитонов – струйчатых зон, в пределах которых динамическая ситуация видоизменяется. Обычно макролитоны разделены зонами срыва, параллельными плоскостям тектонического течения и релаксирующими “динамические противоречия” смежных струйчатых зон за счет смещений. Макролитоны, выступающие в качестве самостоятельных зон тектонического течения, могут быть разделены на виды с коаксиальным, некоаксиальным и смешанным типами тектонического течения.

В зонах коаксиального течения выделяются сегменты с преобладающим продольным растяжением (чистый сдвиг), в которых параллельно плоскости тектонического течения развиты минеральная сланцеватость, пережатые и изоклинные складки продольного течения, будинаж-структуры, различные виды линейности. Ядра складчатых структур часто испытывают будинаж в вертикальном и субгоризонтальном направлениях с максимумом удлинения по простиранию зоны параллельно шарнирам складок. Тени давления вокруг мелких включений образуют линейно-вытянутые по оси растяжения хвосты. Вязкие включения габбро-амфиболитов в сегментах продольного растяжения подвержены тектоническому разлинзованию по системе зон расланцевания склоновой природы. Деформация и перемещение по оси удлинения отдельных линз, обеспечивает общую объемную деформацию линзовидно-построенной крупной будины.

По простиранию сегменты с преобладанием продольного растяжения закономерно переходят в области динамического сгущивания вещества, где образуются складки нагнетения, структуры торошения и надвигообразования. На рисунке 3 эта область обозначена как “сдвиг + надвиг”. Здесь формируются зоны субгоризонтального тектонического течения и расланцевания, разделяющие дисгармонично построенные тектонические пакеты. В пластичных слоистых породах развиваются стрельчатые в плане складки, образующиеся в результате “телескопического вдвигания” отдельных сегментов складки. Весьма характерно развитие асимметричных складок с противоположным рисунком. Реже проявлены колчановидные складки.

В целом для зон коаксиального течения свойственна выдержанная ориентировка всех линейно-плоскостных структурных элементов в плоскости общего тектонического течения. Структуры наложения и пересечения складчатых форм не являются характерными. Они проявляются в областях динамического нагнетания и дают противоречивые сведения о последовательности структурообразования.

Зоны смешанного типа тектонического течения нередко обрамляют коаксиальные и часто

связаны с ними постепенными переходами. В сегментах с преобладанием деформаций сдвига развиваются диагональные и конформные простиранию зоны структуры, часто пересекающиеся и накладывающиеся друг на друга. Вывод о последовательности развития складок не может быть однозначным, т.к. по простиранию этой же зоны установлена обратная ситуация – наложение диагональных складок на конформные. В данном случае минеральная линейность растяжения мелких включений по своей ориентировке отвечает коаксиальному типу течения, тогда как более крупные структуры формы (будины, складки мезоуровня, зоны расланцевания) в той или иной мере отклоняются от этого правила. Можно заключить, что коаксиальный и некоаксиальный режимы течения совмещаются по времени проявления, но затрагивают различные масштабы уровни. Деформация вязких включений в рассматриваемой зоне часто проявляется в разлинзовании, скольжении и вращении по принципу сдвига домино, что отражает синхронное развитие диагонально-удлиненных к плоскостям течения линз (некоаксиальное течение) и общего продольного (коаксиального) растяжения главного тела-будины. Принцип строения сегмента сдвиг + надвиг имеет много общего с описанным ранее для коаксиального типа течения.

Зоны некоаксиального течения характеризуются прогрессивным развитием диагональных складок и косорасположенных структур удлинения, испытывающих непрерывное вращение к плоскости течения. Результатом этого является система последовательно наложенных складок с минимальным углом отклонения от плоскости течения у ранних структур и максимальным отклонением у более поздних. Вязкие включения в этих условиях распадаются на линзовидные домены, испытывающие скольжение по зонам скальвания синтетического направления, с одновременным вращением к плоскости течения. На микроуровне компетентные породы сохраняют следы пересекающихся систем сланцеватости или сланцеватости и кливажа, что по аналогии со вкладчатыми структурами объясняется вращением ранних плоскостей делимости к плоскости течения и формированием новых диагональных зон скольжения (рис. 3, А). По внешнему виду сходными с данными формами являются структуры С-С-тектоников, развивающиеся вдоль плоскостей тектонического срыва и общего течения (рис. 3, Б). Сегменты типа сдвиг + надвиг в области некоаксиального течения характеризуются широким распространением кулисообразно расположенных колчановидных складок, развивающихся из складчатых структур прогрессивного “вращения и пересечения” и связанных с ними постепенными морфологическими переходами.

Приведенные выше наблюдения свидетельствуют, что тектоническое течение в пределах шовной зоны осуществлялось по обособленным зонам коаксиального, некоаксиального и смешанного типов. Часто отмечаются взаимные переходы зон разного типа друг в друга, а также смена режимов тектонического течения в пределах отдельно взятой зоны. В целом можно отметить преобладание продольного коаксиального вертикально-плоскостного течения горных масс (сегменты продольного растяжения и сдвига), сочетающегося с продольным горизонтально-плоскостным (сегменты надвигообразования). Результатом сложного и неоднородного тектонического течения являются пересекающиеся складчатые структуры, которые нельзя рассматривать как складки разной генерации.

По мере удаления от шва Северокарельской зоны линейно-плоскостные стрессовые структуры тектонитов постепенно теряют выдержанную тектоническую ориентировку. При этом градиент нарастания отклонений в ориентировке от главной плоскости течения для мелких структур меньше, чем для крупных структурных форм – складок, вязких разрывов и др. Это объясняется большей скоростью вращения мелких линейных неоднородностей в сравнении с “инертными” массами мегамакросtructures. Таким образом микроструктурная линейность по отношению к крупным складкам не может быть отнесена в чистом виде к типу “в”. Вместе с тем по отношению к мелким дополнительным складкам течения она сохраняет свое первичное положение “в” линейности, что свидетельствует о идентичной степени вращения структур одного масштабного уровня. Свидетельством проявления вращательных движений мелких складок являются многочисленные формы “прогрессивного вращения и пересечения”, во многом напоминающие структуры зон некоаксиального течения шовной области (см. рис. 3).

Структурные парагенезы гранито-гнейсовых областей, обрамляющих карелиды, в основном определяются их доменно-покровно-купольным строением. В пределах гранитных сдвиговых зон доменов плоскость тектонического течения ранних тектонитов, подчеркнутая развитием гнейсовидности, полосчатости и мигматитовых жил имеет крутое залегание. Крутопадающие тектониты образуют широкие зоны и постепенно сливаются с изофациальными тектонитами внутренних частей доменов, отличающихся от первых тектонической ориентировкой плоскостных элементов. Гнейсовидность в центральных частях гранито-гнейсовых доменов образует сложные формы самого разного масштаба: асимметричные купола, открытые, колчановидные и языкообразные покровные складки, имеющие в поперечном срезе концентрическое строение (рис. 4). Крупные структуры такого рода отмечены в районе оз. Кужъярви, в восточной части мыса Хирви-

наволок и на западе оз. Ханкусьярви (см. рис. 1). В интенсивно тектонически расчлененных гранито-гнейсах беломорского комплекса часто фиксируются сложно пересекающиеся складчатые структуры, которые в отдельных сечениях выглядят как результат полискладчатых деформаций. Однако прослеживание по простиранию и объемное изучение этих структур показывает, что чаще мы имеем дело с различными сечениями колчановидных складок, дающими ложные структурные рисунки пересекающихся форм (см. рис. 4). Соотношения структурных элементов характеризуют данные складки как структуры горизонтально-плоскостного продольного течения с линейностью растяжения типа “в”.

В обрамлении шовной зоны тектониты кристаллического основания и супракрустального карельского комплекса образуют единую структурно-метаморфическую зональность, связаны друг с другом тектонической ориентировкой микрострессовых структур. Структуры мега-мезоуровня образуют взаимосвязанные структурные рисунки, различия между которыми свидетельствуют о структурной дисгармонии архейского фундамента и нижнепротерозойского проточехла. Для комплекса основания свойственна доменно-покровно-купольная тектоника вертикального, но в большей мере горизонтально-продольного некоаксиального тектонического течения, тогда как в карелидах аналогичные формы течения проявляются в формировании диагонально-складчатых структур, испытывающих прогрессивное вращение. Значительные объемы ремобилизованных и превращенных в тектониты пород предполагают объемный характер тектонического течения и пластических деформаций на этапе раннего прогрессивного метаморфизма.

Более поздние тектониты, в целом наследуя простирания ранних тектонитов, занимают относительно локальные объемы и представлены образованиями низких степеней метаморфизма. Как правило они образуют узкие зоны расщепления, катаклаза и диафтореза (первые сотни метров). Обычно диафториты имеют динамометаморфическую природу, представлены динамосланцами, перекристаллизованными катаклазитами и милонитами, отличаются хорошо выраженной минерализационной сланцеватостью (в сильно измененных породах), либо слабоминерализованным кливажем скольжения (в менее измененных). В диафторитах широко развиты различные формы минеральной и структурной линейности, представленной ориентированным актинолитом и линзовидными обособлениями слюдино-кварц-хлоритового состава. Ориентировка линейности почти всегда повторяет линейные формы ранних тектонитов, что связано отчасти с развитием псевдоморфных замещений, но в большей мере со сходной кинематической обстановкой ее формирования.

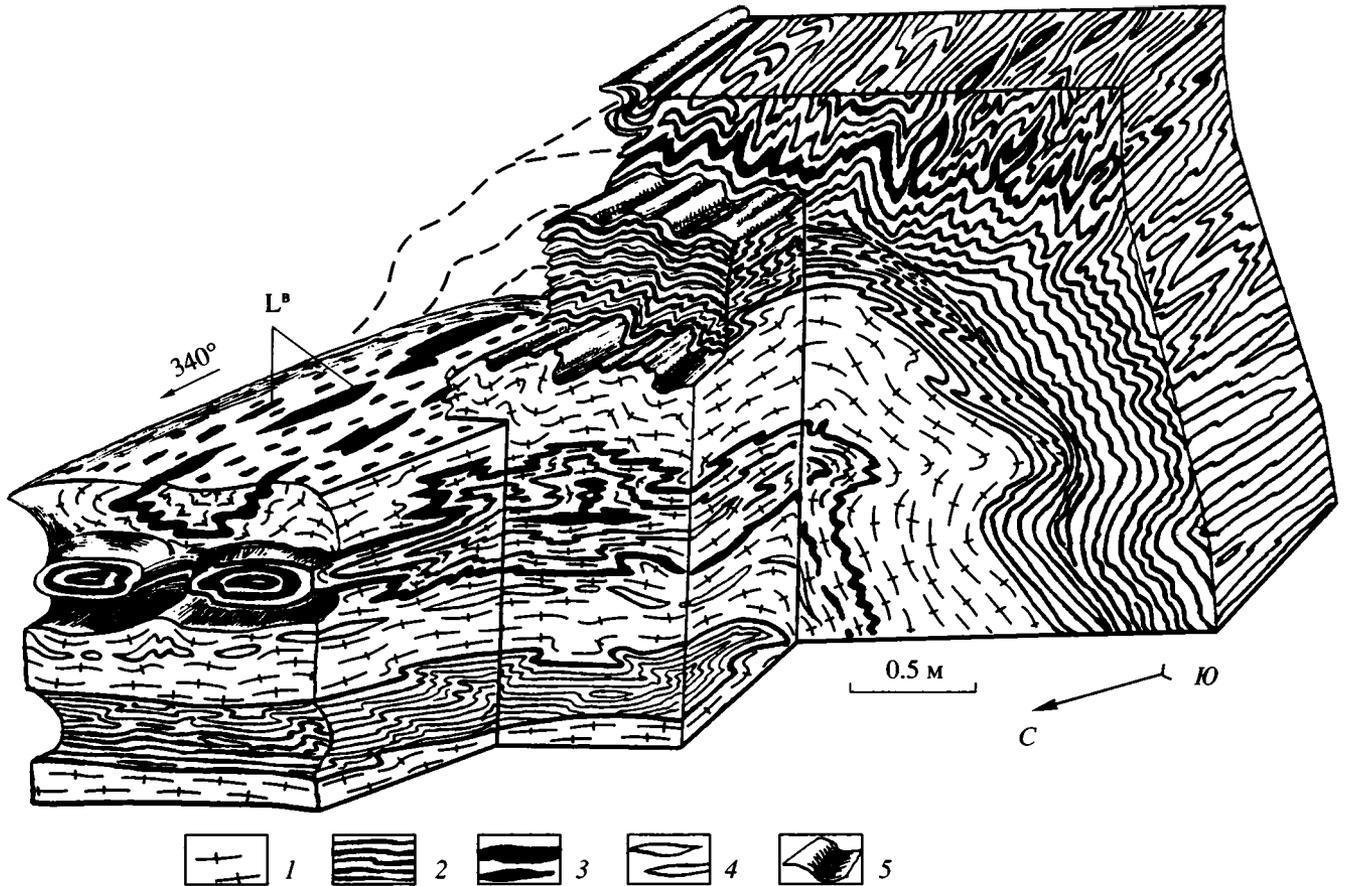


Рис. 4. Реконструированная блок-диаграмма строения колчановидных покровных складок, осложняющих Ханкусьярвинский гранито-гнейсовый покров (западная часть оз. Ханкусьярви).

1 – гранито-гнейсы; 2 – биотитовые кристаллические сланцы; 3 – жилы мигматитов; 4 – линзы и прожилки кварца; 5 – рельеф поверхности гнейсовидности (штриховкой показаны тени); L^B – минеральная линейность и линейность растяжения типа “в”, ориентированная вдоль шарниров складок.

В гранитоидах нередко развиваются структуры С-S-тектонитов, а наложенная регрессивная минерально-агрегатная линейность также наследует более ранние формы.

В структурном отношении зоны расланцевания представляют собой различно ориентированные вязкие нарушения: субгоризонтальные зоны надвигообразования, крутопадающие сдвиги и взбросо-сдвиги. В едином парагенезе с этими структурами находятся складки кливажного течения. Положение осевых плоскостей этих складок связано с ориентировкой парагенетичных им зон расланцевания: надвиги сопровождаются опрокинутыми и лежащими складками, а крутопадающие нарушения – нормальными пликативными формами. Размеры этих складок находятся в пределах от 0.5 до 100 м, а области их распространения от сместителей вязких нарушений составляют десятки и первые сотни метров. Данные структуры нередко сопровождаются несовершенным локальным кливажем осевой плоскости,

либо веерообразным кливажем скольжения. Интенсивность минеральных преобразований в микротрещинах кливажного скольжения постепенно возрастает по мере приближения к зонам расланцевания и диафтореза, что является главным признаком, объединяющим данный структурно-вещественный парагенез.

В шовной области Северокарельской зоны линейно-плоскостные структурные элементы рассматриваемых тектонитов ориентированы в соответствии с общей плоскостью тектонического течения горных пород и, в основном, конформны простиранию ранних структур. В обрамлении шовной зоны отмечаются конформные и диагональные соотношения структурных элементов ранних и более поздних тектонитов. Диагональный тип наложения структур приводит к формированию кулисных систем складок кливажного течения, имеющих на значительном протяжении закономерный рисунок. Как правило в западном крыле Кукаозерской дуги складки такого типа

имеют левый рисунок, тогда как восточное крыло характеризуется развитием правосторонних рисунков (см. рис. 1). Аналогичные соотношения на локальных участках сохраняются и для пересекающихся систем ранней сланцеватости и кливажа скользяния. В западном крыле Кукасозерской дуги в плане часто отмечается отклонение кливажа от плоскости сланцеватости по часовой стрелке на 15° – 30° . При этом нередко фиксируются “сноповые” системы последовательно развивающихся генераций кливажа, из которых ранние имеют минимальное отклонение от сланцеватости, а поздние, имеющие сквозное развитие, составляют максимальный угол отклонения. Подобные соотношения являются следствием неоксиального тектонического течения с развитием диагональных структур, испытывающих последовательное вращение против часовой стрелки к плоскости тектонического течения в области левосдвигового смещения.

Наряду с отмеченными случаями диагональных соотношений ранних и более поздних структур, не менее характерным является их унаследованное развитие. В пределах гранито-гнейсового фундамента зоны рассланцевания и катаклаза подновляют доменную структуру комплекса основания, конформно накладываясь на более ранние структуры. Обычно они имеют крутое залегание и обозначают более узкие и четкие, нежели ранние тектониты, контуры линзовидных тел гранитоидов. По мере перехода в центральные части доменных структур зоны рассланцевания и диафореза маркируют пологие вязко-пластические сместители надвиговых структур. Эти надвиги выступают в роли унаследованно-секущих форм – в общих чертах повторяют морфологические элементы ранних покровно-надвиговых структур пластического течения и, вместе с тем, подрезают и осложняют их.

В целом на регрессивном этапе развивались структурные формы и парагенезы во многом аналогичные ранним. Их отличие состоит в том, что в данном случае реализовывались в основном хрупко-пластические деформации, которые концентрировались в относительно локальных объемах зон интенсивного рассланцевания, а за их пределами были рассеяны.

Следующая группа тектонитов представлена образованиями без значительных вещественных трансформаций, связанных с хрупкими и хрупко-пластическими деформациями. Наиболее распространены катаклазиты, реже встречаются милониты, брекчии, какериты, зоны тектонического меланжа и кливажа скалывания. Данные образования зачастую сопровождаются низкотемпературными карбонатными и кварцевыми метасоматитами, гидротермальными образованиями (кварцевые жилы) и продуктами реакций окисле-

ния железистых минералов. Эти породы нередко подвержены наложенному брекчированию и катаклазу в “сухих” условиях без минералообразования, что предполагает развитие деформаций после прекращения гидротермально-метасоматической деятельности. Тектониты хрупкой дезинтеграции маркируют относительно узкие сместители зон нарушений, унаследованно наложенных на более ранние тектонические структуры – сдвиги, надвиги и т.д. Структурные парагенезы во многом сходны с описанными выше. Сдвиговые и взбросо-сдвиговые нарушения, оперяющие их локальные надвиги, кинк-зоны, кливаж скалывания, трещины различного генезиса. На участках выклинивания доменов часто проявляются структуры растяжения – поперечные сбросы – образующие на поверхности грабены и полуграбены, заполненные современными озерами и болотными понижениями.

В целом этап хрупких деформаций во многом повторяет предыдущие этапы в кинематическом отношении и является продолжением процессов тектонического течения горных масс. Однако объемы тектонизированных пород значительно сокращаются, деформации реализуются за счет незначительных перемещений по многочисленным сместителям, подновляя более раннюю тектоническую структуру.

ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

Приведенные выше данные позволяют рассматривать Кукасозерский сегмент Северокарельской зоны как структуру вертикального и горизонтально-продольного тектонического течения. Процессы структурообразования развивались на фоне метаморфических событий, имеющих тенденцию к понижению от высокобарических условий амфиболитовой фации к низкотемпературным зеленосланцевым преобразованиям. Ранние тектониты, соответствующие прогрессивному этапу метаморфизма, развиты практически во всем объеме рассматриваемой структуры и маркируют основные структурные элементы объемного пластического течения начальных этапов развития Северокарельской зоны. Тектониты этапа регрессивного метаморфизма развивались относительно локально в условиях хрупко-пластического течения, сменившегося в последствии этапом хрупкого разрушения горных пород с соответствующими тектонитами. В целом намечается ряд структурно-вещественных парагенезов, последовательность развития которых в схематизированном виде отражена на рисунке 5.

На раннем этапе пластического течения в пределах рассматриваемой области обособились относительно линейная в плане шовная зона Северокарельской структуры и сопряженные с ней

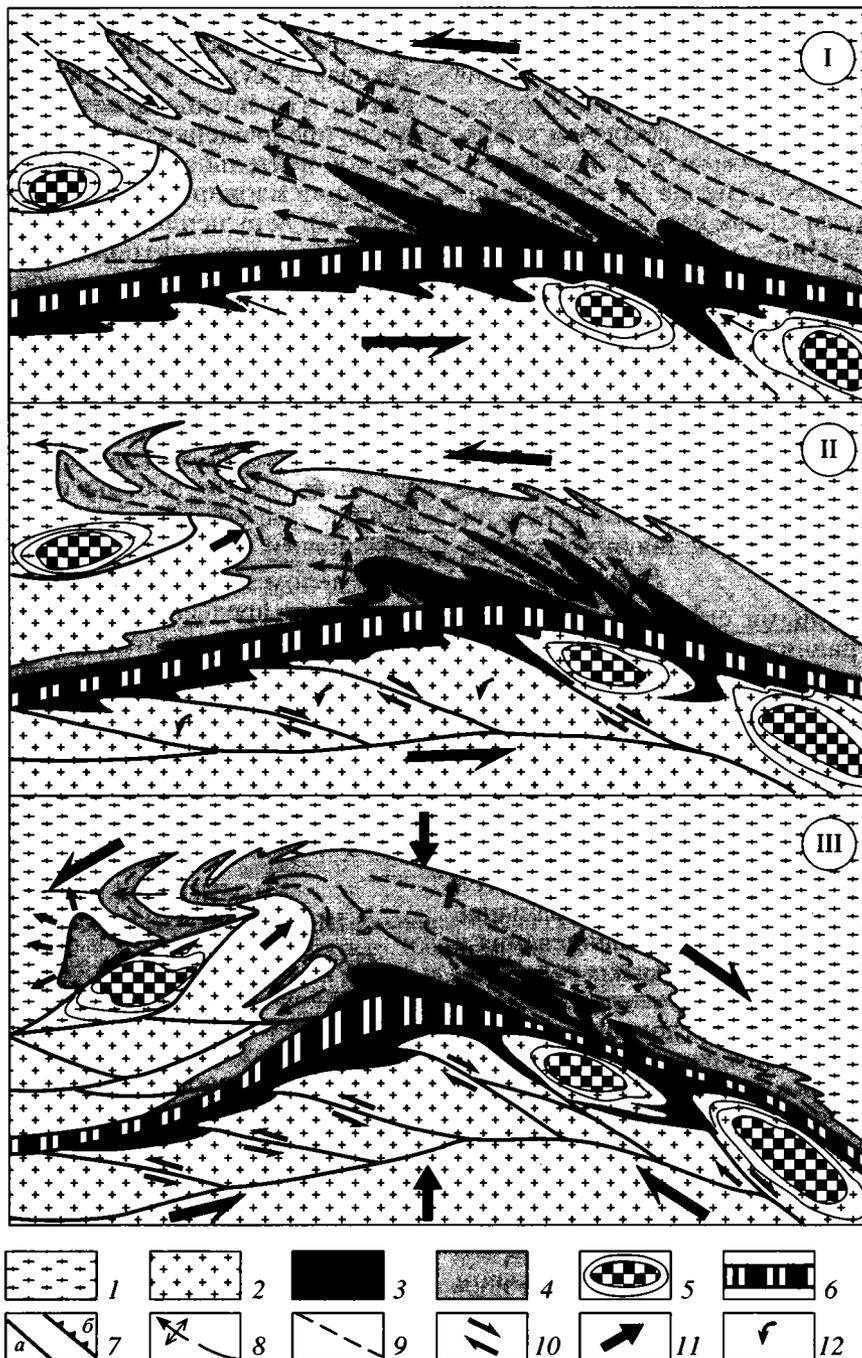


Рис. 5. Схема эволюции структурных парагенезов Кукасозерского сегмента Северокарельской зоны.

1 – гранито-гнейсы беломорского комплекса; 2 – гнейсо-граниты Карельского массива; 3–4 – нижнепротерозойские породы, развитые в приосевой (3) и краевых (4) частях Кукасозерской структуры; 5 – куполовидные структуры; 6 – шовная зона коаксиального тектонического течения; 7 – тектонические нарушения: *a* – взбросо-сдвиги, *б* – надвиги; 8–9 – системы диагональных присдвиговых складок: 8 – антиклинали, 9 – синклинали; 10 – направления сдвиговых перемещений; 11 – тангенциальные перемещения; 12 – направления вращения линейно-плоскостных структур. I–II – стадии этапа пластического течения горных пород; III – этап хрупко-пластического течения.

области обрамления (рис. 5, I). В шовной области отмечается коаксиальное продольное и, в меньшей мере, вертикально-направленное тектоническое течение, что проявляется в развитии конформных

простирацию зоны линейно-плоскостных структур. В областях обрамления с преобладающим некоаксиальным режимом течения формируются диагональные складчатые (в супракрустальных

комплексах) и доменно-купольные (в фундаменте) структуры, испытывающие прогрессивное вращение к плоскости общего течения по модели простого сдвига. В бортах сдвиговых зон образуются сопряженные с ними покровно-складчатые структуры. Характер структурных рисунков всей зоны свидетельствует о развитии преимущественно левосдвиговых перемещений, развивавшихся на фоне общего вертикального и продольного тектонического течения.

Прогрессивное развитие некоаксиального тектонического течения в областях обрамления шва сопровождалось вращением складок и других линейно-плоскостных элементов к плоскости течения с формированием на их месте новых диагональных структур (рис. 5, II). Результатом этого явилось развитие распространенных в регионе структур "прогрессивного вращения и пересечения", которые выглядят как ложные полискладчатые формы, но в реальности объединяют структуры единого парагенеза и сходного динамического генезиса.

На этапе хрупко-пластического течения происходит формирование Кукаозерской дуги, что обозначается развитием правосдвиговых перемещений в ее восточном крыле и левосдвиговых – в западном (рис. 5, III). При этом сохраняется режим преобладающего продольного тектонического течения с частичным унаследованием основных структурных форм предыдущего этапа. Однако в данном случае перемещения более локализованы и концентрируются вдоль обособленных плоскостей – зон рассланцевания и диафтореза. Оформи́вшаяся к концу этого этапа тектоническая структура области в основном соответствует современной. На этапе хрупкого тектонического течения она была незначительно, в основном унаследованно, усложнена дизъюнктивными нарушениями с относительно небольшими амплитудами перемещения.

Приведенная схема эволюции структурных парагенезов Кукаозерского сегмента предполагает чрезвычайно длительный период их развития в сходной динамической обстановке. Структурное развитие сопровождалось снижением степени метаморфических преобразований и соответственным уменьшением пластичности геологической среды.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Приведенные материалы свидетельствуют, что в раннем протерозое архейская протоко́ра на стыке Беломорского и Карельского массивов испытала тектоническую активизацию. Большинство исследователей выделяют три основных этапа этих событий [1, 19, 20]: 1 – сумийско-сарийский рифтогенный (тафрогенный) этап, 2 – ятулийский суб-

платформенный, 3 – субгеосинклинальный люди́ковийско-ливвийский.

Тектоно-метаморфические преобразования в Северокарельской зоне начинаются после накопления раннепротерозойских комплексов. Радиологические датировки указывают на большой разрыв во времени процессов карельского литогенеза (2450–2600 млн. лет [1, 20]) с периодом проявления раннего прогрессивного метаморфизма (1850–1950 млн. лет [1, 19]). Этот факт, а также формационный состав нижнепротерозойских отложений позволяют сделать вывод, что Северокарельская зона не испытывала субгеосинклинального этапа развития, а проявленный в ней метаморфизм не являлся результатом общего прогибания и погружения толщ.

Активные тектоно-метаморфические преобразования начинаются в Северокарельской зоне на позднекарельском (свекофеннском) этапе развития. Происходит становление единой для всех комплексов структурно-метаморфической зональности. Как показывают исследования включений докарельских гранитоидов в грубообломочных отложениях нижнего протерозоя, карельские образования в пределах данной зоны накапливались на гранитном основании фундамента Карельского массива, не имеющего признаков тектоно-метаморфической переработки [21]. Образование кристаллического цоколя карелид испытали ремобилизацию лишь после накопления протоплатформенных отложений на свекофеннском этапе развития. Все это свидетельствует о том, что гранитоидные образования архейского возраста в процессе формирования Северокарельской зоны были подвижны и преемственны к развитию структурных форм не менее чем осадочно-вулканогенный комплекс карелид.

Процессы структурообразования в Северокарельской зоне носили интерференционно-гибридный характер с преемственностью форм тектогенеза от двух смежных геотектонических областей. Проявляются структуры, объединяющие элементы сдвиговой, купольной и покровно-складчатой тектоники, которые отражают вертикальную и горизонтально-продольную составляющие тектонического течения горных масс. В кристаллическом фундаменте течение было организовано по доменно-покровно-купольному принципу – за счет вязких перемещений и объемной пластической деформации отдельных линзовидных тел. В расслоенных беломорских образованиях и слоистых карельских комплексах широко распространены складки продольного течения и колчановидные структуры с линейностью растяжения ориентированной вдоль их шарниров. Подобные структуры весьма характерны для зон сдвиговых деформаций и встречаются в различных регионах мира [25]. В обрамлении шва в области некоаксиального течения, эти

структуры испытывали прогрессивное вращение от диагонального к простиранию зоны положения к конформному с синхронным образованием новых диагональных систем складок. Характер вращения линейных элементов и общий структурный рисунок исследованной зоны свидетельствуют о преимущественно левосдвиговых перемещениях в бортах зоны, указывающих на косой характер коллизии Беломорского и Карельского массивов. Развитие Кукаозерской дуги осложнило коллизионное взаимодействие двух массивов, обозначив область максимального вклинивания.

Процессы тектонического течения в Северокарельской зоне датированы К–Аг методом и соответствуют моментам кульминации прогрессивного (этап пластического течения – 1850–1950 млн. лет) и регрессивного (хрупко-пластическое течение – 1800–1600 млн. лет) этапов метаморфизма [1, 19, 20]. Вместе с тем это не исключает перманентное структурообразование в промежутках и после этих достаточно длительных временных интервалов. Этап хрупких разрушений достоверно не датирован. Судя по тому, что его начало связано с завершающими регрессивные преобразования гидротермально-метасоматическими процессами, а в дальнейшем деформация развивалась в “сухих” условиях, он был достаточно длительным и унаследованно развивался от предыдущих этапов.

Тектоно-метаморфическая ремобилизация вещества в Северокарельской шовной зоне составляет резкий контраст по отношению к менее активизированным внутренним частям Карельского и Беломорского массивов. В результате интенсивной структурно-вещественной переработки проплатформенных отложений петроструктурные различия между образованиями фундамента и чехла были в значительной степени сглажены. При этом сформировался единый в реологическом и геофизическом смысле комплекс, составивший реальное приращение гранитно-метаморфического слоя. Такого рода процессы предлагается рассматривать как “вертикальную аккрецию фундамента” за счет структурно-вещественных преобразований чехла.

ВЫВОДЫ

1 – современный структурный план Кукаозерского сегмента Северокарельской коллизионной зоны есть результат вертикального и преобладающего горизонтально-продольного сдвигового тектонического течения горных масс. Тектоническое течение реализовывалось за счет сочетания коаксиального и некоаксиального режимов с субсинхронным формированием доменно-купольных и покровно-надвиговых структур, складок продольного течения и сдвиговых зон, колчановидных и диагональных складок с широ-

ким развитием процессов вращения линейно-плоскостных структурных элементов.

2 – структурное развитие зоны происходило на фоне общего понижения РТ-условий с последовательной сменой типов тектонитов. В соответствии с этим изменялся и тип деформации: в едином поле напряжений последовательно и унаследованно развивались структуры объемной пластической деформации, вязко-пластического и хрупкого разрушения.

3 – современный структурный план Кукаозерской зоны не является результатом многостадийных деформаций, а есть следствие длительно-го перманентного процесса тектонического течения горных пород.

4 – интенсивные структурно-вещественные преобразования в Северокарельской зоне привели к становлению единой структурно-метаморфической зональности в образованиях проплатформенного чехла и докарельского фундамента, реологические различия этих комплексов были в значительной степени сnivelированы, что отражает процесс наращивания гранитно-метаморфического слоя, т.е. вертикальную аккрецию кристаллического фундамента.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (гранты № 96-05-64412 и 96-04243).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Воинов А.С., Полюховский Ю.С., Нагайцев Ю.В.* Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куоляярвинский прогиб) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1987. С. 68–75.
2. *Демидов Н.Ф., Кратц К.О.* Стратиграфия и тектоника Кукаозерско-Тикшезерской зоны карелид северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Карелия. Петрозаводск: Изд. КНЦ АН СССР, 1974. С. 95–116.
3. *Демидов Н.Ф., Мельянец Н.В.* Новые данные по стратиграфии протерозоя оз. Кукаозеро (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые. Петрозаводск: Изд. КНЦ АН СССР, 1976. С. 17–22.
4. *Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
5. *Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Основные черты тектонической зональности Балтийского щита // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1987. С. 5–13.
6. *Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Основные черты строения и геологической истории северо-восточной части Балтийского щита // Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. С. 5–20.

7. Казаков А.Н. Тектонотип ареальной раннедокембрийской складчатости // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 7–20.
8. Кратиц К.О. Геология карелид Карелии. М.–Л.: Изд-во АН, 1963. 230 с.
9. Лавров М.М., Свириденко Л.П. О сочленении карелид и беломорид в Северной Карелии // Этапы тектонического развития докембрии Карелии. Л.: Наука, 1973. С. 103–108.
10. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
11. Леонов М.Г. Тектоническая подвижность фундамента и внутривнутриплатформенный тектогенез в свете представлений о нелинейности геологических процессов // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 79–103.
12. Леонов М.Г. Протрузии кристаллического фундамента (факт существования, структура, механизм формирования) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 3–18.
13. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюлл. МОИП Отд. Геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20–32.
14. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 1–11.
15. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
16. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. С. 144.
17. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
18. Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л.: Наука, 1975. 127 с.
19. Петров В.П., Волошина З.М. К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР. 1987. С. 75–83.
20. Сыстра Ю.И. Тектоника карельского региона. Л.: Наука, 1991. 176 с.
21. Травин В.В. Формирование структуры Северо-Карельской синклинирной зоны. Автореферат диссертации на соискание степени канд. геол.-мин. наук. Москва, 1996. 20 с.
22. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review // Geological survey of Canada. 1991, paper 90–17, 72 p.
23. Leonov M.G., Kolodyazhny S.Yr., Somin M.L. Tectonic flow structures in basement and protoplatform cover. Abstracts 11th Intern. conf. on Basement Tectonics'94. Geoforschungszentrum. Potsdam, Germany, 1994. P. 84.
24. Leonov M.G., Kolodyazhny S.Yr., Somin M.L., Zikov D.S., Babarina I.I. The structure and some peculiarities of Post-Archean tectonic evolution of the North-Karelia collisional zone (The Baltic Shield). Abstracts. Proterozoic evolution in the North Atlantic Realm. International conference. 1996, Goose Bay, Labrador. P. 111–112.
25. Mancktelow N.S., Pavlis T.L. Fold-fault relationships in low-angle detachment systems // Tectonics. 1994. Vol. 13. № 2. P. 668–685.
26. Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // Journal of Structural Geology. 1980. V. 2. P. 83–99.

Рецензент: А.А. Моссаковский

Structural–Lithologic Parageneses of the Kukasozero Segment of the North Karelian Zone (Baltic Shield)

S. Yu. Kolodyazhnyi

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

The article deals with the characteristic features of the evolution of structural–lithologic parageneses in the Kukasozero segment of the North Karelian intraplate collision zone separating the Karelian and Belomorian massifs. The structure was formed at the Svecofennian stage against a background of the general easing of the pressure and temperature conditions. The older structural–lithologic parageneses unite tectonometamorphic formations of the cyanite–sillimanite series and structures of 3D plastic deformation, and the younger ones unite dynamoschists of the regressive stage of metamorphism and groups of brittle–plastic deformation. On the whole, the development of this structure is not the result of multistage deformations, but the outcome of a geodynamically continuous process of vertical and horizontal–lengthwise strike-slip tectonic flow, the marker of which is represented by the structural paragenesis: lengthwise flow folds, type “b” linearity, lenticular domain–dome and cover structures, sheath and diagonal folds, and rotation structures. Tectonometamorphic transformations in Archean granite–gneiss basement and Lower Proterozoic cratonic protocover produced a common structural–metamorphic zonality, and the rheologic features of the basement and cover were smoothed, which caused the build up of the granite–metamorphic layer.

УДК 551.242.3(470.22)

О СТАТЬЕ С.Ю. КОЛОДЯЖНОГО “СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ КУКАСОЗЕРСКОГО СЕГМЕНТА СЕВЕРОКАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)”

© 1998 г. В. С. Федоровский

Значение Северокарельской зоны для расшифровки тектоники Балтийского щита чрезвычайно велико, и в последние годы это становится все более очевидно. Понимание процессов, сопровождавших ее формирование, должно привести к раскрытию стиля древней геодинамики щита, а в более широком плане – к выяснению общих закономерностей тектоники и геодинамики в раннем докембрии. В статье С.Ю. Колодяжного приведено много интересных новых данных, касающихся этих проблем. Вместе с тем отдельные положения статьи кажутся мне спорными или не всегда верными, а иногда – и совсем неверными. Рассмотрим некоторые из них.

1) Автор: *“В результате интенсивной тектонической переработки пород, выполняющих внутриплитные швы, петроструктурные различия между образованиями фундамента и чехла... сглаживаются, что приводит к наращиванию кристаллического основания в реологическом и геофизическом смысле. Такого рода процессы мы предлагаем рассматривать как “вертикальную аккрецию фундамента” за счет структурно-вещественных преобразований чехла”*.

Здесь можно высказать два замечания. Во-первых, очевидно, что вывод о появлении единого в реологическом отношении комплекса просто надуман. Как удалось узнать, что ему предшествовало? А если реликты исходного материала действительно распознаваемы, то вряд ли можно говорить о единой реологии. Понятно, что процессы, рассматриваемые в статье, приводят к уменьшению контрастности реологии компонентов изначальной геологической среды. Однако категорическая фраза о едином в реологическом отношении комплексе в данном контексте просто неверна. В результате процессов ремобилизации здесь возникло образование, реологические характеристики которого отличаются от тех параметров, которые были до ремобилизации. И хотя автор склонен приращивать (в реологическом плане) возникший комплекс к фундаменту, я все же отмечу, что и это верно лишь наполовину, ибо этот вновь возникший комплекс отличается не только от чехла, но и от фундамента. По физиче-

ским параметрам он, может быть, и ближе к фундаменту, чем к чехлу, но и не есть его подобие.

Во-вторых, совсем запутанная ситуация с чехлом. Трудно понять, что автор имеет в виду? Если это доплатформенное образование (до возникновения Восточно-Европейской платформы), то очевидно, что здесь происходит игра слов: этот “чехол” на самом деле вовсе и не чехол (в общепринятом смысле), а как раз наоборот, один из компонентов структуры самого фундамента платформы. Таковы фундаменты всех древних платформ Мира: они гетерогенны по своей природе. Если, однако, тектонические перетрубации сопровождались метаморфизмом, то это не просто тектоническая переработка, а более серьезные и глубокие изменения, требующие, как минимум, упоминания. В заключительной строке этого фрагмента автор как бы констатирует причину: *“за счет структурно-вещественных преобразований чехла”*, и надо, видимо, понимать так, что некая переработка чехла приводит к тому, что свойства фундамента и этого доплатформенного чехла сближаются, чехол приобретает, на первый взгляд, как бы свойства фундамента и как бы становится его частью. Но, во-первых, здесь нет ничего нового. Эта тривиальная ситуация давным-давно известна геологам-докембристам. Во-вторых, метаморфизованный чехол отнюдь не становится частью фундамента, он лишь оказывается частью метаморфического слоя. Мы в целом, в грубых контурах, на первых порах исследования можем конечно, “промазать” и назвать это фундаментом. Но это далеко не безусловно. Опытный профессионал такую промашку не сделает. Сколько ни метаморфизуй чехол, он для тектониста все равно остается чехлом. Дело просто в мастерстве геолога. Он либо сумеет, либо не сумеет реставрировать исходную картину и отделить чехол от фундамента. Нам же в данной статье предлагается элементарную ошибку принять за новый факт древней геологической истории. Конечно, это не повод для зубоскальства, так как ввиду грандиозных по своим масштабам событий, охвативших кору на ранних этапах геологической истории, отделить фундамент от древнего (доплатформенного,

дорифейского) чехла удается далеко не каждому и далеко не сразу. Я не вижу ничего страшного и в том, что это не удалось пока и автору статьи. Скондачка такие проблемы не решаются, не даются в руки. Чтобы утешить автора, скажу, что и сам я в юности не раз становился жертвой подобных мистификаций, которые природа устраивает нам на каждом шагу. Здесь что важно? Здесь важно не слишком торопиться с публикациями непроверенных данных. А вот строить концепции, гипотезы, отталкиваясь от таких “данных”, опасно. Можно попасть впросак. Именно так в данном случае и получилось. Итог – принципиально неверно утверждение автора о том, что структурно-вещественные преобразования чехла привели к вертикальной аккреции фундамента. Автор явно находится в плену концепции. Читая статью, можно проследить, как постоянно и стихийно происходит как бы подмена терминов. “Вертикальная аккреция” заменяет то метаморфизм, то магматизм, то деформацию. А что может быть перечислено как признаки собственно вертикальной аккреции? Или таких собственных признаков вообще не существует, и под вертикальной аккрецией понимается некое интегрирование глобальное свойство природы, а все остальное может рассматриваться как его части, компоненты?

2) Автор: *“Неоднородности строения консолидированной коры имеют существенное значение при развитии внутриплитных коллизионных (шовных) зон...”*. На первый взгляд – совершенно безобидная фраза, да и мысль-то правильная. Она вообще-то ни о чем. Действительно, неоднородности коры должны иметь какое-то значение при развитии шовных зон. Взгляд скользит по такому тексту, практически не останавливаясь. Если бы этой фразы не было здесь совсем, то никакого ущерба для статьи это бы не составило. Отмечу, однако, что данный текст появился здесь как раз в результате правки текста статьи после моего первого отзыва. Фраза исправлена, утратила смысл, но сама первоначальная идея в статье осталась. Не в этой фразе, а в других. Не в прямом, так в завуалированном виде. А вот что было написано в самом начале, в первом варианте статьи: *“Результатом неоднородного строения консолидированной коры является формирование на границе различных геоблоков внутриплитных коллизионных (шовных) зон...”*. Нетрудно видеть (это следует из всего контекста статьи), что автор, хотя он и изменил формулировку, не отошел от такого взгляда. С.Ю. Колодяжный полагает, что природа этих швов коллизионная, и, вероятно, это так и есть. Но тогда причем здесь вывод о том, что сопровождающие этот процесс интенсивные структурно-вещественные преобразования являются результатом неоднородного строения консолидированной коры? Не проще ли было предположить, что причиной ремобилизации ве-

щества в коллизионных зонах являлась сама коллизия? Я еще раз акцентирую внимание на первых словах цитированной выше фразы: *“Результатом неоднородного строения коры является формирование... коллизионных зон”*. Утверждаю еще раз: формирование коллизионных зон является результатом динамики столкновения различных сегментов литосферы, т.е. сама коллизия. И больше – ничего. Однородность или неоднородность коры или каких-то блоков или геоблоков не имеет здесь никакого значения. Попав в коллизионную систему, они (неоднородности) как-то себя, конечно, проявят. Но чтобы какие-то неоднородности консолидированной коры вызывали коллизию – это что-то новенькое. Это – открытие. Как я полагаю, со знаком минус. Нет такого в природе. И не было, потому что не могло быть никогда. Потому что нет здесь никакой логики. Возможно, все мои стенания по этому поводу есть просто результат неряшливо написанной автором фразы? Не думаю, что это так. Статью отличает хороший и ясный язык. И, значит, текст, который я сейчас критикую, не случайная описка, а выстраданная автором мысль. Эта мысль, однако, не соответствует реальному материалу. Она – вне науки.

3) Автор: *“Существенные различия в строении чехла и фундамента, а также неоднородности их собственной организации в определенных условиях (метаморфизм) порождают развитие ряда тектонических процессов – формирование куполов, структур горизонтального сжатия и тектонического расслоения”*. Здесь нужно отметить, что в первом варианте статьи упоминается о метаморфизме отсутствовало и утверждалось, что импульсом тектонических процессов являются непосредственно различия в строении чехла и фундамента. Хотя эту идею С.Ю. Колодяжный почерпнул у других авторов (приведены ссылки), он ее разделяет. А между тем несостоятельность такой идеи достаточно очевидна. Здесь телега поставлена впереди лошади. Разве кто-нибудь сомневается в том, что тектонические неоднородности важны для формирования того или иного стиля структур? Но то, что они первичны (а именно так следует понимать то, что процитировано выше), что именно неоднородности в строении чехла и фундамента приводят в движение планетарную машину – это заблуждение. Что касается, в частности, купольного тектогенеза, то исходная тектоническая неоднородность, конечно, имеет большое значение при формировании гранито-гнейсовых куполов, но решающим фактором купольного тектогенеза является метаморфизм. Вне метаморфизма никаких гранито-гнейсовых куполов вообще не возникает. Но и сам метаморфизм – тоже не первопричина, ибо он, в свою очередь, генерирован в результате реализации каких-то очень значительных событий глубинного

характера. А они, уже эти причины, находятся вообще вне пределов той части коры, где существуют те неоднородности, о которых пишет автор. Так вот, какие-то более глубинные процессы (которые мы сейчас обсуждать не будем) вызывают подъем геоизотерм, что и реализуется в виде метаморфизма геологической среды. Тут-то как раз и вступают в игру некие тектонические неоднородности коры и в результате сложных пертурбаций возникают гранито-гнейсовые купола. Что касается упомянутых в цитате диапиров, то это, на мой взгляд излишне. Правда, это лишь частное мнение рецензента, который, работая с куполами на протяжении нескольких десятилетий, никакого диапирового эффекта никогда не наблюдал, а все то, что ему удалось наблюдать, говорит о том, что диапиризм куполов – фикция. Скажу лишь мимоходом, что купола оттого и формируются, что диапиризм как раз не происходит. А если бы он происходил, то возникающие структуры были бы чем угодно, но только не куполами. Здесь, правда, не место спорить на эту тему. Поэтому упоминание о диапиризме без серьезной аргументации – это не более чем пустое сотрясение воздуха. Возвращаясь к основной мысли процитированного выше фрагмента, отмечу, что *“объемная подвижность платформенных структур”*, о которой автор пишет в статье, есть следствие действия совсем других факторов, относящихся к системе *“кора–мантия–ядро”*, т.е. причин глобального характера. Это не результат некоей спонтанной самоорганизации какого-то ограниченного объема геологической среды, а звено в цепи событий геодинамики и тектоники совсем другого ранга.

У меня возникла такая мысль в связи со всем этим. Может быть, мы просто не понимаем друг друга? Автор описывает явления, наблюдаемые им в определенном срезе земной коры, а проще говоря – в конкретных обнажениях. Он видит, что различия исходного вещественного состава, различия реологического характера, структурные неоднородности – так или иначе связаны с деформационными процессами. Отталкиваясь от этих реальных наблюдений, он строит локальную тектоническую гипотезу, оставляя за пределами такого анализа причины более крупного плана. Это просто не предмет его обсуждения. Тогда все мои замечания – это холостой выстрел. Автор говорит о мелких структурах, а я лезу к нему со своими глобальными реконструкциями. Если это так, то я должен был вообще снять свои замечания. Но останавливает меня как раз то, что в изложении автора статьи выводам придается определенное общегеологическое звучание. Это же очевидно. Вот ключевые слова авторского текста: чехол, фундамент, ремобилизация, коллизия, Балтийский щит, купола, тектоническое течение, вертикальная аккреция и т.д. Нешуточные категории, между прочим. Да и в выводах (в первом пункте)

читаем: *“Современный структурный план Кука-созерского сегмента Северокарельской коллизионной зоны есть результат вертикального и преобладающего горизонтального тектонического течения горных масс”*. Зона-то, оказывается, коллизионная! Значит, эти сегменты коры (Беломорский и Карельский) – это не какие-то эфемерные блоки, а крупные структуры, определение которым в современном геологическом языке нужно было бы найти. Если блоки, то не коллизия. Если коллизия, – то что вошло в столкновение? Научный аппарат той концепции, в которой коллизия является неперенным компонентом целой геодинамической системы, совсем иной. Как они называются, эти структуры? Континенты, микроконтиненты, террейны, дуги? Если наблюдаемые в регионе результаты тектонического течения сами есть следствие коллизии, то прежде всего было бы неплохо обратиться к грандиозному списку событий, сопровождающих такую геодинамику. Наблюдаемые в регионе неоднородности чехла и фундамента не руководят процессом, они не первичны. Нет, не случайны все эти спорные моменты. И чтобы закончить с этим вопросом, возвращусь еще раз от выводов к первой странице. Там написано: *“...фундамент и чехол платформенных областей могут обладать внутренней объемной подвижностью, не связанной с тектоно-магматической активизацией значительных по площади консолидированных участков земной коры”*. Как же так? А коллизия! Да ведь именно тектоно-магматическая активизация и как раз значительных по площади участков, и как раз консолидированной коры – все это и есть признаки коллизии, о которой сам автор пишет. И, следовательно, объемная подвижность фундамента и чехла платформ не “не связаны”, а как раз, наоборот, связаны с активизацией консолидированной коры. В результате коллизии.

4) К слову сказать, мимоходом, хочу обратить внимание на одну комичную, как мне кажется, особенность статьи. В первом абзаце статьи читаем: *“К настоящему времени представления о платформах как тектонически стабильных и инертных структурах сильно изменились”*. Как видим, утверждение крупное, мощное, общегеологического звучания. Любопытно. Здесь же приводятся ссылки на 5 работ. Смотрю список литературы – все пять работ принадлежат самому автору статьи и его коллегам. Это, как нынче говорят, круто. Неужели не ясно, что представления о платформах изменились не в глазах мирового геологического сообщества (в статье это звучит именно так), а всего лишь у небольшой группы исследователей, в том числе и у автора статьи. Так ведь это – большая разница. Даже более того, как говорят в Одессе, – это две большие раз-

ницы. А до действительных изменений общих представлений – дистанция огромного размера.

5) Характеристика генеральной структуры Беломорской и Карельской систем, которую приводит автор, ошибочна. Он пишет, что Беломорская зона отличается изначальной субгоризонтальной слоистостью и проявлением покровно-надвиговых структур, а Карельская зона – тотальным развитием купольного тектогенеза. Думаю, что такая ориентировка читателя неверна. В Беломорской зоне, например (и это давно известно), великолепно развиты не только покровно-надвиговые структуры, но и гранито-гнейсовые купола. Их здесь полным-полно (достаточно вспомнить широко известные купола Риколатвы с их месторождениями мусковита, открытые давным-давно), а в Карельской зоне, где купольный тектогенез тоже мощно проявлен, немало структур иного рода, в том числе покровно-складчатых. Опять повторяю, что, вырывая из природного геологического сценария целые страницы, приспосабливая его к своему видению, автор рискует так исказить природную картину, что это не позволит и приблизиться к ее расшифровке. Вместе с тем различия между Беломорской и Карельской системами, конечно, существуют. Но какие? Было бы как раз важно сказать о них именно здесь. Уверяю, однако, автора, что это будут совсем не те признаки, которые он перечислил в этой статье. Между прочим, в ответе на мой первый отзыв автор в связи с этим пишет, что счел нужным сохранить характеристики Беломорской зоны и Карельского массива и вновь утверждает, что *“доминанта купольного тектогенеза для Карельского массива и покровно-складчатой тектоники в беломоридах представляется главным их различием”*. При этом он ссылается на работу А.Н. Казакова, откуда заимствовано это положение, многозначительно добавляя при этом: *“...компетентность которого в структурной геологии оспаривать не стоит”*. Ну, тут уж автор статьи неправ! Он сам бросил такую кость рецензенту, что пройти мимо подобной закуски было бы грешно. Я и не сомневаюсь в компетентности А.Н. Казакова в структурной геологии. Причем здесь, однако, структурная геология? Речь-то идет о тектонике, а это совсем не синонимы. Структурная геология – structural geology – это “отрасль геологии, которая занимается изучением формы, ... анализом структур в основном среднего и мелкого масштабов” (*“Glossary of Geology”*, 1997). А структуры-то, о которых мы сейчас талдычим, каждая размером со среднюю европейскую страну. Да и не в этом дело. Даже если А.Н. Казаков действительно высказал то, на что ссылается автор нынешней статьи, то совершенно ясно, что и он сделал ошибку, а наш автор эту ошибку повторил.

Хотелось бы в связи с этим подчеркнуть, что ссылка на какие-либо авторитеты – не лучший

способ вести научную полемику. Вот поучительный пример. Выдающиеся умы своего времени свято верили в то, что в природе существует флогистон – такое специальное вещество, обеспечивающее горение. Лавуазье провел простой эксперимент и доказал, что никакого флогистона в природе нет. Авторитетнейшие люди, французские академики, “бессмертные”, как их называли, они что – все поголовно были неучами и идиотами? Да ничего подобного! Таков был тогда уровень науки. Для того времени это были действительно выдающиеся ученые, но весь их авторитет, вся их компетентность ничего не стоили перед величием простого научного факта. Кто теперь помнит имена этих компетентных в свое время ученых? А имя Лавуазье знает каждый школьник. Так наука и развивается: от открытия – к открытию, от ошибки – к ошибке. И, слава Богу, это и обеспечивает общий прогресс.

Вернемся, однако, к тектонике. Хотелось бы задать такой вопрос: если доминанта Карельского массива есть купольный тектогенез, то куда делись все зеленокаменные пояса этой территории? Они-то ведь формируют отнюдь не купольные структуры, и их здесь немало. **Не купола, а пояса.** Кроме того, есть совершенно очевидная особенность купольного тектогенеза: он никогда не происходит в системах, не прошедших докупольных весьма значительных многоэтапных деформаций. Купольный тектогенез реализуется на пике метаморфизма, но главным образом – на его нисходящей, регрессивной ветви. И, следовательно, задолго до того, как возникает первый гранито-гнейсовый купол, еще на прогрессивной ветви метаморфизма, уже формировались какие-то весьма напряженные складчатые ансамбли. Это же факт. Вряд ли можно согласиться с характеристикой главных параметров тектоники Балтийского щита в трактовке автора. Она ошибочна. Повторю еще раз – различия указанных сегментов земной коры как раз есть, они очень велики, но это не те отличия, на которые указывает С.Ю. Колодяжный.

б) Мелочи. В статье буквально рассыпаны фразы, читая которые, просто вздрагиваешь. В вводной части написано: *“Северокарельская структурная область впервые была выделена К.О. Кратцем и до настоящего времени рассматривалась как синклиальная зона, выполненная нижнепротерозойскими (карельскими) отложениями. Нами Северокарельская структура рассматривается как внутримитная коллизионная зона, разделяющая Карельский и Беломорский геоблоки...”*. В чем же противоречие, спросит удивленный читатель? От того, что эта зона стала считаться коллизионной, разве она перестала быть синклиальной? Эти два понятия не имеют никакого отношения одно к другому.

7) Раздел “Обсуждение материалов”. В двух первых абзацах автор упоминает тафрогенный, субплатформенный и субгеосинклинальный этапы (здесь он ссылается на других исследователей), а далее пишет уже от себя: “*формационный состав нижнепротерозойских отложений... позволяет сделать вывод, что Северокарельская зона не испытывала субгеосинклинального развития...*”. Я с ним категорически согласен. Но не потому, что не было субгеосинклинального развития, а потому, что геосинклинального развития не было вообще никогда. Читая этот текст, я уже совсем растерялся. А как же тогда коллизия, ко-

торая в статье упоминается неоднократно? Какое место занимает коллизия в геосинклинальном процессе, который автором признается? Да никакое. Потому что это понятие – из совсем другой парадигмы. И они несовместимы, они принципиально различны. Поэтому: либо геосинклиналь, но тогда без коллизии. Либо коллизия, но тогда без геосинклиналей. Иногда не дано. Не пора ли перестать плодить уродливых мутантов из двух парадигм?

Рецензент: А.А. Моссаковский

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 1998 г.

<i>Бабарина И.И.</i> Структурная эволюция Кукасозерского сегмента Северо-Карельской коллизионной зоны	3	80–96
<i>Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.</i> Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ	2	16–28
<i>Бискэ Ю.С., Шилов Г.Г.</i> Строение северной окраины Таримского массива в Восточно-Кокшаальском секторе Тянь-Шаня	2	51–59
<i>Богданов Н.А.</i> Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в Восточной Арктике	2	4–15
<i>Булгатов А.Н., Климук В.С.</i> Об особенностях строения Джидинской зоны каледонид Бурятии	1	45–55
<i>Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Игнатьев А.В., Одибер М.</i> Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню	1	15–26
<i>Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Кудашева И.А.</i> Казахстан и Алтай в девонское время (по палеомагнитным данным)	6	63–71
<i>Васильев Е.П.</i> Структурные парагенезы в метаморфических комплексах Байкал-Хубсугульского региона (динамический анализ)	6	51–62
<i>Вержицкий Е.В., Казьмин В.Г.</i> Геотермический режим и генезис литосферы бассейнов Восточного Средиземноморья	3	51–58
<i>Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.</i> Особенности тектоники верхневендских отложений Московской синеклизы в связи с проблемой их нефтегазоносности	6	23–33
<i>Вознесенский А.И., Книппер А.Л., Перфильев А.С., Успенская Е.А., Арешин А.В.</i> История восточной части террейна Горного Крыма в средней–поздней юре	1	27–44
<i>Глуховский М.З., Моралев В.М., Пузанов В.И.</i> Тектоническая эволюция архейских эндербитовых куполов Алданского щита	5	32–45
Зубцов С.Е. Новая интерпретация коллизионных деформаций в герцинидах Южного Тянь-Шаня	5	61–75
<i>Кабан М.К., Артемов М.Е., Караев Д.И., Белов А.П.</i> Глубинное строение и геодинамика тектонических структур Туркменистана и прилегающих областей по гравитационным данным	4	81–91
<i>Карякин Ю.В.</i> Совещание “Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты”	4	94–96
<i>Книппер А.Л., Шараськин А.Я.</i> Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе	5	19–31
Коженев В.Я. Строение и развитие Алжирской части Сахарской плиты	4	66–80
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северокарельской зоны (Балтийский щит)	6	72–89
<i>Копп М.Л., Щерба И.Г.</i> Кавказский бассейн в палеогене	2	29–50
<i>Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н.</i> Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования	4	3–18
<i>Кузьмин С.Б.</i> Оценка ширины зон активных разломов методами неотектоники и структурной геоморфологии (на примере Восточного Саяна и Западного Прибайкалья)	1	70–78
<i>Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.</i> О признаках тектонического течения горных масс фундамента в постледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита)	3	71–79

<i>Лишнеvский Э.Н.</i> Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных	3	59–70
<i>Лукьянов А.В.</i> Структурные парагенезы и их ансамбли (IV Всероссийский симпозиум по экспериментальной тектонике и структурной геологии; VI Всероссийская школа по структурному анализу кристаллических комплексов)	4	92–93
<i>Мазарович А.О.</i> Структуры и этапы эволюции вулканических островов и подводных гор тропической Атлантики	4	53–65
<i>Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А.</i> Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью	5	76–85
<i>Меланхолина Е.Н.</i> Типы задуговых бассейнов востока Азии: тектонические, магматические и геодинамические аспекты	6	34–50
<i>Милановский Е.Е., Милановский В.Е.</i> Проблема соотношений восточных частей Лавразии и Гондваны в позднем палеозое и мезозое – главный дискуссионный вопрос истории формирования Индийского океана	3	3–21
<i>Минц М.В.</i> Архейская тектоника миниплит	6	3–22
<i>Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.</i> Крупнейшая структурная асимметрия Земли	5	3–18
<i>Оксман В.С.</i> Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (северо-восток Азии)	1	56–69
<i>Пилипенко А.И.</i> Структура глубинных разломов в северо-восточной части Индийского океана по сейсмическим данным	2	77–92
<i>Попович С.В.</i> Современная структура акватории Азовского моря	5	86–96
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов	1	3–14
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики	4	41–52
<i>Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В.</i> Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий в Байкальской рифтовой системе с событиями на юго-востоке Евразийской плиты	4	25–40
<i>Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В.</i> Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области	5	46–60
<i>Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н.</i> Строение и фазы деформации северного окончания Магнитогорской зоны Урала	3	38–50
<i>Суворов А.И.</i> К вопросу о парадигмах в геотектонике	2	106–112
<i>Талицкий В.Г.</i> Некоторые механизмы и следствия деформационных объемных эффектов в неоднородной среде	2	93–105
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Тектонический анализ рельефа геоида	4	19–24
<i>Федоров П.И., Шапиро М.Н.</i> Неогеновые вулканы перешейки Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения	2	60–76
<i>Федоровский В.С.</i> О статье С.Ю. Колодяжного “Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северокарельской зоны (Балтийский щит)”	6	90–94
<i>Чувашов Б.И.</i> Динамика развития Предуральского краевого прогиба	3	22–37
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	1	79–80
Михаил Владимирович Муратов к 90-летию со дня рождения	2	3
Авторский указатель за 1998 г.	6	95–96

ОПЕЧАТКА

В выпуске журнала № 5 за 1998 г. на странице 3 в аннотации к статье А.А. Моссаковского и др. ошибочно напечатано (строка 7) слово “палеозойском”, которого в тексте не должно быть.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия	<i>Agricultural Chemistry</i>
Акустический журнал	<i>Acoustical Physics</i>
Астрономический вестник	<i>Solar System Research</i>
Астрономический журнал	<i>Astronomy Reports</i>
Биология моря	<i>Russian Journal of Marine Biology</i>
Биоорганическая химия	<i>Russian Journal of Bioorganic Chemistry</i>
Биофизика	<i>Biophysics</i>
Биохимия	<i>Biochemistry (Moscow)</i>
Вестник РАН	<i>Herald of the Russian Academy of Sciences</i>
Водные ресурсы	<i>Water Resources</i>
Вопросы ихтиологии	<i>Journal of Ichthyology</i>
Высокомолекулярные соединения	<i>Polymer Science. Series A</i>
	<i>Polymer Science. Series B</i>
Генетика	<i>Russian Journal of Genetics</i>
Геология рудных месторождений	<i>Geology of Ore Deposits</i>
Геотектоника	<i>Geotectonics</i>
Геохимия	<i>Geochemistry International</i>
Геоэкология	<i>Environmental Geoscience</i>
Государство и право	
Доклады академии наук	<i>Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,</i>
	<i>Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,</i>
	<i>Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,</i>
	<i>Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,</i>
	<i>Doklady Physics</i>
	<i>Doklady Earth Sciences</i>
	<i>Journal of Analytical Chemistry</i>
	<i>Computational Mathematics and Mathematical Physics</i>
Журнал аналитической химии	<i>Russian Journal of Inorganic Chemistry</i>
Журнал вычислительной математики и математической физики	<i>Russian Journal of General Chemistry</i>
Журнал неорганической химии	<i>Russian Journal of Organic Chemistry</i>
Журнал общей химии	<i>Russian Journal of Applied Chemistry</i>
Журнал органической химии	<i>Russian Journal of Physical Chemistry</i>
Журнал прикладной химии	<i>Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology</i>
Журнал физической химии	<i>Protection of Metals</i>
Журнал эволюционной биохимии и физиологии	<i>Russian Journal of Zoology</i>
Защита металлов	<i>Biology Bulletin</i>
Зоологический журнал	
Известия АН. Серия биологическая	<i>Journal of Computer and Systems Sciences International</i>
Известия АН. Серия литературы и языка	<i>Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics</i>
Известия АН. Теория и системы управления	<i>Kinetics and Catalysis</i>
Известия АН. Физика атмосферы и океана	<i>Colloid Journal</i>
Кинетика и катализ	<i>Russian Journal of Coordination Chemistry</i>
Коллоидный журнал	<i>Cosmic Research</i>
Координационная химия	<i>Crystallography Reports</i>
Космические исследования	<i>Russian Forest Sciences</i>
Кристаллография	<i>Lithology and Mineral Resources</i>
Лесоведение	<i>Microbiology</i>
Литология и полезные ископаемые	<i>Russian Microelectronics</i>
Микробиология	<i>Molecular Biology</i>
Микроэлектроника	<i>Inorganic Materials</i>
Молекулярная биология	<i>Petroleum Chemistry</i>
Неорганические материалы	<i>Oceanology</i>
Нефтехимия	<i>Russian Journal of Developmental Biology</i>
Океанология	<i>Optics and Spectroscopy</i>
Онтогенез	<i>Paleontological Journal</i>
Оптика и спектроскопия	<i>Petrology</i>
Палеонтологический журнал	<i>Astronomy Letters</i>
Петрология	<i>Eurasian Soil Science</i>
Письма в Астрономический журнал	<i>Instruments and Experimental Techniques</i>
Почвоведение	<i>Applied Biochemistry and Microbiology</i>
Приборы и техника эксперимента	<i>Studies on Russian Economic Development</i>
Прикладная биохимия и микробиология	<i>Programming and Computer Software</i>
Проблемы прогнозирования	<i>Radiochemistry</i>
Программирование	<i>Journal of Communications Technology and Electronics</i>
Радиохимия	<i>Stratigraphy and Geological Correlation</i>
Радиотехника и электроника	<i>Theoretical Foundations of Chemical Engineering</i>
Стратиграфия. Геологическая корреляция	<i>High Temperature</i>
Теоретические основы химической технологии	<i>Thermal Engineering</i>
Теплофизика высоких температур	<i>Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics</i>
Теплоэнергетика	<i>Izvestiya, Physics of the Solid Earth</i>
Труды Математического института имени В.А. Стеклова	<i>Glass Physics and Chemistry</i>
Физика Земли	<i>The Physics of Metals and Metallography</i>
Физика и химия стекла	<i>Plasma Physics Reports</i>
Физика металлов и металловедение	<i>Russian Journal of Plant Physiology</i>
Физика плазмы	<i>Human Physiology</i>
Физиология растений	<i>High Energy Chemistry</i>
Физиология человека	<i>Russian Journal of Ecology</i>
Химия высоких энергий	<i>Russian Journal of Electrochemistry</i>
Экология	<i>Entomological Review</i>
Электрохимия	<i>Physics of Atomic Nuclei</i>
Энтомологическое обозрение	
Ядерная физика	

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

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis