

К. Э. Дементьев

ISSN 0016-853X

Номер 2

Март - Апрель 2005



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

XL

1965 **лет** 2005



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 2005 Март–Апрель

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

Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),
В.А. Верниковский, Ю.А. Волож, А.О. Глико, С.С. Драчев,
А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Е.А. Константиновская,
Н.В. Короновский, К. Крук (Австралия), Ю.Г. Леонов,
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),
А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро,
В.Н. Шолпо, А.А. Щипанский

Журнал “Геотектоника” публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями “Роспечати” (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), S.S. Dratchev, A.O. Glicko,
V.E. Khain, A.L. Knipper, E.A. Konstantinovskaia, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,
Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),
A.S. Perfiyev, S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, A.A. Shchipanskii, V.N. Sholpo,
V.A. Vernikovskii, Yu.A. Volozh

“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

Научный редактор Н.Б. Заборовская, М.В. Лучицкая

Адрес редакции: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН

Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва
Издательство “Наука”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2005

Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) <i>Ю. М. Пуцаровский, А. О. Мазарович, С. Г. Сколотнев</i>	3
Роль Хетоламбинского террейна в становлении и ранней истории развития Беломорского подвижного пояса <i>Ю. В. Миллер, В. С. Байкова, Н. А. Арестова, И. К. Шулешко</i>	17
Карбонатные олистостромы, брекчии и меланжи Уакитской зоны (Байкальская складчатая область): структурная эволюция и механизмы образования <i>А. Б. Кирмасов</i>	33
Разрывные системы и поля напряжений южной части рифта Мертвого моря <i>О. В. Лунина</i>	52
Присдвиговые осадочные бассейны (бассейны pull-apart) (обзор литературы) <i>Л. И. Иогансон</i>	66

Contents

No. 2, 2005

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

Neotectonics of the Ocean Floor of the Central Atlantic <i>Yu. M. Pushcharovsky, A. O. Mazarovich, and S. G. Skolotnev</i>	3
Role of the Khetolambina Terrane in the Origin and Early Evolution of the Belomorian Mobile Belt <i>Yu. V. Miller, V. S. Baikova, N. A. Arestova, and I. K. Shuleshko</i>	17
Carbonate Olistostromes, Breccias, and Melanges in the Uakit Zone (Baikal Fold Region): Structural Evolution and Formation Mechanisms <i>A. B. Kirmasov</i>	33
Fault Systems and Stress Fields in the Southern Dead Sea Rift <i>O. V. Lunina</i>	52
Pull-Apart Basins: a Review <i>L. I. Ioganson</i>	66

Сдано в набор 03.12.2004 г.	Подписано к печати 10.02.2005 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Цифровая печать	Усл. печ. л. 10.0	Усл. кр.-отт. 3.3 тыс.	Уч.-изд. л. 10.0	Бум. л. 5.0
	Тираж 314 экз.	Зак. 9122		

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Оригинал-макет подготовлен МАИК "Наука/Интерпериодика"
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.24.2(261/264)

НЕОТЕКТОНИКА ОКЕАНСКОГО ДНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2005 г. Ю. М. Пушаровский, А. О. Мазарович, С. Г. Сколотнев

Геологический институт РАН, 119017 Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 12.01.2005 г.

Проведенные в Центральной Атлантике недавние геологические и геофизические исследования позволили выявить тектонические деформации, которые можно рассматривать как отражение эпохи неотектонического развития Земли. До этих исследований конкретные работы по неотектонике океанского дна в литературе отсутствовали. В работе охарактеризованы неотектонические деформации, обнаруженные в зонах трансформных разломов, в гребневой полосе Срединно-Атлантического хребта и в осадочном чехле глубоководных впадин. Привлечены данные глубоководного бурения (DSDP и ODP).

Молодые деформации представлены пологоскладчатыми формами, горстовидными структурами разных масштабов, диапироподобными образованиями и разломами, осложняющими морфологические элементы океанского дна. На основании данных об угловых несогласиях и перерывах в осадочном чехле начало неотектонической эпохи относится в основном к позднему эоцену – раннему олигоцену (34 млн. лет), но становление ее в пределах акватории было разновременным. Неотектоническое развитие продолжается и в настоящее время. В этом развитии по данным о структурообразовании и вулканизме обособляются три рубежа активизации процессов: граница олигоцена и миоцена (~23 млн. лет), поздний плиоцен – квартал (1.5–2.5 млн. лет) и рубеж 10 млн. лет, указанный Е.Е. Милановским. Не исключено, что в ходе дальнейших исследований число таких рубежей может увеличиться.

Разработка проблемы неотектоники океанского дна только начата. От того или иного ее решения в немалой степени будет зависеть дальнейшее развитие идей о глобальном тектогенезе на Земле.

ВВЕДЕНИЕ

Обособление эпохи новейших движений в тектонической истории Земли началось с работы С.С. Шульца, посвященной молодой тектонике Тянь-Шаня. Работа напечатана в трудах XVII сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в Москве в 1937 г. [28]. Законченное представление о неотектонической эпохе принадлежит Е.Е. Милановскому. Оно сформулировано в тезисах XXIX Тектонического совещания, проведенного также в Москве Межведомственным тектоническим комитетом в 1996 г. “Неотектонический этап, – писал Е.Е. Милановский, – представляет последний глобально выраженный крупный этап в тектоническом развитии... Земли” [13, с. 100]. Термин “неотектоника” в литературу введен В.А. Обручевым в 1948 г. [18].

К настоящему времени опубликовано немало трудов по неотектонике континентов. Значительно меньше публикаций имеется по континентальным окраинам. Но по неотектонике океанского дна специальных работ до недавних кратких статей не публиковалось. Между тем, площадь океанского дна более чем в 2.5 раза превышает суммарную площадь континентов.

Тот факт, что неотектонические движения проявлены на всех континентах, наводит на мысль об охвате ими и океанских пространств.

Однако строение и свойства земной коры под океанами совершенно иные, чем на материках, что с очевидностью доказывается спецификой структурных форм океанского дна. Эти структурные формы развиваются по законам океанского тектогенеза и геодинамики, и то, как с их развитием соотносятся неотектонические движения в континентальных областях, проблема далеко не простая.

В данной статье авторы рассматривают неотектонические процессы в Центральной Атлантике, где многочисленными экспедициями Геологического института РАН был получен существенный в этом смысле геолого-геофизический материал.

Внимание будет сосредоточено на молодых движениях и созданных ими структурах, наложившихся на более ранний структурный план или существенно его преобразовавших. О них можно судить по контрастам в рельефе земной поверхности и времени его образования, а равно по особенностям тектонических, магматических и седиментационных явлений. Такие исследования, по мнению авторов, составляют главный раздел неотектоники. Авторы оставляют за скобками свои исследования зоны спрединга, где молодые тектонические движения продолжают таковые, начавшиеся в более раннее время. Сказанное поз-

воляет диагностировать неотектонические структуры и сделать их предметом анализа для познания природы их происхождения.

Основные высказывания по поводу нижней границы неотектонической эпохи практически относятся к континентам. Данные о морях привлекаются лишь в немногих случаях.

Ниже приводится краткое изложение взглядов по данному вопросу с целью возможно более основательного подхода к неотектонике океанов.

Начать следует с классической работы С.С. Шульца [28]. Именно С.С. Шульц ввел в геологию понятие “новейшая тектоника”, понятие “неотектоника”, как уже отмечалось, появилось позднее. Сконцентрировав внимание на происхождении высокогорных хребтов Тянь-Шаня и разделяющих их межгорных впадин, С.С. Шульц пришел к заключению об образовании контрастного рельефа этой горной области, а равно и молодых разрывных и складчатых тектонических деформаций в течение неогена и четвертичного периода [28, с. 630]. Этот процесс, как он подчеркнул, развивался неравномерно и в пространстве, и во времени, достигнув наибольшей интенсивности в конце неогена – начале квартера.

Позднее [29] С.С. Шульц несколько уточнил изложенные представления. “Возраст новейшей тектоники как процесса, создавшего основные черты рельефа, – писал он, – в разных областях Земли оказывается различным. Так, например, в Тянь-Шане новейшая тектоника начала, по-видимому, новый орогенный этап развития в олигоцен...” [29, с. 60]. В общем виде С.С. Шульц представлял неотектонику как этап тектонической активизации, но не как особую глобальную тектоническую эпоху: “Новейшие тектонические движения следует рассматривать как непосредственное продолжение тектонических движений прошлого...”, – писал он в своей книге [29, с. 74].

В.А. Обручев, охватив данные о молодых (неотектонических) движениях на Русской и Сибирской платформах, в пределах Алтая, Саян, Урала, Верхоянья, цепей Северо-Востока, Забайкалья, на территориях Центральной и Средней Азии, а также Дальнего Востока и всего севера Евразии, пришел к заключению, что такие движения происходили “...в конце третичного и в первой половине четвертичного периодов” [18, с. 13], придав при этом неотектонической эпохе глобальное значение.

Руководитель работ и один из основных составителей Карты новейшей тектоники мира (масштаб 1 : 15000000) Н.И. Николаев начало неотектонического этапа развития Земли относил к рубежу эоцена и олигоцена (~35–40 × 10⁶ лет) и считал, что этот этап продолжается в настоящее время [16, с. 8].

В монографии В.Г. Трифонова [26] начало этого неотектонического этапа датируется как ранний олигоцен (36 млн. лет). Фактической основой явились данные по Курило-Камчатской области, Памиро-Гималайскому региону, Монголии и Байкальской системе, а также Китаю, Аравийско-Кавказскому региону, Альпийской Европе и Исландии. Во введении к другой монографии В.Г. Трифонов фиксирует, что особенности неотектонического этапа развития Земли проявились “в полной мере с позднего миоцена” [27, с. 3].

Большая литература по неотектонике создана Е.Е. Милановским [13, 14 и др.]. Оригинальную сторону подхода Е.Е. Милановского составляет анализ процессов молодого рифтогенеза и базальтового вулканизма на планете, принятых в качестве главных отправных моментов в решении проблемы. Его основной вывод свелся к следующему: “Неотектонический этап представляет последний глобально выраженный крупный этап в тектоническом развитии и истории вулканизма, охватывающий последние 10 млн. лет истории Земли” [14, с. 100]. Принимая во внимание также ряд других факторов, Е.Е. Милановский заключает, что глобальные изменения в геодинамике происходили также и 5 млн. лет назад.

Одним из последних синтезов по неотектонике является карта новейшей тектоники Северной Евразии (масштаб 1 : 5000000) [17]. В объяснительной записке к этой карте А.Ф. Грачев пришел к заключению, что единый (глобальный) временной уровень начала неотектонической эпохи отсутствует и что нижняя ее граница является скользящей. В Атлантическом сегменте Земли эта граница соответствует времени поздний олигоцен – ранний миоцен; в Тихоокеанском сегменте она относится к плиоцену.

На XXIX Тектоническом совещании (1996 г.), посвященном неотектонике и современной геодинамике континентов и океанов, высказывались и другие точки зрения. Н.В. Короновский, исследуя Кавказский сектор Альпийского пояса, его орографический рисунок, структурные черты и вулканизм, связал все наблюдаемые особенности с продвижением на север Аравийской плиты за последние 14–12 млн. лет¹ (средний-поздний миоцен–антропоген) [3].

Вероятность различного стратиграфического уровня нижней границы неотектонического этапа следует из работы Р.Г. Гарецкого с соавторами, посвященной Центральной Европе [1]. Исследованием охвачена обширная и сложная по структуре область, расположенная между Воронежско-Тверской антеклизой на востоке, Норвежским ороге-

¹ Здесь и ниже датировки даются по более ранним шкалам.

ном на северо-западе и Североморской депрессии на западе. Наиболее древняя граница неотектонического этапа датируется здесь временем 35–37 млн. лет назад, а продолжительность – олигоцен–антропоген. В проявлении неотектоники авторами выделяется две стадии: олигоцен–неогеновая и антропогенная. В том же объеме неотектоническая эпоха принимается В.И. Макаровым [12].

Подводя итоги приведенным высказываниям, можно констатировать следующее.

В большинстве работ нижний рубеж неотектоники на континентах приурочивается к раннему олигоцену (35–40 млн. лет), хотя в целом ряде публикаций называются и значительно более молодые цифры. И в том, и в другом случае аргументы достаточно корректны. Мы полагаем, что в реальности не имеется единого для планеты узкого временного рубежа начала неотектонической эпохи. Процесс становления неотектонического развития оказался разновременным в разных областях Земли, причем значительно растянутым во времени. *Глобальность* проявления неотектогенеза Е.Е. Милановский, как уже отмечалось, устанавливает для времени 10 млн. лет назад. Интервал между рубежом эоцен–олигоцен и приведенной цифрой составляет ~25 млн. лет. Такова самая общая схема неотектонического развития Земли в олигоцене–миоцене.

Приведенные данные имеют общетектоническое значение, поскольку проливают свет на характер развития тектогенеза в более ранние эпохи диастрофизма (альпийскую, герцинскую и др.), о чем столь конкретные разработки в геотектонике отсутствуют.

Наконец, выяснено, что интенсивность неотектонического процесса на материках проявляется избирательно, а, кроме того, что в развитии этого процесса выделяются в большей или меньшей мере локальные тектонические фазы и эпизоды. Общепринято продолжение неотектонической эпохи в настоящее время.

Именно с такими характеристиками неотектоники на континентах мы вступаем в неисследованную область неотектоники океанов.

ОБ ОБЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ О НЕОТЕКТОНИКЕ ОКЕАНСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Имеются лишь единицы оригинальных публикаций, в которых в конкретной форме рассматриваются молодые (неотектонические) движения и структуры океанского дна. Почти все они выполнены авторами данной статьи и лежат в основе следующего раздела предлагаемой работы [6, 7, 9, 15, 17, 18, 23].

В 2003 г. была опубликована статья под названием “Neotectonic modeling of the western part of the Africa–Eurasia plate boundary from the Mid-Atlantic ridge to Algeria” [39]. Она интегрирует и расширяет результаты, полученные авторами и их коллегами немного ранее [38 и др.]. В рассматриваемой публикации говорится о сейсмичности, тепловом потоке, горизонтальных стрессах, скорости перемещения Африканской и Евразийской плит вдоль их границы, но не о конкретных неотектонических структурах. К сожалению, авторами не раскрывается понимание термина “неотектоника” и не указываются временные рамки неотектонического тектогенеза. По смыслу данная работа посвящена не неотектонике, а неогеодинамике, что не одно и то же.

Далее коснемся общих взглядов по поводу неотектоники океанского дна. Они развиваются исключительно в трудах Н.И. Николаева [15, 16], связанных с составлением карты новейшей тектоники мира. Его общий вывод следующий: неотектонические движения глобальны, они охватывают как континенты, так и океаны и имеют общий планетарный механизм образования, каковым, как он писал, являются “еще мало познанные” глубинные процессы. Время проявления таких движений – поздний кайнозой, а начало этого нового тектонического цикла относится к концу эоцена, началу олигодена [15, 16]. К океанским неотектоническим структурам Н.И. Николаев относил всю мировую систему срединно-океанических хребтов, а также разломы – сдвиги, пересекающие эти хребты. Но одновременно он пишет, что образование основных черт рельефа в океанах “...имело длительную историю и произошло под действием более древних – раннекайнозойских и позднемезозойских тектонических движений” [15, с. 395]. Позднекайнозойские движения лишь в ряде районов сыграли решающую роль в их морфологическом становлении (там же). Этот вывод фактически размывает представление о планетарности неотектонической эпохи в океанах, и тем самым проблема переходит в состояние неопределенности. Действительно, из-за принципиального отличия строения земной коры и геодинамики океанов от таковых континентов структурообразование в их пределах носит совершенно особый характер. Каково оно в неотектоническую эпоху – большой вопрос, требующий специальных исследований. Следует ожидать, что, как и на континентах, интенсивность этого процесса от места к месту существенно меняется. Более того, допустимо предполагать, что в океанической литосфере неотектонические движения претерпевают релаксацию.

Наша задача – рассмотреть неотектонические явления в Центральной Атлантике на основе данных экспедиционных исследований. Под Центральной Атлантикой мы понимаем область, рас-

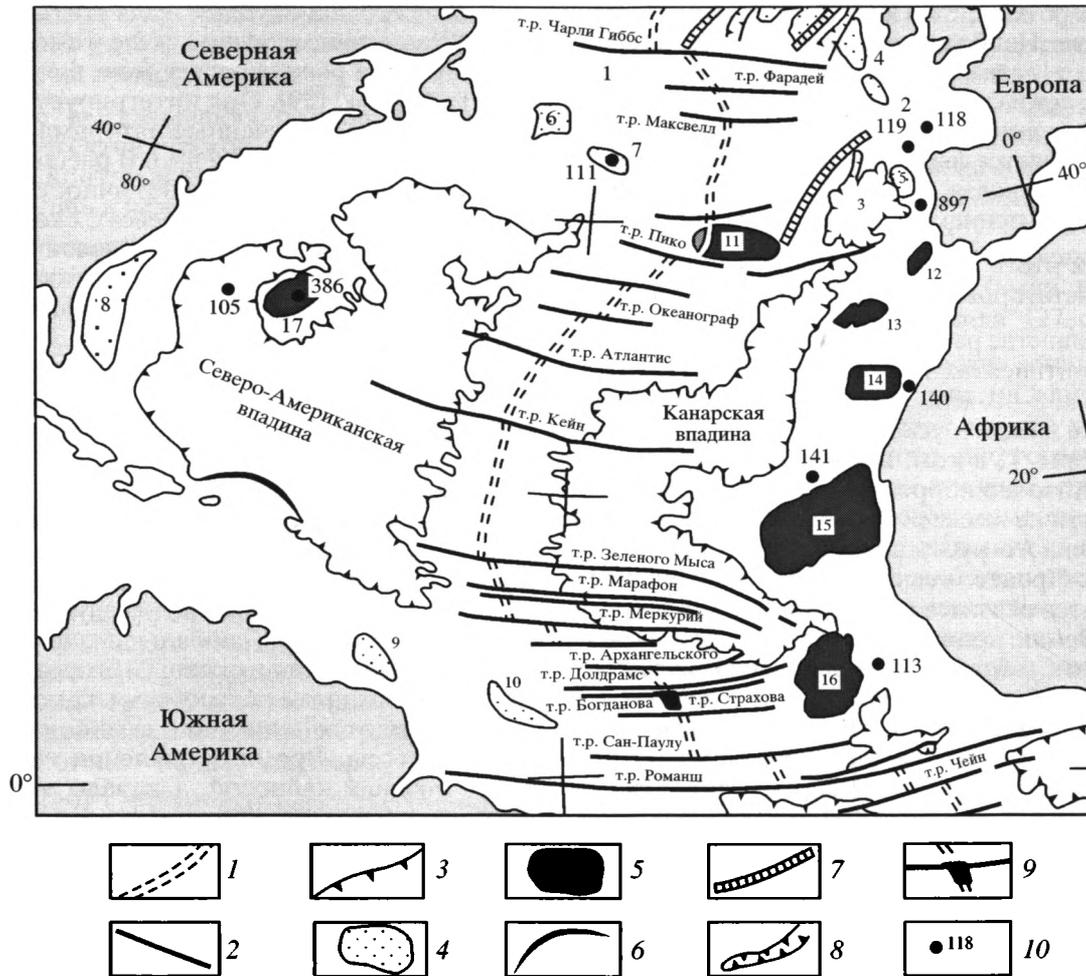


Рис. 1. Схема основных структур Центральной Атлантики

1 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 2 – поперечные разломы; 3 – наиболее глубокие части океанических впадин (5000 м, местами более); 4 – фрагменты континентальной коры; 5 – выступы океанической коры; 6 – глубоководные желоба; 7 – линейные поднятия различной природы; 8 – трого; 9 – полигон Сьерра-Леоне (5°–7°36' с.ш.); 10 – скважины DSDP и ODP, упоминаемые в тексте.

Цифры на схеме: впадины: 1 – Ньюфаундлендская, 2 – Западно-Европейская, 3 – Иберийская; фрагменты континентальной коры: 4 – Поркьюпайн, 5 – Галисийский, 6 – Флемиш, 7 – Орфен, 8 – плато Блейк, 9 – Гайяна, 10 – Сеара (?); выступы океанической коры (часто тектоно-вулканической природы): 11 – Азорский, 12 – Горриндж, 13 – Мадейра, 14 – Канарский, 15 – Зеленого Мыса, 16 – Сьерра-Леоне, 17 – Бермудский. т.р. – трансформные разломы

положенную между демаркационными разломными зонами Романш (район экватора) и Чарли Гиббс (район 52° с.ш.) (рис. 1).

ФАКТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Наши исследования проводились в двух разных геодинамических обстановках: в глубоководных впадинах (преимущественно в зонах трансформных разломов) и в гребневой полосе Срединно-Атлантического хребта. Их результаты займут основную часть текста. Мы будем также обращаться к данным глубоководного бурения и литературным источникам, в которых содержатся

сведения, относящиеся к рассматриваемой нами теме.

Изучение сейсмокомплексов в разрезах осадочного чехла Центральной Атлантики, выполняющего трого в ряде трансформных разломных зон [8], показало, что в них имеются обширные районы, где фиксируется угловое несогласие между нижним комплексом чехла и меньшим по мощности верхним, возраст которого по имеющимся данным относится к позднему кайнозою. Такая картина наблюдается в желобе разлома Меркурий (северная депрессия в районе 45° з.д.), где деформированная нижняя толща (мощность несколько сотен метров) перекрыта горизонтально залегающей верхней (мощность 100 м)

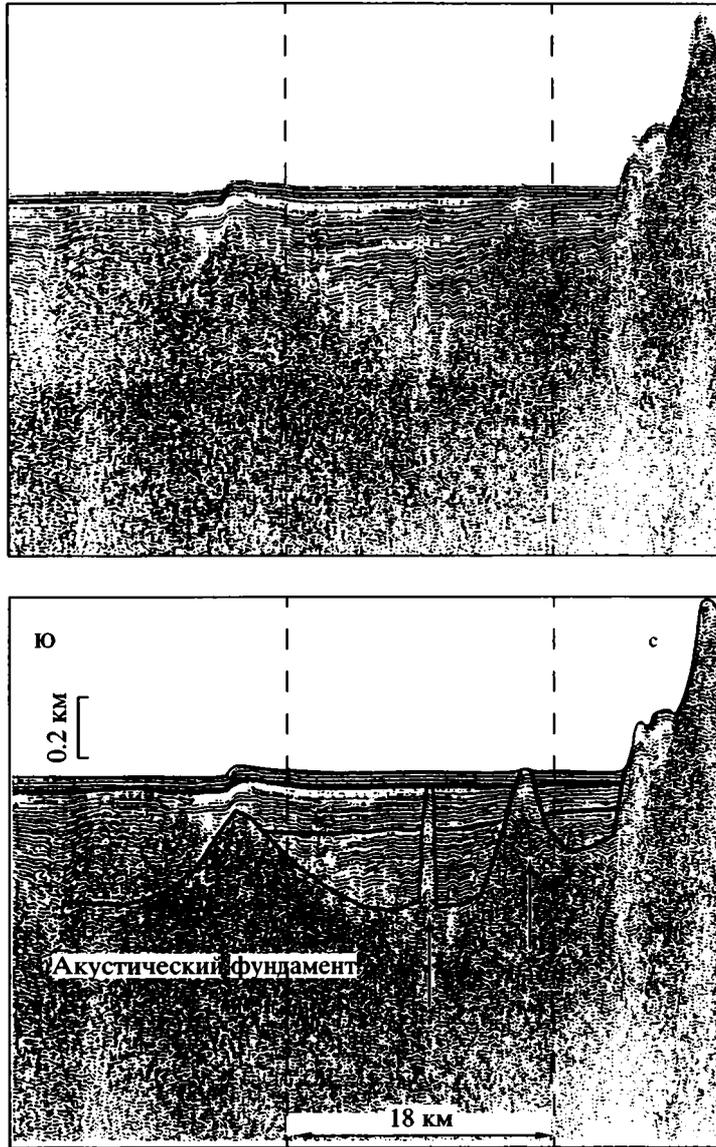


Рис. 2. Поперечный профиль непрерывного сейсмопрофилирования в районе западных флангов разломов Марафон и Меркурий. Стрелками показано внедрение пород акустического фундамента в осадочную толщу. Жирные линии – несогласия

(рис. 2). Пликативные дислокации присущи также нижнему сейсмокомплексу в трогe разлома Марафон. Отчетливое угловое несогласие прослеживается между нижним и верхним сейсмическими комплексами в разломной зоне Долдрамс (западный фланг). Несколько менее определенно аналогичное несогласие проявляется в трогe разлома Архангельского (восточный фланг, вплоть до 33° з.д.).

В чехле разломной зоны Зеленого Мыса (восточный фланг) выделяются два этапа тектонических деформаций, один из которых соответствует середине кайнозоя, а второй – постнеогеновый.

Аналогичная ситуация существует и к востоку от возвышенности Сьерра-Леоне.

Далее обратим внимание на такое интересное явление, как диапироподобные “тела протыкания”, выявленные в целом ряде мест в осадочном чехле разломных зон методом НСП [8] (см. рис. 2). В разломе Долдрамс и ряде других (Марафон, Меркурий) они в основном приурочены к нижнему сейсмокомплексу, но в отдельных местах проходят и в верхний, деформируя при этом новейшие отложения. Высота подобных структур разная: от нескольких десятков метров до >1500 м. Между 7 и 10° с.ш. их насчитывается 81. Природа этих образований не выяснена. Имеются предпо-

ложения, что среди них могут быть серпентинитовые протрузии, соляные структуры и вулканоплутонические тела. Но важно то, что данное явление связано с новейшим геологическим временем.

Тектонические деформации в осадочном чехле в отдельных районах происходят и в настоящее время (область восточнее поднятия Сьерра-Леоне и другие районы).

Существенное значение в смысле выяснения позднекайнозойской тектоники имеют перерывы в разрезах осадочного чехла в глубоководных впадинах. Сейсмический разрез впадины Сьерра-Леоне включает четыре сейсмокомплекса. Три нижних в эоцене были смяты в складки. Разрез хорошо коррелируется с данными глубоководного бурения (скв. DSDP-13) (см. рис. 1). Перерыв охватывает время поздний эоцен – ранний миоцен. В скважине 118 на южном борту Бискайской впадины, на выходе Бискайского залива в океан перерыв приходится на время поздний эоцен – олигоцен. В недалеко расположенной скважине 119-ой перерыв охватывает поздний эоцен и часть олигоцена. В двух последних случаях деформации и перерывы увязываются с главной эпохой альпийского тектогенеза, ярко проявленного на юго-западе Европы. Отмечен перерыв между средним эоценом и средним олигоценом в скв. 608, пробуренной в Западно-Европейской впадине, на южном крыле трога Кинг (глубина дна 3526 м). Перерыв в разрезе фиксируется в Канарской впадине, где скважины 140 и 141, пробуренные к западу от Африки в районе 20° с.ш., выявили ниже миоценовых слоев верхнемеловые-среднеэоценовые отложения. Однако бурение показывает, что позднекайнозойский перерыв в океанском осадконакоплении может отсутствовать. Например, в скв. 897, расположенной к западу от Пиренейского п-ова (~40° с.ш.) наблюдается непрерывный эоцен-плейстоценовый разрез, который, однако, в плиоцене–плейстоцене претерпевает некоторые фациальные изменения.

Обратимся к противоположной стороне океана, к Северо-Американской впадине. В скв. 105, пробуренной западнее Бермудских островов, верх позднемеловых–эоценовых пестроцветных глин вскрыты гемипелагические илы, отражающие этап погружения океанской окраины. На самом Бермудском поднятии (скв. 386) вскрыт кайнозойский разрез, в котором глубоководные океанские отложения палеоцена – среднего эоцена сменяются отложениями, в большом количестве содержащими турбидиты и вулканокласты. Эта часть разреза отражает время становления поднятия.

Перерыв в разрезе между эоценом и миоценом зафиксирован в скв. 111, бурившейся на поднятии Орфен Нолл, представляющем небольшой материковый фрагмент, расположенный на окраине Ньюфаундлендской глубоководной впадины.

Остановимся далее на новейших деформациях, описанных в гребневой полосе Срединно-Атлантического хребта, в отдалении от рифтовой зоны [11, 24, 25]. Они были выявлены при проведении среднемасштабных геолого-геофизических исследований между 5–7°36' с.ш. Цитированные публикации – первые, касающиеся конкретных океанских неотектонических форм. Охарактеризованы два соответствующих района. Один из них охватывает осевую зону и западный фланг гребневой полосы САХ непосредственно южнее нарушения Сьерра-Леоне (6° с.ш.).

Молодые деформации выражены здесь депрессиями, простирающимися субпараллельно отрезкам рифтовой долины и характеризующимися усложненным благодаря внутренним поднятиям рельефом, значительной глубиной, а также неравномерным распределением мощностей осадочного выполнения, варьирующих от 0 до нескольких десятков метров (рис. 3). Стратификация осадков выражена не всюду. В некоторых случаях осадочный чехол расчленяется на нижнюю и верхнюю части, при этом нижняя часть имеет волнистую структуру.

Внутридепресссионные поднятия возвышаются над дном на 300–500 м. Структура их часто блоковая: горсты, в том числе односторонние. Небольшой горст виден на рис. 4.

В одной из депрессий осадки отсутствуют; в ней отмечаются значительные перепады глубин. Есть основания для предположения, что это зарождающаяся рифтовая структура. Имеются признаки контрастного развития структур и в пределах рифтовой зоны. При этом отмечаются аномально большие глубины внутририфтовых впадин (до 5000 м во впадине Маркова), а равно современный рост боковых пририфтовых поднятий.

Таким образом, приведенные данные о структуре, мощностях и условиях залегания отложений свидетельствуют о проявлении в пределах рассматриваемого района не только молодой, но и современной тектонической активности. Поскольку деформации фиксируются в прилегающей к рифтовой зоне области, где номера магнитных аномалий самые низкие, возраст деформаций следует считать очень молодым – порядка 2 млн. лет (в основном – квартал). Такое заключение коррелирует со временем становления в рифтовой зоне режима сухого спрединга, тоже порядка 2 млн. лет [19, 20 и др.].

Другой район расположен непосредственно севернее разлома Богданова (7°15') и восточнее рифтовой зоны (рис. 5). Достаточно детально проведенные исследования выявили здесь существенные проявления неотектонической активности, отраженной в новообразованных структурных формах. Вдоль широты 7°33' простирается ограничивающая участок разломная зона,

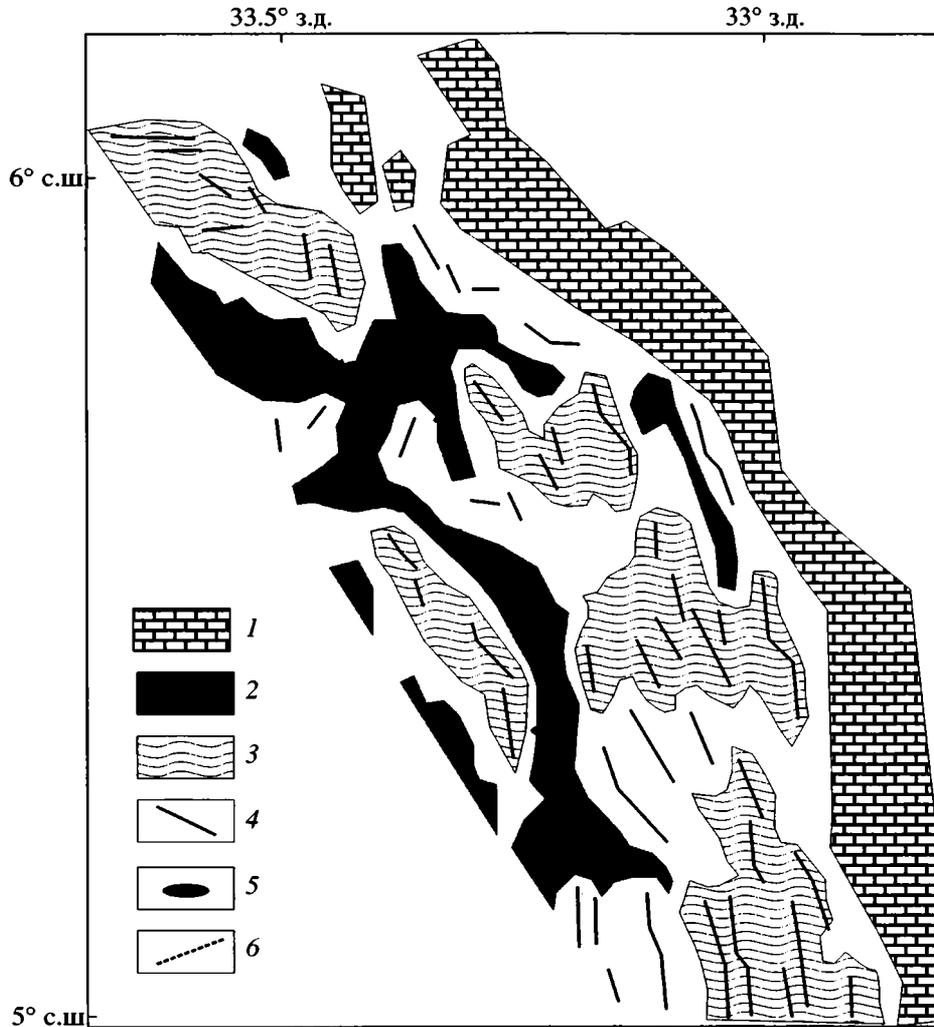


Рис. 3. Схема расположения депрессий и поднятий в юго-западной части полигона Сьерра-Леоне. Построена на основе батиметрической карты [11]

1 – рифтовые долины; 2 – депрессии; 3 – поднятия; 4 – оси морфоструктур; 5 – внутридепресссионные поднятия; 6 – линия сейсмоакустического профиля, приведенного на рис. 4

фиксируемая широким желобом, разделенным узким медианным хребтом на два трога. Глубины последних 5100 м (северный трог) и 4800 м (южный). Но по направлению на запад эта простая структура сильно усложняется. Здесь, как показывает анализ рельефа, имеет место общий подъем участка, охвативший также структуры разломной зоны Богданова. В последней образовался северный трансверсивный хребет, представляющий глыбовую структуру, что доказывается ступенчатым строением его северного склона, где ступени ограничены крутопадающими разломами, нарушающими сплошность осадочного чехла. Хребет лежит на глубине 3150 м, контрастно выделяясь на фоне прилежащих впадин.

В результате новейших движений упомянутый выше медианный хребет разломной зоны $7^{\circ}33'$

сменился широким поднятием, а южный линейный трог этой зоны превратился в систему небольших впадин. Северный трог сменился узкой и менее глубокой депрессией. Характерно образование узких непротяженных гребневидных хребтов косо (северо-западного) простирания, система которых прослеживается также южнее разломной зоны Богданова.

Осадочный чехол в отмеченной узкой депрессии представлен двумя сейсмокомплексами. Нижний из них мощностью 40 м хорошо стратифицирован и деформирован в виде волнистых структур. Верхний – имеет мощность 35 м и стратифицирован хуже. Тектонических форм здесь не обнаружено. Таким образом, во времени фиксируется дискретное проявление новейших тектонических движений. Вообще осадки в районе распределены

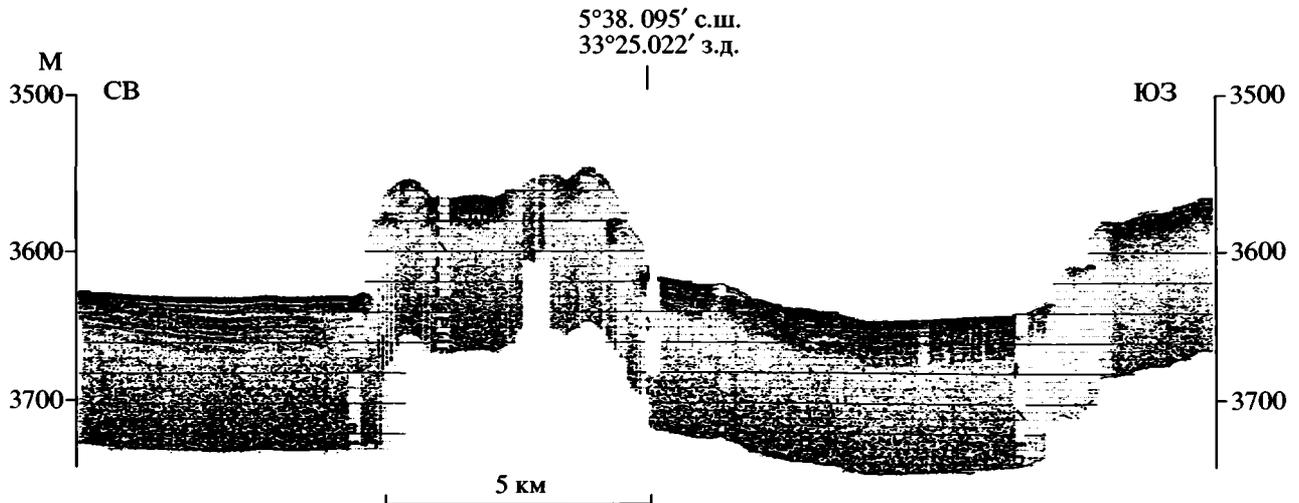


Рис. 4. Горстовое поднятие в одной из депрессий гребневой зоны САХ, образовавшееся на неотектоническом этапе развития

Профиль проходит в районе, прилежащем к нарушению Сьерра-Леоне. Положение профиля см. на рис. 3

неравномерно, на отдельных участках они отсутствуют. Начало данного этапа тектонического развития, по тем же соображениям, что и в первом из описанных районов, следует датировать ~2 млн. лет.

В изученных нами районах отчетливо проявлена современная тектоническая активность. Она фиксируется как в гребневой полосе Срединно-Атлантического хребта, так и на больших расстояниях от нее (глубоководные впадины, пассивные части трансформных разломов). О ее конкретном выражении частично уже была речь. Здесь отметим проявление этой активности в виде разломов (линеаментов) северо-западного простирания, косо секущих генеральные тектонические элементы океанского дна. Наиболее детально с этой точки зрения изучен полигон Сьерра-Леоне на отрезке между 6 и 7° с.ш. [22]. Ширина полигона составляет 65 км. Анализ батиметрической карты, построенной по технологии оттененного рельефа, выявил на указанной площади две группы косых структур (рис. 6). Одна из них, северная, расположена между 6.2 и 7.2° с.ш. В ней насчитывается 5 линеаментов северо-западного простирания, которые секут региональный структурный план под углом ~45°. Другая группа структур, включающая три разлома, примыкает к предыдущей с юга. Угол пересечения здесь ~25°. Протяженность структур – от немногих десятков до сотни километров. Есть основания предполагать связь этих структур с планетарной сетью трещиноватости.

Наконец, остановимся на примерах молодых, более значительных вертикальных тектонических движений океанского дна. В Центральной Атлантике такие движения убедительно реконст-

руируются в пределах поперечных (трансверсивных) хребтов, сопредельных с трогами трансформных разломов. Поперечные хребты установлены в разломных зонах Океанографер, Чарли Гиббс, Зеленого Мыса, Вима, Романш и ряде других. Это узкие, высокие, протяженные поднятия, надстраивающие борта разломных долин и простирающиеся в направлении, перпендикулярном к рифтовой долине. Особенно грандиозны эти структуры в разломных зонах Вима и Романш. Большое внимание описанию и природе этих хребтов уделено в работах Э. Бонатти и его коллег [31–36].

Разломная зона Романш – крупнейшая в Атлантическом океане. Поперечный хребет имеет здесь протяженность 980 км и ширину 30–40 км. На северной стороне относительная высота хребта достигает 4000 м, причем отдельные горы поднимаются до глубин 1000 м. Вершины этих гор покрыты известняками, сформировавшимися в условиях мелководной карбонатной банки (рис. 7). Согласно Э. Бонатти, хребет является тектоническим поднятием океанической коры, поскольку он сложен главным образом мантийными породами, представленными серпентинизированными ультрабазитами. По палеонтологическим данным карбонатная банка начала расти 20 млн. лет назад, после некоторого периода морской абразии фундамента, когда хребет находился на уровне моря. Этому предшествовал этап стояния хребта выше уровня моря. 15 млн. лет назад произошло быстрое опускание хребта, прекратившее рост карбонатной банки. Подсчитанная скорость опускания оказалась на 0.03–0.04 мм выше, чем предсказываемая теорией термальной конракции океанической литосферы [40].

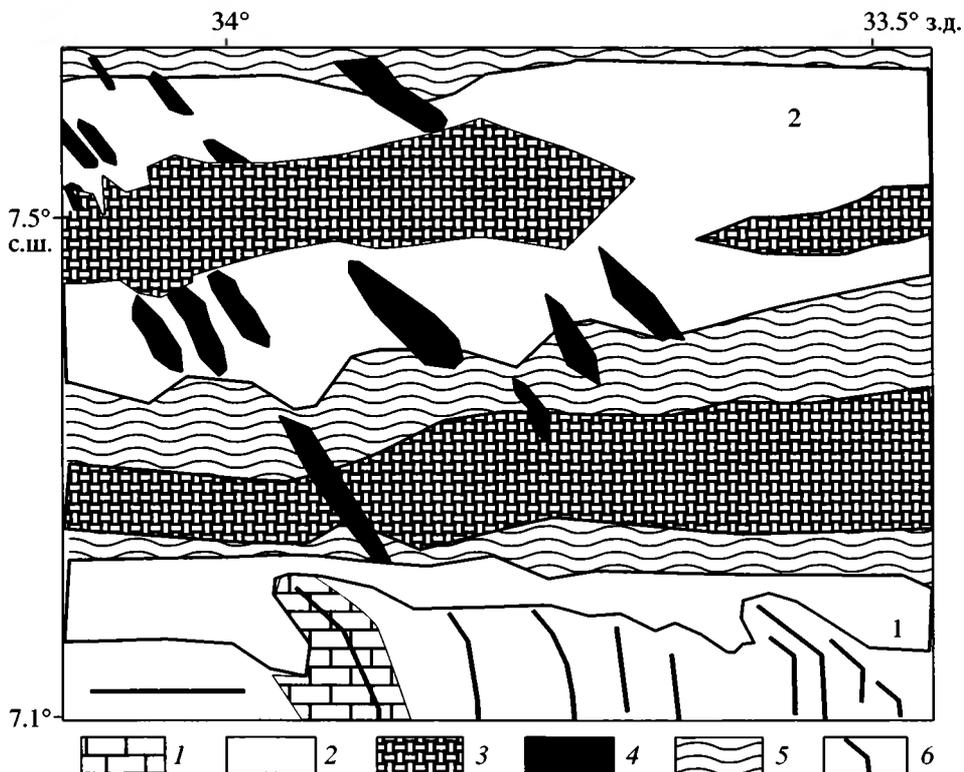


Рис. 5. Схема структурного районирования сводовой части Срединно-Атлантического хребта к северу от разлома Богданова. Составлена на основе батиметрической карты, построенной по результатам съемки, произведенной в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (2000 г.) и в 10-м рейсе НИС “Академик Иоффе” (2001 г.)
 1 – рифтовая долина; 2 – разломные долины; 3, 4 – неотектонические структуры: 3 – субширотные хребты, 4 – гряды косога простирания; 5 – склоновые участки дна; 6 – оси хребтов в гребневой зоне САХ.
 Цифрами обозначены: 1 – разлом Богданова, 2 – разлом 7°33′ с.ш.

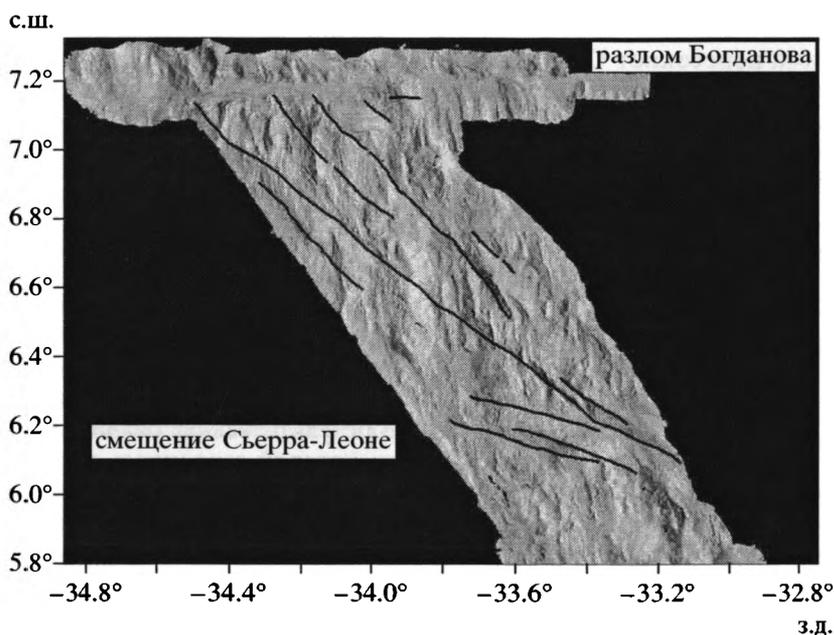


Рис. 6. Северная и южная группы разломов северо-западного простирания в районе полигона Сьерра-Леоне [10]. Значения широты и долготы приведены в градусах с десятичной долей. Пояснения в тексте

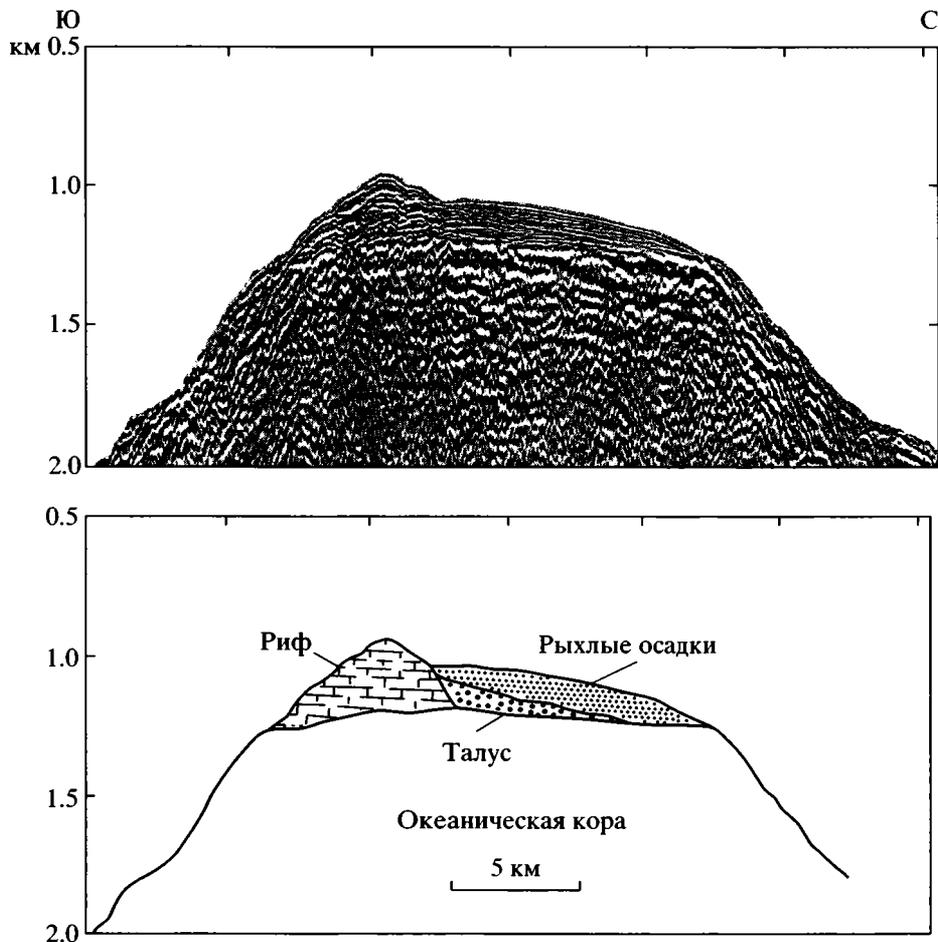


Рис. 7. Фрагмент сейсмической записи на одном из поперечных пересечений трансверсивного хребта Романш. Внизу приведена его интерпретация [36]

Разломная зона Вима пересекает САХ в районе 11° с.ш. Аномально поднятый узкий (25–30 км шириной) поперечный хребет имеет протяженность около 300 км. Он более чем на 3 км превышает уровень, соответствующий модели термальной контракции [33]. Опробование с помощью драгировок и непосредственные наблюдения с подводного аппарата “Наутилус” [30] свидетельствуют о том, что он сложен главным образом ультраосновными породами и габбро. Среди драгированного материала много амфиболитов с гнейсовидной структурой. В одном из образцов К-Аг методом определен возраст амфибола и плагиоклаза, который составляет 10 млн. лет [37]. Как и в случае с поперечным хребтом разлома Романш, с некоторых наиболее мелководных участков трансверсивного хребта были получены известняки, сформировавшиеся в условиях карбонатной банки. Судя по возрасту этих известняков, вершина хребта в среднем плиоцене находилась на уровне поверхности моря. С этого времени хребет испытал быстрое погружение со

скоростью 0.3 мм/год, что существенно быстрее, чем скорость опускания, рассчитанная по модели тепловой контракции. Сейсмические данные показывают, что мощность известняков, бронирующих отдельные вершины (наиболее высокая из них поднимается до 481 м ниже уровня моря), достигает 500 м. С учетом всех этих данных в работе [33] приведена модель геологического развития поперечного хребта Вима (рис. 8). Примерно 10 млн. лет назад произошло его воздымание с формированием островной суши. В дальнейшем острова разрушались и постепенно опускались. В результате образовалась их плоская поверхность, на которой зародилась карбонатная банка, постепенно нараставшая по вертикали по мере опускания хребта. Примерно 3 млн. лет назад медленное опускание сменилось быстрым, вследствие чего скорость образования карбонатной банки уже не успевала компенсировать увеличение глубины. Таким образом, поперечный хребет за свою геологическую историю испытал контрастные вертикальные движения, в режиме которых от-



Рис. 8. Схемы геологического развития трансверсивных хребтов Вима (А) и Романш (Б). По [33] с использованием данных работы [35]

1 – известняки; 2 – направление тектонических движений, длина стрелки пропорциональна скорости движений. Цифры означают время движений в млн. лет

четливо выделяются два рубежа: 10 млн. лет назад – начало резкого высокоамплитудного подъема и 3 млн. лет назад – начало резкого опускания.

Ясно виден одинаковый стиль тектонических движений в ходе геологического развития двух крупнейших поперечных хребтов Атлантики. Он выражается в быстром высокоамплитудном вертикальном подъеме блока океанической литосферы, сменяющемся периодом стабилизации, с последующим медленным, а затем быстрым опусканием.

Анализируя возможные причины таких значительных вертикальных тектонических движений, Э. Бонатти [31] приходит к выводу, что они могут быть поняты только при предположении структурных перестроек океанского дна в региональном и глобальном масштабе и, в частности, некоторых изменений в направлении спрединга. Учитывая время тектонических движений и их наложенный характер по отношению к процессам, приведшим к образованию океанической литосферы, вполне правомерно их связать с неотектоникой.

Имеются и другие примеры крупных вертикальных движений в Центральной Атлантике, не связанные с трансверсивными хребтами. Они, в частности, реконструируются при анализе геологического развития отдельных подводных гор и хребтов, приуроченных к поднятиям между разломами Долдрамса и Вернадского и южнее последнего [21]. Эти структуры, в том числе и гора Пейве,

сложенные ультрабазитами и габброидами, в сравнительно недавнем геологическом прошлом испытали высокоамплитудный подъем, а 2.5–3.2 млн. лет назад, судя по микропалеонтологическим данным, наступило их быстрое опускание. Скорость опускания составляет около 0.3–0.4 мм/год. Таким образом, время начала быстрого опускания и скорость опускания этих структур близки к таковым для поперечного хребта разлома Вима.

ОБСУЖДЕНИЕ

Если сопоставить приведенные выше фактические сведения, то в позднекайнозойском тектоническом развитии океанского дна Центральной Атлантики вполне отчетливо можно обособить неотектонический этап, охватывающий во времени поздний плиоцен – квартал (1.5–2.5 млн. лет – современность). В гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта этот этап фиксируется разнообразными тектоническими формами, образовавшимися вне рифтовой зоны хребта и внесшими изменения в региональный структурный план. Основные типы структурных форм представлены в основном линейными депрессиями, поднятиями разной формы, горстовыми и грабеновыми структурами, разрывными нарушениями. Размеры деформаций – от мелких до значительных, с амплитудами вертикальных движений в некоторых случаях около 1000 м. Обособление выделенного этапа, как уже говорилось выше, коррелирует со временем режима сухого спрединга в риф-

товой зоне – тоже порядка 2 млн. лет. Отметим, что к этому же этапу относится развитие современной структуры тройного сочленения Буве в Южной Атлантике [19 и др.].

О новейшей тектонической активности океанского дна вне полосы спредингового центра свидетельствует и такой феномен, как диапироподобные структуры, пронизывающие осадочный чехол. Они достаточно широко распространены в пассивных частях трансформных разломов. В основном такие структуры присущи нижнему сейсмокомплексу, перекрывающему акустический фундамент. Раздел между нижним и верхним сейсмокомплексами представлен четко выраженным угловым несогласием, отражающим время становления основной массы диапироподобных структур. Тем самым они (как и угловое несогласие) указывают на начало эпохи новейшего тектонического развития океанского дна.

О том же можно судить по перерывам, фиксируемым в разрезах глубоководных скважин. Для данной работы интерес представляют перерывы в верхней части стратиграфической колонки. В нескольких скважинах в восточных областях океана из разрезов выпадают верхний и иногда средний эоцен, олигоцен (полностью или его нижняя часть), а иногда также и нижний миоцен (впадина Сьерра-Леоне).

К западу от Пиренейского полуострова зафиксирован непрерывный разрез позднего кайнозоя, но с фаціальными изменениями в плиоцен-плейстоценовое время. В Канарской впадине из разреза выпадают верхнеэоценовые и олигоценовые отложения. В отношении запада Центральной Атлантики данных меньше. На Бермудском поднятии после среднего эоцена широкое развитие получили турбидиты и вулканокласты, отражающие время его становления. К западу от поднятия данными бурения фиксируется существенное погружение океанского дна. На поднятии Орфен Нолл отмечается олигоценовый перерыв.

Приведенные данные дают основание считать время конца эоцена – начала олигоцена (по новой шкале ~ 34 млн. лет назад²) началом становления неотектонической эпохи в Центральной Атлантике. Развитие этого процесса протекало неравномерно. Как уже говорилось, в нем достаточно уверенно выделяется позднплиоценовый–четвертичный этап структурообразования, начавшийся 1.5–2.5 млн. лет назад. Наряду с этим, анализ обширной базы возрастных данных о вулканизме островов и подводных гор в Центральной Атлантике позволил установить особый этап в магматической деятельности, приходящийся на время миоцен–квартер (25–0 млн. лет), при этом в

приафриканской области океана выделяются три цикла вулканизма: раннемиоценовый, плиоценовый и четвертичный [7]. В сочетании с приведенными выше данными о перерывах это существенно дополняет сведения о неотектонике океанского дна, позволяя выделить особый рубеж в новейшем тектогенезе – 23 млн. лет³. Наконец, убедительно фиксируется рубеж 10 млн. лет, выделенный Е.Е. Милановским (см. выше).

Отметим, что неотектоническое развитие земной коры в океане, как и на континентах, многообразно. Оно включает не только отмеченные выше, но и более крупные процессы структурообразования, на что указывают примеры вертикальных движений крупных хребтов, существующих на океанском дне. Их изучение – очередная задача.

Чтобы выяснить, насколько широкие пространства в Атлантическом океане охватили неотектонические движения конца эоцена – раннего олигоцена, следует провести аналогичные исследования в других его областях. Некоторые косвенные данные позволяют высказать предположение об их проявлении на всей площади океанского дна.

В работе [5] отмечается, что с позднеэоценового–раннеолигоценового времени в Атлантике происходит резкое изменение видового состава бентосных фораминифер, вызванное крупномасштабным похолоданием климата, охватившим весь океан. Это событие рассматривается также и как особенно важное в истории формирования океанских водных масс.

В другой работе [2] на основании изучения наннопланктона из кернов глубоководных скважин Южного океана делается заключение, что на протяжении значительной части палеогена Южный океан представлял собой обширный тепловодный бассейн со спокойной геодинамической обстановкой, который на рубеже эоцена и олигоцена испытал резкое охлаждение вод, так что преобладавшие субтропические условия в конце раннего олигоцена значительно отступили на север. Как видно, приведенные данные, содержащиеся в обеих цитированных работах, хорошо коррелируют с данными о начале становления неотектонической эпохи, относящемуся к концу эоцена – началу олигоцена. Такое заключение позволяет полностью присоединиться к выводам В.А. Крашенинникова и И.А. Басова, сделанным ими еще в 1986 г., о причинах резкого похолодания в Южном океане на рубеже эоцена и олигоцена, которое они связывают с очень значительной тектонической и океанологической перестройкой ситуации в акватории [4]. Более того, они пишут, что во многих районах мира с этим рубежом связано изменение в характере осадконакопления и наличие крупного перерыва.

² См. International stratigraphic chart // Episodes. 2004. Vol. 27. № 2.

³ По новой шкале.

ВЫВОДЫ

1. Изложенные данные показывают, что в пределах Центральной Атлантики можно определенно фиксировать проявление неотектонической эпохи тектогенеза. Ее возрастные рамки поздний эоцен-ранний олигоцен – антропоген. Нижняя граница эпохи фиксирована угловыми несогласиями и перерывами в формировании осадочного чехла.

2. В неотектоническую эпоху сформировались отчетливо выраженные комплексы новообразованных тектонических структур.

3. В ходе неотектонического развития акватории выделяются отдельные этапы, разграниченные рубежами повышенной активности тектогенеза. Один такой рубеж соответствует раннему миоцену (23 млн. лет). Наиболее ясно он зафиксирован вулканическими явлениями. Другой рубеж отвечает времени 1.5–2.5 млн. лет назад. Его отличает тектоническое структурообразование. Между ними выделяется рубеж 10 млн. лет, когда всю планету охватил мощный рифтогенез (Е.Е. Милановский).

4. В целом можно констатировать временные корреляции неотектонических процессов в Центральной Атлантике с таковыми на континентах (поздний эоцен – ранний олигоцен, ранний миоцен, поздний миоцен, плиоцен-четвертичный).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-05-64159) и Министерства образования и науки РФ (программа “Природа мирового океана”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карabanова А.К. и др.* Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // *Геотектоника*. 1999. № 5. С. 3–14.
2. *Дмитренко О.Б.* Палеоклиматическая обстановка палеогенового Южного океана по наннопланктону // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 1. С. 132–144.
3. *Короновский Н.В.* Современная геодинамика Кавказского сектора Альпийского пояса // *Неотектоника и современная геодинамика*. Тезисы докладов XXIX Тектонического совещания. Межведомственный тектонический комитет. М.: ГЕОС, 1996. 169 с.
4. *Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия кайнозоя Южного океана. М.: Наука, 1986. 207 с.
5. *Лукашина Н.П.* Палеоокеанология Северной Атлантики в палеогене по бентосным фораминиферам // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 1. С. 145–153.
6. *Мазарович А.О.* Тектономагматические явления на флангах трансокеанских разломов Архангельского, Долдрамс, Вернадского // *Докл. РАН*. 1993. Т. 332. № 1. С. 62–65.
7. *Мазарович А.О.* Структуры и этапы эволюции вулканических островов и подводных гор Тропической Атлантики // *Геотектоника*. 1998. № 4. С. 53–65.
8. *Мазарович А.О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.
9. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Новейшие деформации осадочного чехла в пассивных частях разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского (Атлантический океан) // *Докл. РАН*. 1997. Т. 357. № 6. С. 801–804.
10. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Разломные зоны северо-западного простираения Центральной Атлантики // *Геотектоника*. 2002. № 3. С. 87–94.
11. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Добролюбова К.О.* Рельеф и структура рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта между 5° и 7°18' с.ш. // *Российский журнал наук о Земле*. 2001. Т. 3. № 5 (электронная версия, сайт www.agu.org/wps/rjes).
12. *Макаров В.И.* Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // *Недра Поволжья и Прикаспия*. 1996. Вып. 13. С. 53–60.
13. *Милановский Е.Е.* Неотектонический этап развития Земли: его временной диапазон и главные особенности тектонических деформаций, морфогенеза, магматизма и геодинамики // *Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов*. Тезисы докладов XXIX Тектонического совещания. Межведомственный тектонический комитет. М.: ГЕОС, 1996. 169 с.
14. *Милановский Е.Е.* Новейшая фаза глобальной активизации процессов расширения Земли // *Геотектоника*. 1996. № 3. С. 3–12.
15. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
16. Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанических областей Земли. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники мира масштаба 1 : 15000000. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1984. 112 с.
17. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1 : 5000000. М.: ГЕОС, 1998. 174 с.
18. *Обручев В.А.* Основные черты кинетики и пластики неотектоники // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1948. № 5. С. 13–24.
19. *Пейве А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с.
20. *Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А. и др.* Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта между 5–7° с.ш.
21. *Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О. и др.* Строение зоны разлома Долдрамс. Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 459).
22. *Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г.* Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах // *Геотектоника*. 1997. № 2. С. 63–74.

23. Семенов Р.М. Неотектоника Северной Кореи // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Тезисы докладов XXIX Тектонического совещания. Межведомственный тектонический комитет. М.: ГЕОС, 1996. 169 с.
24. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о тектонической активности фланговых участков Срединно-Атлантического хребта севернее разлома Богданова (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 5. С. 656–660.
25. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Пейве А.А. Новые данные о неотектонической активности в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта на 5–6° с.ш. // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 86–90.
26. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
27. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Кожурин А.И. и др. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 365 с.
28. Шульц С.С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня // Тр. XVII сессии МГК. Т. 2. ГОНТИ, 1937. С. 629–635.
29. Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.
30. Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E. et al. Direct observation through slow-spreading oceanic crust // Nature. 1989. Vol. 337. P. 726–729.
31. Bonatti E. Vertical tectonism in oceanic fracture zones // EPSL. 1978. Vol. 37. P. 369–379.
32. Bonatti E., Chermak A. Formerly emerging crustal blocks in the Equatorial Atlantic // Tectonophysics. 1981. Vol. 72. P. 165–180.
33. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Imaging crustal uplift, emersion, subsidence at the Vema fracture zone // Eos. Transactions. American Geophysical Union. 1993. Vol. 75. № 32. P. 371–372.
34. Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A. et al. Neogene crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // EPSL. 1977. Vol. 35. P. 369–383.
35. Bonatti E., Sartori R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // Tectonophysics. 1983. Vol. 91. P. 213–232.
36. Gasperini L., Bonatti E., Ligi M. et al. Stratigraphic numerical modeling of a carbonate platform on the Romanche transverse ridge, Equatorial Atlantic // Marine geology. 1997. Vol. 136. P. 245–257.
37. Honnorez J., Mevel C., Montigny R. Geotectonic significance of gneissic amphibolites from the Vema fracture zone, Equatorial Mid-Atlantic Ridge // Journ. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 11379–11400.
38. Jimenez-Munt I., Bird B., Fernandes M. Thin-shell modeling of neotectonics in the Azores-Gibraltar region // Geophys. Res. Letters. 2001. Vol. 28. P. 1083–1086.
39. Jiménez M.I., Negredo A.M. Neotectonic modelling of the western part of the Africa–Eurasia plate boundary from the Mid-Atlantic ridge to Algeria // Earth Planet Sci. Lett. 2003. Vol. 205. № 3–4. P. 257–271.
40. Sclater J.G., Anderson R.N., Bell M.L. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific // Journ. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. P. 7888–7915.

Рецензенты: Е.Е. Милановский, В.Г. Трифонов

Neotectonics of the Ocean Floor of the Central Atlantic

Yu. M. Pushcharovsky, A. O. Mazarovich, and S. G. Skolotnev

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: skol@ginras.ru

Abstract—Recent geological and geophysical studies in the Central Atlantic have revealed tectonic deformations that may be viewed as a result of the neotectonic stage in the Earth's evolution. Thus far, no specific publications dealing with neotectonics of the ocean floor have appeared in the scientific literature. The present paper describes neotectonic deformations discovered in transform fracture zones, in the crest zone of the Mid-Atlantic Ridge, and in the sedimentary cover of deepwater basins; DSDP and ODP data have also been used. The recent deformations comprise gentle folds, horst-like structures of various dimensions, diapirs, and faults, all of which form various morphologic elements of the ocean floor. On the basis of angular unconformities and hiatuses in the sedimentary cover, the beginning of the neotectonic epoch is dated largely as late Eocene–early Oligocene (34 Ma), although the age of this boundary varies over the ocean floor. The neotectonic evolution is currently going on. Three chronological boundaries of neotectonic reactivation can be distinguished from structure formation and volcanism: the Oligocene–Miocene boundary (~23 Ma), the late Pliocene–Quaternary boundary (1.5–2.5 Ma), and a boundary of 10 Ma pointed out by E.E. Milanovskii. The number of such time lines can increase in the course of further investigations. Neotectonics of the ocean floor has only begun to be studied, and its progress will considerably influence development of the ideas of the global tectonics.

УДК 551.242.51.055(234.74)

РОЛЬ ХЕТОЛАМБИНСКОГО ТЕРРЕЙНА В СТАНОВЛЕНИИ И РАННЕЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

© 2005 г. Ю. В. Миллер, В. С. Байкова, Н. А. Арестова, И. К. Шулешко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2

Поступила в редакцию 10.02.2003 г.

Беломорский подвижный пояс (БПП) на протяжении многих млн. лет являлся областью взаимодействия Карельского кратона и Хетоламбинского террейна, который примерно в интервале 2880–2780 млн. лет, а возможно, и позднее, выступал в роли протоокеанической плиты. Последняя погружалась, строго говоря, не под краевую часть Карельского кратона, а под некоторую промежуточную зону, сложенную тоналитами, в которых никакой ощутимой примеси древнего корового материала не обнаружено [14]. Между тем субдукция Хетоламбинского террейна под промежуточную тоналитовую зону привела к становлению и развитию Беломорского подвижного пояса. Позднее субдукция сменилась коллизией (2740–2690 млн. лет), и только в ходе палеопротерозойского рифтинга (2450–2350 млн. лет) Хетоламбинский террейн, тесно спаянный с Карельско-Беломорской плитой, перестал играть роль самостоятельной тектонической массы, располагавшейся, вероятно, между Карельским кратоном и Кольским геоблоком.

Зона погружения Хетоламбинского террейна под тоналиты промежуточной зоны почти на всем протяжении подвижного пояса выражена преддуговым прогибом (трогом), выполненным метаграувакками Чупинского покрова, и является важнейшей структурной линией БПП. Эта главная линия разделяет подвижный пояс на две продольные зоны, изначально существенно отличавшиеся по веществу и структуре. Даже сейчас, после многочисленных совместных структурных, метаморфических перестроек, определенного выравнивания состава после активной магматической деятельности, захватившей обе зоны, Хетоламбинский террейн существенно отличается от остальной части БПП.

Если к юго-западу от Чупинского трога древний субстрат БПП сложен практически полностью тоналит-трондьемитовой ассоциацией, лишенной каких-либо маркирующих горизонтов, что резко затрудняет расшифровку региональной структуры, то Хетоламбинский террейн отличается значительным разнообразием слагающих его пород, некоторые из которых имеют пластообразную или линзообразную форму, что позволяет использовать их как маркеры, намечающие общую структуру террейна. Но главная специфика Хетоламбинского террейна определяется присутствием в нем, и только в нем, так называемых мафических зон – полос прослеживающихся по простиранию на многие десятки километров при ширине в первые сотни метров, редко достигающих или даже превосходящих один километр и сложенных основными и ультраосновными вулканитами, чередующимися с диоритами и вмещающими тоналитами, содержащие многочисленные дайки ультрабазитов.

Выполненные исследования показали, что выделяется, по крайней мере, две генерации мафических зон – мафиты-1 и -2, разделенные этапом покровообразования, сопровождавшимся метаморфизмом и ультраметаморфизмом, интенсивной линейной складчатостью, осложненной продольными разломами и ослабленными зонами и развитием вдоль них наиболее мощных и протяженных мафитов-2. Все эти процессы как в непреодолимую преграду упираются в Чупинские образования, в которых, как и в остальной части БПП, они не получают никакого отражения. Все это заставляет предполагать, что до отложения чупинских граувакк Хетоламбинский террейн был пространственно разобщен от остальной части будущего БПП и испытывал определенное автономное развитие.

Синтез полученной вещественной и структурной информации позволил прийти к заключению, что процесс становления мафических зон – форма океанизации изначально кислой коры Хетоламбинского террейна, который при последующем взаимодействии с промежуточной тоналитовой зоной начал погружаться под “легкие” тоналиты, как наиболее обогащенный мафической составляющей, и положил начало становления БПП.

ВВЕДЕНИЕ

Хетоламбинская толща, выделенная Л.В. Каулафати и Е.П. Чуйкиной в 1957 г., переведенная в ранг свиты В.Л. Дуком и К.А. Шуркиным в 1961 г., в ранг тектонического покрова в 1995 г. [15], наконец, в ранг террейна в настоящей работе – самый слабо изученный фрагмент БПП и то изучался он только на юго-западном берегу Белого моря.

Хетоламбинский террейн контактирует с остальной частью БПП по отчетливому трог, выполненному преимущественно метаграувакками Чупинского покрова. Трог делит БПП на две продольные зоны, существенно отличающиеся друг от друга по веществу и структуре. К юго-западу от Чупинского трога весьма однообразные тоналит-трондьемитовые гнейсы, так называемые то-

налиты промежуточной зоны, нарушены структурами двух типов. Это, во-первых, тектонические окна, особенно многочисленные в северной части БПП, в которых обнажаются породы Чупинского покрова; часто это диапировые купола, которые выносятся на эрозионный уровень чупинские метаграувакки. Другой тип структур – Тикшозерский островодужный пояс и отдельные его ветви и фрагменты, залегающие на тоналито-гнейсах Ковдозерского покрова, или, может быть, прорывающие их.

Иная картина наблюдается к северо-востоку от Чупинского трога, где, с одной стороны, сами породы Хетоламбинского террейна пользуются гораздо большим разнообразием, с другой – отсутствуют тектонические окна и островодужные пояса типа Тикшозерского; встречаются только диапировые купола, в ядрах которых иногда обнажаются чупинские образования, а чаще ремобилизованные тоналито-гнейсы. Среди пород собственно Хетоламбинского террейна выделяются: метаморфизованные толеитовые базальты и метагабброиды, инъецированные разновозрастными тоналитами, биотитовые, биотит-амфиболовые, графитсодержащие гранат-биотитовые гнейсы, разнообразные тоналито-гнейсы, эклогиты, в минимальных количествах – мраморы. Значительную роль играют полосы основных, в подчиненном количестве ультраосновных пород, сочетающиеся с согласными и субсогласными телами кварцевых диоритов–тоналитов, незначительными прослоями гранатсодержащих гнейсов неясного генезиса, многочисленными дайками ультрабазитов. Все эти породы и составляют вещество так называемых мафических зон. Последние в виде прерывистых или непрерывных тел прослеживаются иногда на многие десятки километров при ширине в сотни метров или даже превышают километр и часто представляют собой серию сравнительно маломощных полос, перемежающихся с кварцевыми диоритами и вмещающими тоналито-гнейсами (рис. 1).

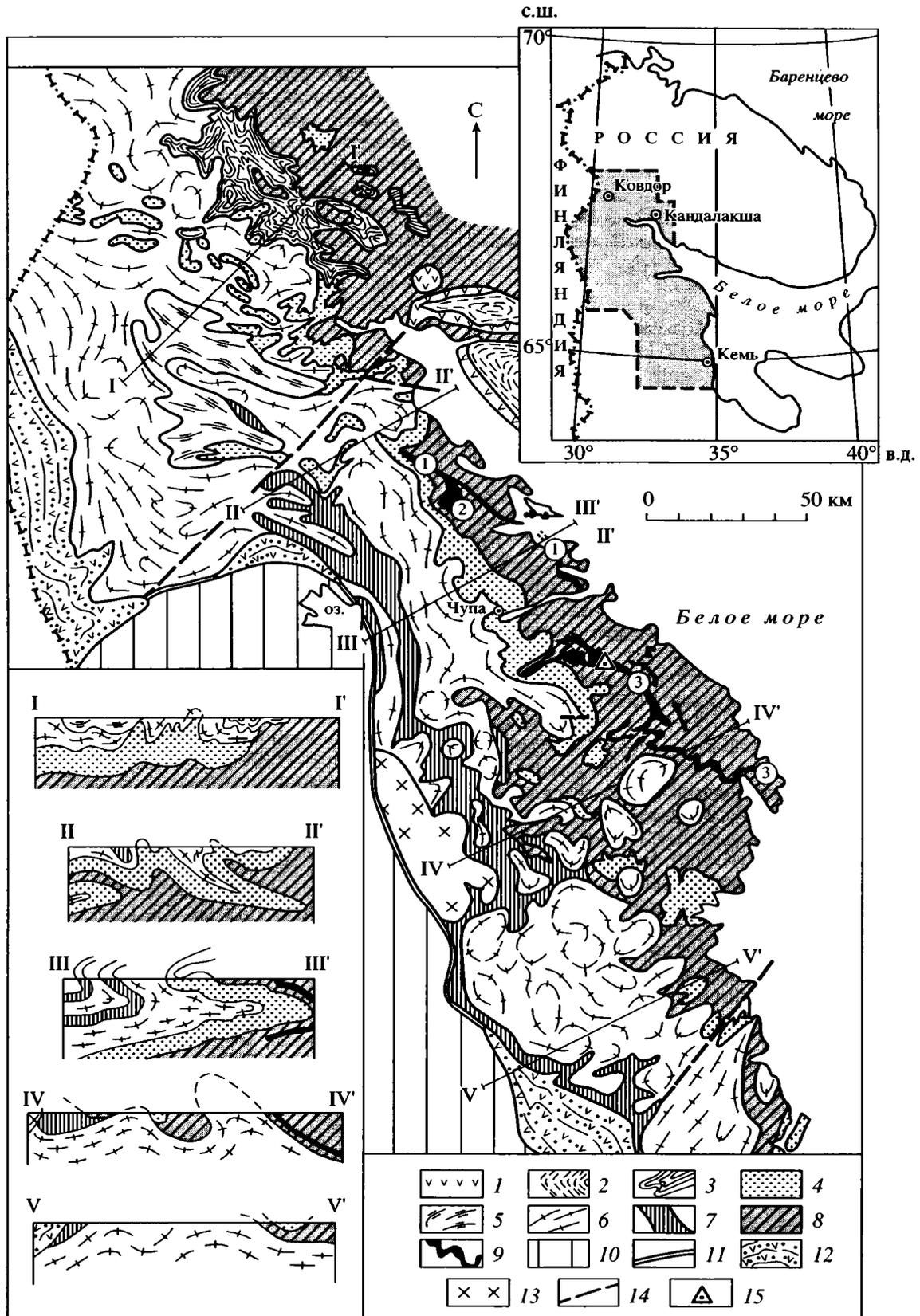
Для мафических зон характерен ряд специфических особенностей. Во-первых, выделяются

две генерации мафических зон – мафиты-1 и мафиты-2, разделенные этапом раннего покровообразования, складчатости и метаморфизма. Во-вторых, мафитам-2 (а, возможно, и мафитам-1) предшествуют тоналито-гнейсы. В-третьих, основные породы мафических зон-2 обнаруживают определенное петрохимическое сходство с базитами срединно-океанических хребтов [20], т.е. с зонами классического спрединга, что наводит на мысль об их генетическом родстве. Наконец, по мафическим зонам фиксируется крупнейшее и, вероятно, древнейшее структурное несогласие БПП: мафические зоны маркируют простирающиеся важнейшие пликвативных структур Хетоламбинского террейна, ориентированных под острым углом к доминирующему простираению БПП. Действительно, крупные мафические зоны-2 своими северо-западными концами упираются в чупинские гнейсы, выполняющие преддуговой прогиб, или не достигают их, выклиниваясь на некотором расстоянии от них (первые сотни метров), но нигде не залегают на чупинских гнейсах, в то время как юго-восточные окончания мафических зон располагаются в десятках километров от преддугового прогиба. Это дает основание предполагать, что чупинские граувакки отлагались на Хетоламбинском террейне, который ко времени накопления чупинских осадков уже существовал и характеризовался своей собственной складчатостью, отличающейся от беломорской.

Отсюда следует целый ряд вопросов, и самый главный из них: был ли Хетоламбинский террейн отделен от Карельского кратона и промежуточной тоналитовой зоны значительным расстоянием, а позднее объединился с ними в результате аккреции; каким было “дочупинское” структурное (а, возможно, и метаморфическое) развитие Хетоламбинского террейна; какую структурную позицию занимают мафические зоны; пользовались ли они гораздо большим распространением, но позднее заместились наложенными тоналитами и сейчас сохранились только в виде реликтов; действительно ли все мафические зоны-1 представляют собой древнейшие супракратальные породы региона; почему мафические зоны развились

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Беломорского подвижного пояса

1–9 – Беломорский подвижный пояс: 1 – реликты сумийских рифтогенных структур, сложенных метаморфизованными андезит-базальтами; 2, 3 – свекофенский аллохтон, покровы: 2 – Лапландский (гранулиты основного и среднего состава), 3 – Риколатвинский (тоналитовые гнейсы с согласными телами базитов, ультрабазитов и супракратальных пород); 4–6 – позднерхейский (Беломорский) аллохтон, покровы: 4 – Чупинский (метаморфизованные граувакки, подчиненные им метавулканы среднего, кислого, реже основного состава), 5 – Ориярвинский (тоналитовые гнейсы), 6 – Ковдозерский (тоналит-грандземитовая ассоциация); 7 – Тикшозерский островодужный пояс (керетьезерская, хизоваарская, кичанская вулканические серии); 8 – Хетоламбинский террейн нерасчлененный (метаморфизованные толеитовые базальты и метагабброиды, инъецированные тоналитами, с пластовыми согласными телами метабазитов и ультрабазитов, биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, пластовые тела графитсодержащих гранатовых амфиболитов, эклогиты, мраморы); 9 – мафические зоны в составе Хетоламбинского террейна; 10 – Карельский кратон нерасчлененный; 11 – граница между Беломорским подвижным поясом и Карельским кратоном (местами предполагаемая); 12 – прогибы на этой границе, выполненные фрагментами свекофенского аллохтона (лопийские, сумийские, ятулийские, людиковийские образования); 13 – чарнокиты топорского комплекса; 14 – разломы; 15 – место отбора U-Pb пробы – 2878 ± 13 млн. лет. Цифры в кружках – важнейшие мафические зоны: 1 – Серяско-Картешская, 2 – Нигрозерская, 3 – Лоухская



только в Хетолабинском террейне и не захватили Карельский кратон и промежуточную тоналитовую зону. Авторы пытаются дать ответ лишь на некоторые из поставленных вопросов; другие требуют дальнейших специальных исследований, в первую очередь структурно-геохронологических.

Но перед тем как перейти к рассмотрению особенностей Хетолабинского террейна на примерах конкретных участков, стоит дать читателю самые общие представления об истории исследования и современных представлениях о заложении и развитии БПП.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Первые работы, обобщающие информацию по геологии Северо-Западного Беломорья, выполнены в 30-е гг. прошлого века и связаны прежде всего с именами В.М. Тимофеева, Ю.С. Неуструева, Н.Г. Судовикова, А.А. Полканова. Эти исследования привели к выделению беломорской серии (комплекса), положили начало его стратиграфии, выдвинули представления о дициклическом (позднее полициклическом) развитии беломорских образований, предприняли попытку оценить общую структуру беломорского комплекса. Начиная с 50-х и до середины 80-х гг. продолжался ранний период познания беломорского комплекса, в котором активное участие принимали К.А. Шуркин, В.Л. Дук, Е.П. Чуйкина, Л.В. Калафати, Д.Т. Мишарев, В.И. Едовин, Н.В. Горлов, О.И. Володичев, М.М. Стенарь, Ю.И. Сыстра, Г.М. Другова, В.С. Степанов, М.Е. Салье и многие другие. За этот период получен громадный фактический материал, касающийся вещественного состава, полиметаморфизма, магматизма, метасоматоза, структуры метаморфических образований Северо-Западного Беломорья. Особенно много работ посвящалось контролю слюдоносных пегматитов. И все-таки для этой стадии изучения геологии Беломорского региона характерно, что отдельные исследователи или коллективы исследователей выступали со своими собственными схемами развития беломорского комплекса, имевшими мало общего со схемами своих коллег. Это было связано, во-первых, с крайней сложностью изучаемого объекта и со слабой его изученностью, во-вторых, с отсутствием в те годы надежной геохронологической информации, с ложным представлением, что изучаемые образования представляют собой преимущественно глубоко метаморфизованные супракрустальные породы, т.е. в принципе стратифицируемые, наконец, с неумением выделять в неоднократно дислоцированных и метаморфизованных комплексах различного генезиса структурные несогласия. Отсюда проистекали многократные и безуспешные попытки представить беломорский комплекс (или серию) как систему согласно залегающих свит, количество которых варьировало в широких пределах. Первая работа,

основанная на геохронологии (правда, несовершенной), выполнена В.В. Балаганским с соавторами [1], в которой представлены результаты структурного картирования обширной территории и выделено три геологических цикла развития – беломорский, колвицкий (лопийский) и карельский. Работа не утратила своего значения и в наши дни. Непреходящее значение имели также работы В.С. Степанова, В.И. Пожиленко, О.И. Володичева и ряда других исследователей.

Новый этап познания беломорского комплекса ознаменовался, во-первых, работой Г. Гаала и Р. Горбачева [23], рассмотревших Беломорский пояс как результат субдукции протоокеанической плиты под край Карельского кратона, т.е. впервые с позиции тектоники литосферных плит; во-вторых, широким использованием U-Pb цирконометрии и получением ряда геохронологических реперов, главным образом, Е.В. Бибиковой [2–5 и мн. др.], а также обоснованием покровной структуры [7, 13, 15], что в корне изменило представления о геологии БПП. Важнейшая особенность нового этапа изучения подвижного пояса заключается в том, что все исследователи, рассматривающие Беломорский пояс с позиции тектоники литосферных плит (Е.В. Бибикова, А.И. Слабунов, В.А. Глебовицкий, А.А. Щипанский, Р.И. Милькевич, С.Б. Лобач-Жученко, Ю.В. Миллер, О.И. Володичев и др.), по существу разрабатывают одну и ту же модель его становления и тектонического развития, вносят в нее существенные коррективы, уточнения, дополнения, исправления, но никто не меняет модель принципиально. Это не означает полного единомыслия названных исследователей по всем вопросам, но свидетельствует о зрелой стадии изучения БПП.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ И РАЗВИТИЯ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Современные представления о становлении и развитии БПП полностью определяются многократной сменой геодинамических обстановок, приведших в итоге к современной структуре и полиметаморфизму этого сложнейшего геологического объекта. В БПП выделяются: позднеархейская субдукция (2880–2780? млн. лет), позднеархейская коллизия (2740–2690 млн. лет), селетский рифтинг (2450–2350 млн. лет), свекофеннская коллизия (1950–1800 млн. лет). Хетолабинский террейн слагает северо-восточную часть БПП и граничит с остальной частью БПП по субдукционному прогибу, выполненному преимущественно метаграувакками Чупинского покрова.

Г. Гаал и Р. Горбачев [23] первыми высказали предположение, что развитие Беломорского подвижного пояса началось с субдукции протоокеанической коры под край Карельского кратона. Исследованиями последних 10–15 лет этот тезис был в принципе подтвержден, но существенно

конкретизирован. В частности, недавно предпринятый критический анализ намеченных соотношений показал, что роль протоокеанической коры играл Хетоламбинский террейн (или одноименная микроплита) [11], и поддвигался он не под край Карельского кратона, а под некоторую промежуточную зону, сложенную преимущественно тоналитами [14].

Субдукционный прогиб или (по аналогии с геологией фанерозоя) глубоководный желоб почти на всем протяжении БПП маркируется гнейсами Чупинского покрова – преимущественно метаграувакками с резко подчиненными прослоями вулканитов кислого, среднего, реже основного состава [17]. Чупинские породы относятся к числу наиболее древних супракрустальных образований БПП, их возраст 2870 ± 30 млн. лет [21]. Сместитель, по которому происходил главный подвиг, совпадающий с внешним краем преддугового прогиба, однозначно фиксируется по приуроченным к зоне подвига разновозрастным продуктам ультраметаморфизма, диоритам, чарнокитам, базитам, другим образованиям, свидетельствующим об активном функционировании подвига на протяжении длительного временного интервала [11]. Промежуточная зона сложена тоналитами широкого возрастного диапазона (2850 ± 110 млн. лет), не несущими примеси древнего корового материала [14]. Отсюда следует, что край Карельского кратона располагался западнее. В северной части БПП тоналиты промежуточной зоны нарушены многочисленными тектоническими окнами, в которых обнажаются чупинские гнейсы, в свою очередь, подстилающиеся Хетоламбинской микроплитой. Таким образом, в результате регионального подвига тоналиты промежуточной зоны, слагающие Ковдозерский покров, сами оказались в аллохтонном залегании и приняли активное участие в Беломорском покровно-складчатом сооружении (см. рис. 1).

На Ковдозерском покрове залегает Тикшозерский островодужный пояс, сложенный, по крайней мере, тремя разновозрастными, пространственно сближенными (аккретированными) вулканическими сериями керетьской (2880–2820 млн. лет), хизоваарской (2820–2780 млн. лет) и кичанской, датированной только в верхней части разреза (2720 млн. лет) [2, 8, 16]. Известково-щелочные вулканиты этих серий по своим геохимическим характеристикам отвечают островодужным образованиям, выплавленным при парциальном плавлении субдуцирующей микроплиты при высоких T и P . В то же время, поскольку возраст субдукции определяется возрастом вулканитов Тикшозерского островодужного пояса, в связи с выделением и датированием трех вулканических серий, встает вопрос о весьма длительном или многоступенчатом проявлении субдукции, возможно, непосредственно переходящей в коллизию [12]. Сам Тикшозерский островодужный пояс залегает на тоналитах промежуточной зоны

(или прорывает их?). В любом случае это значит, что процессы, связанные с субдукцией, протекали в то время, когда тоналиты промежуточной зоны или были уже сформированы, или массовое и перманентное тоналитообразование протекало примерно синхронно с субдукцией. Соответственно, край Карельского кратона местами мог совпадать с юго-западной границей Тикшозерского пояса или располагался еще западнее.

В результате больших сдвиговых деформаций, реализовавшихся в ходе субдукции, сформировалась система крупных или гигантских лежащих сжатых, нередко изоклинальных, складок. Там, где современный эрозионный срез совпадает с нормальным крылом лежащей складки, наблюдается изначальная последовательность залегания элементов аллохтона, что хорошо видно, например, на разрезе II-II (см. рис. 1); там, где эрозионный срез совпадает с перевернутым крылом лежащей складки, фиксируется обратная последовательность залегания элементов аллохтона (см. разрез III-III на рис. 1). Предполагается, что субдукция сопровождалась высокобарическим высокотемпературным метаморфизмом, не достигавшим, однако, условий гранулитовой фации.

Позднеархейская коллизия Карельско-Беломорской плиты с Хетоламбинской микроплитой привела к расщеплению последней на две пластины, из которых нижняя продолжала поддвигаться под тоналиты промежуточной зоны и привела к становлению кичанской вулканической серии, а верхняя, – по крайней мере локально, надвигалась на ранее сформированное Беломорское покровно-складчатое сооружение и принимала участие в собственно коллизионном процессе, что детально освещено в нескольких иной интерпретации А.И. Слабуновым, Е.В. Бибиковой и др. [3, 4, 18]. Верхняя пластина Хетоламбинской микроплиты и залегающие на ней фрагменты Чупинского покрова оказались надвинутыми на Ковдозерский покров и частично на Тикшозерский пояс (см. разрез IV-IV на рис. 1), что нарушило установившееся гравитационное равновесие и привело к массовому росту диапировых куполов, направленных на восстановление нарушенного равновесия. Граниты в ядрах куполов дали возраст 2720 млн. лет [4], т.е. буквально тот же, что и возраст верхней части разреза кичанской вулканической серии. Другими словами, продолжающаяся субдукция и коллизионный процесс, включающий куполообразование, связанные с ним метаморфизм, ультраметаморфизм и гранитообразование оказались синхронными, что и послужило основанием для концепции расщепления Хетоламбинской микроплиты как формы осуществления коллизии [12]. В южном секторе БПП верхняя пластина Хетоламбинской микроплиты, вероятно, также далеко продвинулась на тоналиты Ковдозерского покрова, но была эродирована. Об этом свидетельствуют диапировые купола, направленные на восстановление гравитационно-

го равновесия (см. разрез V-V на рис. 1). В других секторах БПП коллизия привела к становлению новообразованного Ориярвинского существенно тоналитового покрова, закартированного к западу и северо-западу от Ковдозера (см. разрез I-I на рис. 1). Позднеархейская коллизия сопровождалась высокобарическим и высокотемпературным метаморфизмом, достигавшим локально условий гранулитовой фации [7, 9].

В ходе коллизии (2740–2690 млн. лет) Хетоламбинский террейн испытал совместную деформацию и метаморфизм со структурно-вещественными комплексами, сформированными в процессе субдукции, гранитизацию, инъекцию поздними тоналитами, слился в единое целое с Карельско-Беломорской плитой и перестал существовать как самостоятельный элемент Кольско-Беломорского региона. Таким образом, на протяжении длительного отрезка времени Хетоламбинский террейн играл важную, если не определяющую, роль и в становлении, и в развитии Беломорского пояса. С этих позиций Хетоламбинский террейн никогда специально не изучался. Между тем, в нем нашла отражение предынтерпретация Беломорского пояса, что следует уже из принятой модели, согласно которой древнейшие осадочные породы региона – чупинские метагравиты с возрастом 2870 ± 30 млн. лет [21], выполнявшие на субдукционной стадии преддуговой прогиб, накапливались на Хетоламбинском террейне [3, 11]. Это значит, что Хетоламбинский террейн, пусть на небольшой отрезок времени, но обязательно должен быть древнее чупинских гнейсов.

Селетский рифтинг выразился в чередовании этапов растяжения и сжатия. С этапами растяжения, проявившимися на территории значительно превышающей БПП, связано, главным образом, становление многочисленных тел базитов и ультрабазитов – так называемых друзитов. Этапы тангенциального сжатия привели к формированию наиболее отчетливо наблюдаемых крупных складок, меняющих простираение от северо-восточного до субширотного и северо-западного. С селетским циклом связан неравномерный метаморфизм амфиболитовой фации, достигающий местами ультраметаморфизма, которому подвергаются и друзиты, особенно интенсивно в своих краевых частях.

Кольская и Карельско-Беломорская плиты вступили во взаимодействие только в ходе заключительной свекофеннской коллизии, что привело к формированию гигантского Лапландского аллохтона, некогда перекрывавшего большую часть БПП, а теперь сохранившегося в виде крупных реликтов на северо-восточном берегу Кандалакшского залива (собственно Лапландский покров) и в районе рудника Риколатвы (Риколатвинский покров). Со свекофеннским аллохтоном связана полоса диапировых куполов, прослеживающаяся из района Риколатвы в юго-восточном

направлении в нижнее течение р. Кеми (на рис. 1 не показана). Купола, по-видимому, явились реакцией на нарушение гравитационного равновесия в результате надвигания Лапландского аллохтона на БПП, но сформировались лишь вдоль зоны, где мощность Лапландского аллохтона оказалась наиболее благоприятной для их роста. Большинство куполов опрокинуты на юго-запад, т.е. по направлению движения аллохтона, что свидетельствует о синхронности движения (течения) покровов и куполообразования [10]. Купола контролируют не все, но большую часть слюдоносных пегматитовых жил. Небольшие разноориентированные складки свекофеннского возраста не определяют сколько-нибудь значительно структуру БПП. Свекофеннская коллизия сопровождалась метаморфизмом кианит-силлиманитовой фациальной серии, преимущественно в режиме кианит-мусковитовой субфации, что определило благоприятные условия для формирования мусковитовых пегматитов [7].

Для БПП характерна сравнительно хорошая сохранность тектонических элементов, связанных с позднеархейской субдукцией – Чупинского трога и Тикшозерского островодужного пояса. По нашим данным прямое отношение к субдукции имеют и мафические зоны, получившие развитие в Хетоламбинском террейне.

Изучалась система мафических зон, развитых к югу от широты пос. Зеленоборский до Чупинской губы (см. врезку на рис. 2), где максимальным развитием пользуется Серьякско-Картешская мафическая зона (см. рис. 2). К юго-западу от нее закартирована Нигрозерская зона (см. врезку на рис. 2). По геофизическим данным (при полном отсутствии обнаженности) она, возможно, представляет собой ответвление от Серьякско-Картешской зоны [11] и залегает весьма полого в результате наложенной изоклинальной складчатости, чем и определяется ее специфическая конфигурация.

В рассматриваемом секторе БПП мафические зоны погружены преимущественно в разновозрастные тоналито-гнейсы, реже биотитовые, амфибол-биотитовые, еще реже гранат-биотит-амфиболовые гнейсы. Присутствуют согласные тела амфиболитов, которых по мере продвижения в южном направлении становится все больше. Это особенно отчетливо проявляется к югу от Чупинской губы, где террейн существенно обогащается габброидами, метабазальтами, амфиболитами неизученного генезиса. Одновременно присутствуют биотитовые, гранат-биотитовые графитсодержащие и гранат-биотит-амфиболовые гнейсы, а также тела поздних тоналитов. На этом фоне отчетливо фиксируются мафические зоны-2, сопоставимые с Серьякско-Картешской.

В настоящей работе особое внимание уделено детальным участкам “Ковда” и “Картеш” (см. рис. 2 и 4).

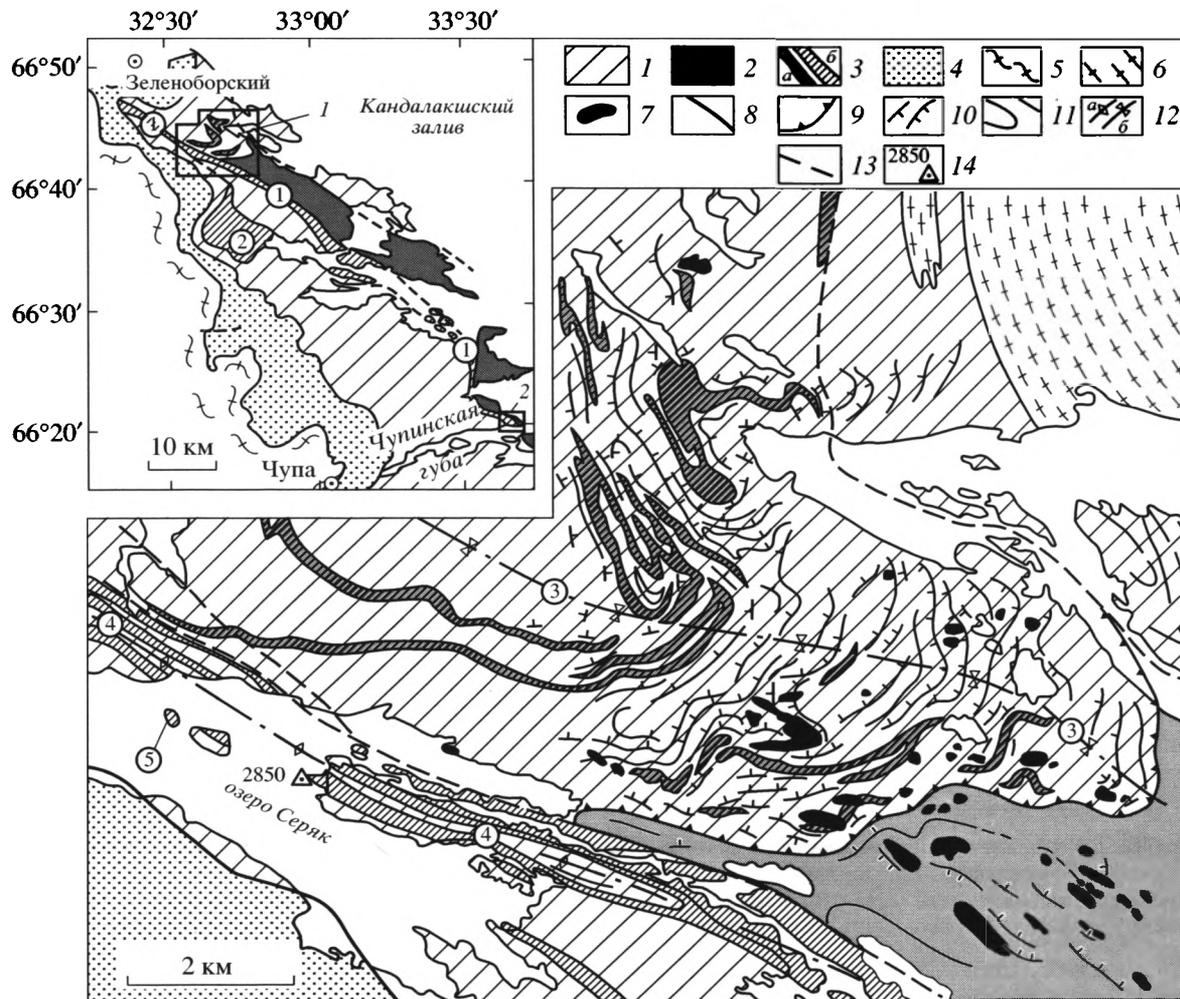


Рис. 2. Геологическая карта участка “Ковда”. Составили Ю.В. Миллер и Р.И. Милькевич при участии О.М. Пупкова 1–3 – Хетоламбинский террейн; тектонические пластины: 1 – Нильмозерская, 2 – Приморская; 3 – мафические зоны в составе Хетоламбинского террейна; а – древние (мафиты-1), б – молодые (мафиты-2); 4 – Чупинский покров (метагравуакки с подчиненными прослоями кислых, средних и основных вулканитов); 5 – Ковдозерский покров (преимущественно тоналито-гнейсы); 6, 7 – интрузивные породы – палеопротерозойские плагиомикроклиновые граниты; 7 – селецкие друзиты; 8–13 – структурные обозначения: 8 – шов между Чупинским покровом и Хетоламбинским террейном, 9 – надвиг Нильмозерской пластины на Приморскую, 11 – простираение сланцеватости, 12 – оси складок: а – антиформных, б – синформных; 13 – разломы; 14 – места отбора U-Pb геохронологических проб. Цифры в кружках: 1 – Серякско-Картешская мафическая зона, 2 – Нигрозерская мафическая зона, 3 – ось Устукской синформы, 4 – ось Серякской антиформы, 5 – положение обнажения, изображенного на рис. 3. Детальные участки: 1 – “Ковда”, 2 – “Картеш”

УЧАСТОК “КОВДА”

Участок расположен в районе ж.-д. станции Ковда, на водоразделе оз. Серяк и залива Белого моря в области контакта двух тектонических пластин – Приморской и перекрывающей ее Нильмозерской, разделенных структурным несогласием. Нильмозерская пластина смята в Устукскую синформу (см. рис. 2) и образует сложно построенное пологое центриклинальное замыкание с углами падения сланцеватости 5–20, редко 30°, а подстилающая ее Приморская пластина только в контакте с Нильмозерской пластиной может рассматриваться как синформа. При удалении от нее она выглядит как строго линейная гомоклиналь,

круто падающая на северо-восток, без каких-либо признаков центриклинального замыкания. Создается впечатление, что мы имеем две совершенно по-разному деформированные пластины, лишь несколько приспособленные друг к другу в области их структурного несогласного контакта. Это важно, поскольку свидетельствует о сложном строении и неоднократной структурной перестройке Хетоламбинского террейна.

Но нас интересует больше другая особенность этого участка: развитие в его пределах двух мафических зон, заведомо разновозрастных и занимающих различную структурную позицию (см. рис. 2). Древние мафиты (мафические зоны-1) локализируются только в области пологого центри-

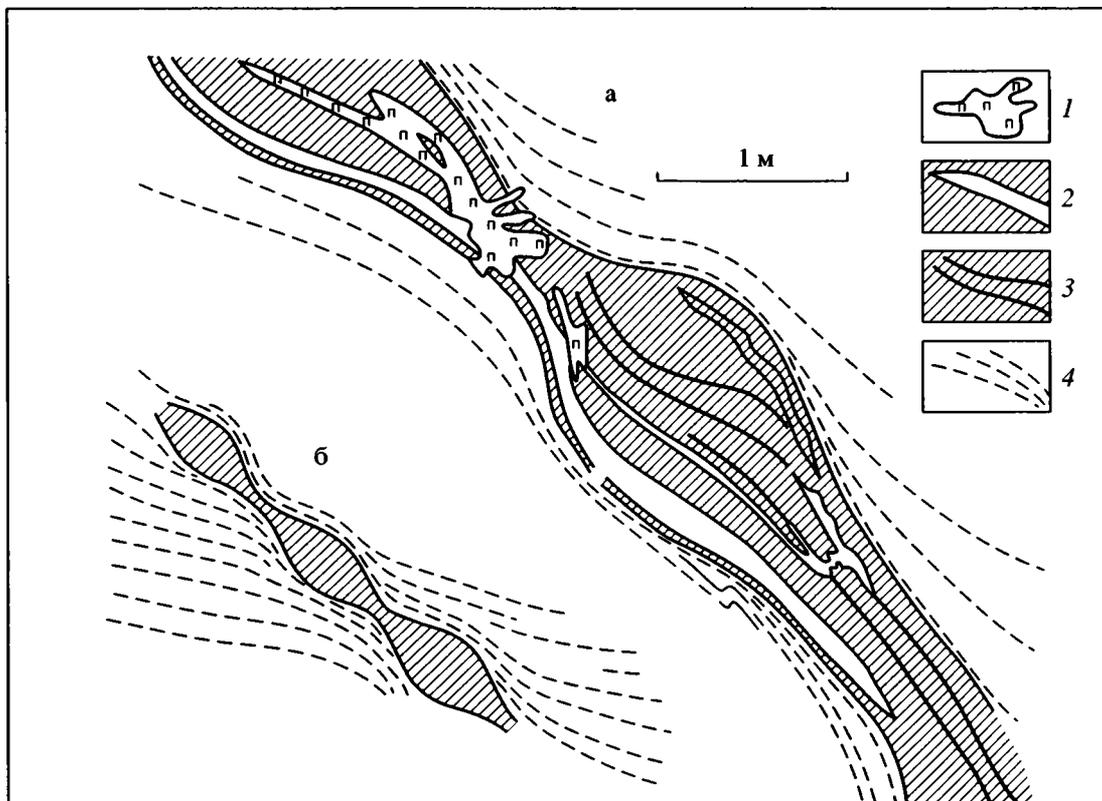


Рис. 3. Приспособление древних рассланцованных и мигматизированных тоналито-гнейсов к будинированным мафитам Серьяско-Картешской зоны: а – конкретное обнажение, б – принципиальная схема

1 – перматыты, выполняющие межбудинные пространства, 2 – грубые мигматитовые жилы в мафитах, 3 – грубая отдельность в мафитах, 4 – рассланцованные и тонко мигматизированные тоналито-гнейсы

клинального замыкания Гангосской синформы и распространены в виде сильно разобренных крупных и мелких фрагментов: открытых, чаще сжатых и изоклинальных складок, небольших или сравнительно крупных прослоев или будин, несущих следы сложной и многократной деформации, которую сейчас полностью расшифровать крайне затруднительно. И все-таки, можно утверждать, что вмещающие тоналиты подверглись раннему покровообразованию; мафиты-1 залечивали сместители, разделяющие тектонические пластины, а потом продолжали участвовать в покровообразовании совместно с древнейшими(?) тоналито-гнейсами. Об этом свидетельствуют фрагменты крупных лежащих резко асимметричных изоклинальных складок, развитые преимущественно в нижней части разреза Нильмозерской пластины. Выше по разрезу они перерабатываются системой прямых складок (некоторые из которых сравнительно хорошо сохранились). Наконец, древние структуры и участвующие в них мафиты-1 срезаются Серьяско-Картешской мафической зоной-2, представленной мощной и сравнительно прямолинейной пачкой мафитов, разделенных субсогласными маломощными телами метадацитов и вмещающих тоналито-гнейсов. Мафические зоны-1 и -2 совместно деформировались в се-

летские складки, к которым относятся Гангаская синформа (см. рис. 2) и смежная с ней Серьяская антиформа (см. рис. 2). В пределах участка “Ковда” все мафические зоны-1 приурочены к нижней части верхней Нильмозерской пластины, тогда как подстилающая Приморская пластина начисто лишена мафических зон-1.

Мафические зоны-2 занимают юго-западную часть участка и располагаются почти прямолинейно – по осевой поверхности Серьяской антиформы (см. рис. 2), т.е. по ослабленной зоне, заложившейся, как это часто бывает, еще до самой антиформы. В отличие от мафитов-1, они выглядят как сравнительно просто деформированные. Между тем эта простота кажущаяся, что, в частности, видно по изоклинальному замыканию мафитов-2 в замке Серьяской антиформы, где В.В. Балаганский (устное сообщение) усматривает признаки образованной ими крупной колчановидной складки, которая, однако, не распространяется на всю Серьяскую антиформу, сложенную преимущественно Чупинским тектоническим покровом. С северо-востока участок ограничен дугообразно изогнутым разломом. В пределах участка “Ковда” на полуострове Оленьем для диоритов, субсогласно залегающих среди мафитов-2, получен возраст 2850 ± 20 млн. лет [22].

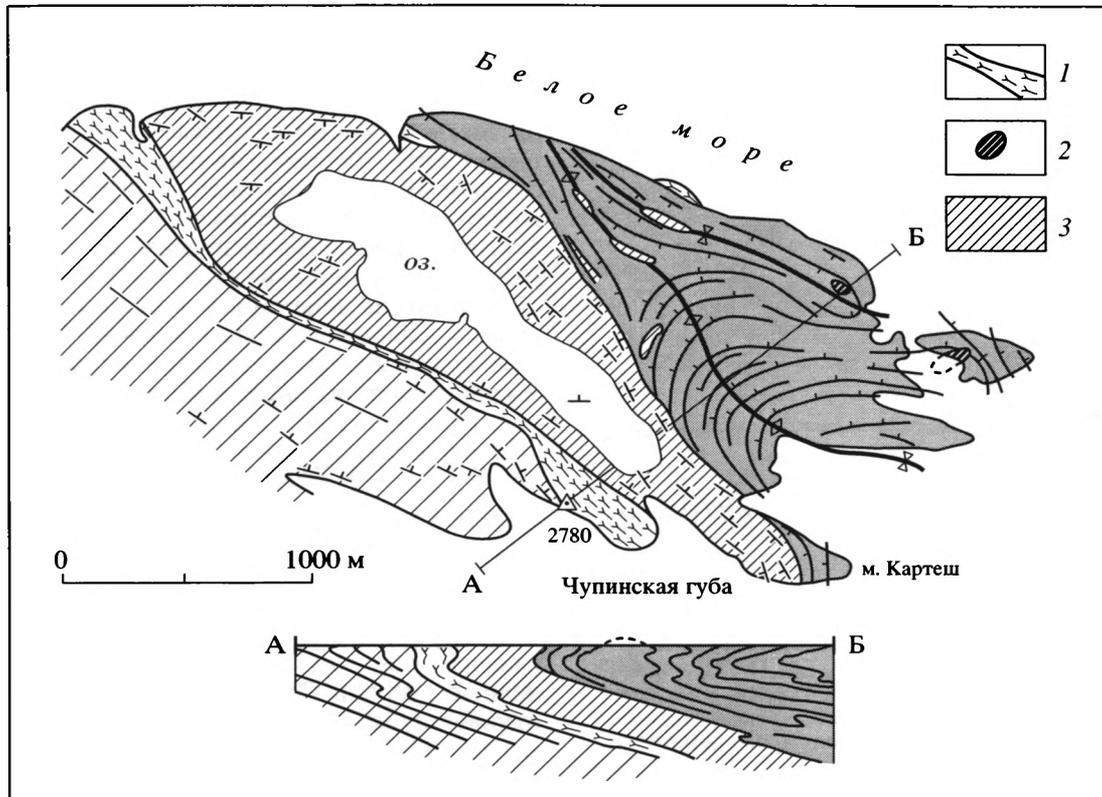


Рис. 4. Геологическая карта участка "Картеш". Составил Ю.В. Миллер при участии Т.А. Мысковой и А.Б. Львова
 1 – кварцевые диориты, 2 – древние базиты неясного генезиса, 3 – Серакско-Картешская мафическая зона. Остальные обозначения см. на рис. 1, 2.

Мафиты-1 и -2 нигде не обнаруживают признаков замещения вмещающими тоналитами. Скорее фиксируются иные соотношения: в некоторых случаях единичные тела мафитов-2 образуют дайки, ориентированные под острым углом к сланцеватости и тонкой мигматитовой полосчатости вмещающих тоналито-гнейсов. Сланцеватость и мигматитовая полосчатость при приближении к дайке сначала становятся субпараллельными контакту с мафитом и наконец полностью к этому контакту приспособляются. Это значит, что тоналиты были рассланцованы, метаморфизованы и мигматизированы еще до внедрения дайки, которая позднее подверглась будинажу (см. рис. 3а и 3б).

УЧАСТОК "КАРТЕШ"

Участок расположен на северном берегу Чупинской губы при выходе ее в Белое море (см. врезку на рис. 2 и рис. 4). Здесь в основном развиты те же вещественные комплексы, что и на участке "Ковда", за исключением мафитов-1. Но в отличие от участка "Ковда" верхнее положение в тектоно-стратиграфической шкале занимает Приморская пластина, нижнее – Нильмозерская, что совершенно закономерно: участок "Ковда" расположен на нормальном крыле крупной лежа-

чей складки, участок "Картеш", как и весь Чупинский сектор БПП, – на переворотном крыле. Все породы преимущественно имеют северо-западное простирание и полого падают на северо-восток. От этой схемы имеются многочисленные отклонения, связанные с развитием многочисленных мелких и средних складок. Наиболее сложно дислоцирована Приморская пластина, смятая в складки неправильной конфигурации, возможно, изначально линейные, но впоследствии сильно деформированные. На юго-западе Приморская пластина срезается контактом Серакско-Картешской мафической зоны, которая никак не принимает участия в названных складках и ведет себя как интрузивное тело, внедрившееся по сместителю, разделяющему по-разному деформированные тектонические пластины.

На всем своем протяжении Серакско-Картешская зона ограничена контактами, которые по простиранию меняют свой характер. Юго-западный контакт, по-видимому, на всем своем протяжении изначально интрузивный, но впоследствии сильнее или слабее тектонизированный. Сложнее обстоит дело с северо-восточным контактом, который несколько меняет свой характер: в большинстве случаев явно тектонизированный, он постепенно превращается в интрузивный и местами

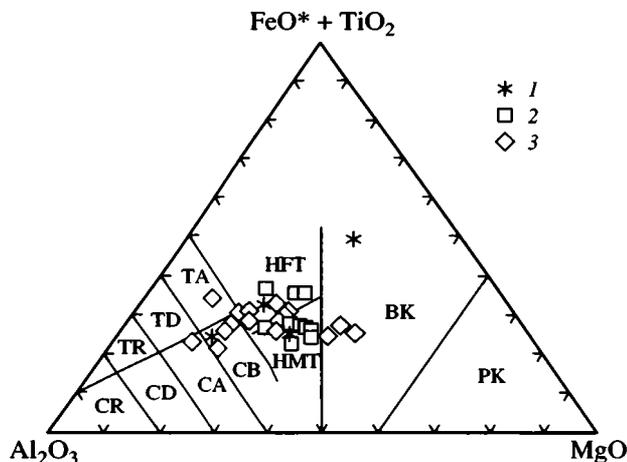


Рис. 5. Диаграмма Al_2O_3 – $(FeO^* + TiO_2)$ – MgO [24] для пород мафических зон (в катионных %)

1 – амфиболиты мафитов-1 (участок “Ковда”); 2 – мафиты-2 участка “Ковда” (амфиболиты-1 и -2 не разделены); 3 – мафиты-2 участка “Картеш”

Толейтовая серия: HMT и HFT – толейты высокомагнезиальные и высокожелезистые, TA, TD, TR – андезиты, дациты, риолиты толейтовой серии; известково-щелочная серия: CB, CA, CD, CR – базальты, андезиты, дациты, риолиты; BK – базальтовый коматиит; PK – перидотитовый коматиит

осложнен мелкими апофизами, проникающими во вмещающие породы на десятки сантиметров. Особый интерес представляет расположение северо-восточного контакта, проходящего по сорванному крылу антиформной складки, и локальное подворачивание поверхности контакта к крылу этой складки (см. рис. 4). Таким образом, контакт мафической зоны прошел по сорванным крыльям ранее сформированных пликативных структур. Со стороны нижней – Нильмозерской пластины – контакт мафической зоны нигде складки не срезает. Породы располагаются совершенно согласно с мафитами и полого падают на северо-восток. Анализ имеющегося материала показывает, что Серякско-Картешская зона на протяжении десятков километров фактически залечивает по-разному деформированные тектонические пластины древнего “дочупинского” аллохтона. Далее к северо-западу различия в деформации обеих пластин нивелируются, что связано с нарастающим тектоническим течением, выражающимся в образовании крупной колчановидной складки.

Вдоль юго-западного контакта мафитов располагается тело кварцевых диоритов шириной от нескольких десятков до 200 м с возрастом 2780 млн. лет [22]. Кварцевые диориты располагаются совершенно согласно с мафитами и образуют с ними тонкое переслаивание, напоминающее по морфологии мигматиты. В северо-восточном контакте мафитов тоже встречено небольшое

тело диоритов, но здесь оно содержит ксенолиты мафитов, что может свидетельствовать о заведомо более позднем внедрении диоритов. Кроме того, дайкообразные тела диоритов, аналогичные развитым в самой мафической зоне, встречены в Приморской пластине на расстоянии нескольких сотен метров от контакта с мафической зоной. Некоторые из них настолько крупные, что находят отражение на геологической карте (см. рис. 4). Все сказанное верно в деталях. Но на разрезе участка “Картеш” в целом, ко всему прочему, отчетливо вырисовывается замок крупной лежащей изоклинальной складки – характернейшего элемента Чупинского сектора Беломорского пояса [11].

СОСТАВ БАЗИТОВ МАФИЧЕСКИХ ЗОН

Мафиты-1 пользуются незначительным распространением в пределах участка “Ковда” и охарактеризованы только тремя анализами, что не дает основания для их серьезного рассмотрения. Поэтому в настоящем разделе рассматриваются главным образом значительно лучше представленные мафиты-2 Серякско-Картешской зоны, отличающейся значительной мощностью и слагающей единую непрерывную тектоническую структуру на протяжении 80 км.

В районе Картеша мафиты сложены преимущественно гранатосодержащими амфиболитами с реликтами габброидной структуры. Их главная ассоциация $Grt + Hb + Pl + (Bt) + (Ep) + (Qtz)$ при значительной вариации содержания отдельных минералов. В районе участка “Ковда” зона мафических пород имеет более сложное строение: мелкозернистые гранат и клинопироксенсодержащие, иногда тонкополосчатые амфиболиты чередуются с бесклинопироксеновыми. По данным [19, 20] последние развиваются по первым. Амфиболиты чередуются с полосами кварцевых диоритов и тоналитов. Возможно, указанные амфиболиты слагают несколько небольших неоднородных по строению тел, сливающихся на более глубоком уровне и находящихся в тектонических взаимоотношениях с более поздними биотит-эпидотовыми и роговообманковыми диоритами-тоналитами и более древними биотит-эпидотовыми тоналитами-трондьемитами. К указанной выше ассоциации в пироксенсодержащих разновидностях добавляется клинопироксен.

По соотношению щелочей, железа и магния амфиболиты относятся к толейтовой серии нормальной щелочности. На диаграмме Al_2O_3 – $(FeO^* + TiO_2)$ – MgO они преимущественно располагаются также в поле толейтов, но делятся на высокожелезистые и высокомагнезиальные разности (рис. 5). Три образца Картеша лежат в поле базальтовых коматиитов. В таблице приведены средние составы пород Картеша и Ковды, индивидуальные анализы даны для мафитов-1 и трех образцов Картеша (ультрабазита и пород, обога-

ценных эпидотом и гранатом). Кроме того, анализ петрохимических данных Ковды показывает, что для трех анализов из 10 характерны повышенные содержания Ti, V и Fe, пониженные Mg, Ni, Cr и Al. Эти особенности дали основание выделить их в самостоятельную группу – амфиболиты-2, в отличие от остальных (амфиболиты-1). Для них характерны более высокие содержания Ba, Sr, Y, Zr, Nb (таблица), причем характерно дискретное изменение всех указанных элементов. Один образец с максимальным содержанием SiO₂ (см. таблицу) по главным элементам близок к первой группе, по малым – ко второй. Это разделение оправдано и с геологических позиций: амфиболиты-1 более древние, чем амфиболиты-2, причем не исключено, что последние развивались за счет первых при метаморфизме [6].

Сравнение средних составов амфиболитов Картеша и Ковды методом порядковых критериев указывает на отсутствие значимых различий с 95-процентной вероятностью для большинства исследованных элементов, кроме Al, Mn, Nb, Th.

Очень характерно практическое отсутствие значимых связей SiO₂ с породообразующими окислами и малыми элементами, связей родственных элементов друг с другом (K с Ba и Rb, Ca с Sr, Mg с Co), которые обычно свойственны магматическим породам и отражают фракционную кристаллизацию магмы. Все это приводит нас к выводу, что исследуемые породы испытали, вероятно, в процессе метаморфизма, в результате которого они превращены в амфиболиты, перераспределение вещества, что нарушило связи, свойственные магматическим породам. Нельзя не обратить также внимание на тот факт, что на диаграмме Л.С. Бородина (K + Na)/Ca–A_c фигуративные точки, располагаясь в поле толеитов, также не ложатся на линии известных магматических трендов [6]. Корреляционные связи не одинаковы для базитов Ковды и Картеша. В последних их значительно меньше. Это может быть связано с более низкой степенью метаморфизма последних, когда связи, свойственные магматическим породам, нарушены, но в силу незавершенности наложенных процессов новые связи, обязанные процессам метаморфизма, еще не оформились окончательно. Эти различия понятны и с точки зрения интенсивности деформаций и сопутствующего им более активного тектонического перемещения вещества на участке Ковды. Характерно, что даже при наличии связей между некоторыми элементами, например Ni–Mg, Sr–Mg, в пределах рассматриваемых участков для каждого из них тренды индивидуальны. Высокие значения Ti/Zr отношений (102–122) в амфиболитах-1 Ковды близки к мантийным, тогда как в амфиболитах-2 они более низкие (78–93), что-либо говорит о контаминации расплавов, либо о роли метаморфического фактора.

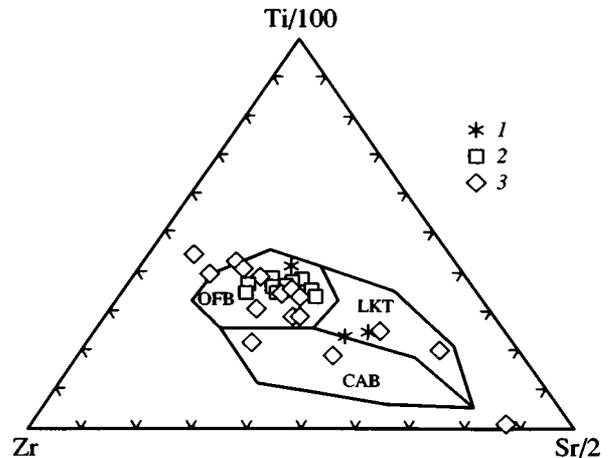


Рис. 6. Диаграмма Zr – Ti/100 – Sr/2 [26] для пород мафических зон

Условные обозначения см. на рис. 4. OFB – базальты дна океана; LKT – низкощелочные толеиты; CAB – известково-щелочные базальты

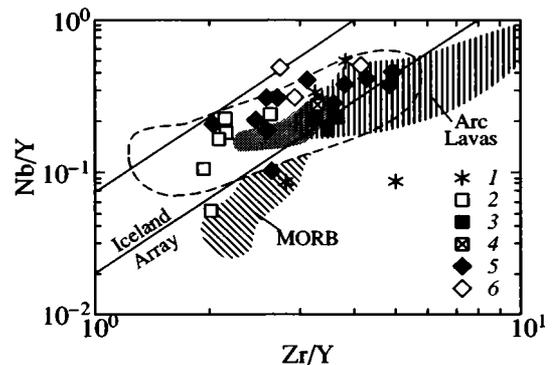


Рис. 7. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y для пород мафических зон 1–3 – участок “Ковда”: 1 – мафиты-1 (амфиболиты); 2, 3 – мафиты-2: 2 – амфиболиты-1, 3 – амфиболиты-2, 4 – промежуточная порода; 5–6 – участок “Картеш”: 5 – амфиболиты, 6 – ультраосновные породы, обогащенные глиноземом

MORB – поле составов базальтов срединно-океанических хребтов; Arc Lavas – поле лав островных дуг (океанических и континентальных); пунктир ооконтуривает поле точек меловых базальтов дна океана; контур внутри – базальты Явы; Iceland Array – пограничные линии для базальтов и пикритов неовулканических зон Исландии по [25]

Тоналит, секущий амфиболиты Картеша (см. таблицу), относится к породам, недосыщенным Al, с высоким содержанием щелочей. На графиках, показывающих значимые корреляции между Fe и Si, Zr и Si, Co и Si, V и Si, Zr и Nb, Ni и Cr, Co и V, содержания которых различны в амфиболитах и тоналитах, тоналит ложится на продолжение линий трендов, что может свидетельствовать о комагматичности диоритов – тоналитов и габброидов, исходных для амфиболитов.

Характеристика особенностей химизма пород мафических зон

Участок, тип пород	Ковда, мафиты-1			Ковда (Серяк), мафиты-2						Картеш, мафиты-2						
	Отдельные образцы, №			Амфиболиты		Амфиболиты-1		Амфиболиты-2		Обра- зец	Амфиболиты		Отдельные образцы, №			Тонали- ты
	2960/1	2904/2	2924/1	X(10)	σ	X(6)	σ	x(3)	σ		3124	x(13)	σ	4685	4685	
SiO ₂	49.24	48.58	51.84	49.77	1.55	48.15	1.13	50.66	1.05	52.26	51.64	1.70	46.19	44.15	43.23	66.50
TiO ₂	0.84	0.69	1.6	1.02	0.35	0.74	0.12	1.49	0.11	0.92	0.92	0.14	0.39	0.26	1.83	0.61
Al ₂ O ₃	18.01	14.53	13.85	12.94	0.99	13.65	0.45	11.66	0.60	13.12	14.55	1.94	20.35	21.56	15.41	15.21
FeO	9.83	11.13	12.33	11.86	1.67	11.09	0.82	14.09	0.44	11.19	11.67	1.56	10.53	13.96	15.90	5.60
MnO	0.14	0.15	0.15	0.19	0.02	0.18	0.02	0.21	0.02	0.18	0.25	0.07	0.12	0.25	0.18	0.10
MgO	4.24	8.6	5.56	7.83	1.53	9.42	0.40	6.40	1.15	8.49	6.50	2.30	5.44	5.96	16.67	2.24
CaO	11.04	10.37	8.76	11.01	1.75	11.04	1.76	9.99	0.42	8.99	10.12	1.75	12.63	9.00	3.22	6.05
Na ₂ O	4.05	2.99	2.96	2.14	0.51	2.46	0.37	2.17	0.55	1.19	2.18	1.00	2.54	2.27	0.89	2.65
K ₂ O	0.98	0.56	0.85	0.74	0.32	0.56	0.20	0.83	0.83	1.22	0.79	0.42	0.61	1.03	0.63	1.34
P ₂ O ₅	0.23	0.07	0.13	0.15	0.12	0.08	0.04	0.30	0.11	0.08	0.11	0.05	0.02	0.02	0.28	0.12
Mg	0.43	0.58	0.45	0.53	0.08	0.58	0.04	0.44	0.04	0.58	0.49	0.09	0.48	0.43	0.65	47
Rb	8	14	9	15	10	12	4	14	5	44	24	13	20	37	17	0.61
Sr	207	184	142	101	28	83	17	128	18	89	120	65	151	113	45	215
Y	17	15	23	23	6	19	2	31	15	17	21	5	6	10	35	20
Zr	66	44	77	64	28	42	3	104	6	55	69	23	17	8	117	155
Nb	7	1	7	4	2	2.5	0.8	5.3	1.2	4	5	2	3	5	9	9
Pb	10	11	9	10	4	11	3	7	6	12	10	6.53	3	11	0.9	10
Th		11	6	4	2	3.8	1.5	4.6	3.5	4	2	2	2	13	0.9	1.5
Ti	5040	4310	9921	6358	2293	4707	555	8933	326	4973	5463	856	2266	1519	10850	3636
Ba	16	17	36	76	70	46	24	84	5	272	149	109	100	192	128	343
Cr	97	246	132	217	95	288	40	104	58	209	379	247	466	315	192	57
Ni	27	123	86	131	79	184	67	59	16	68	162	99	256	237	50	41
Co	42	53	50	50	5	49	5	53	7	48	54	13	85	66	48	18
V	199	192	169	246	40	234	19	295	8	249	240	56	142	277	363	66
Ti/Zr	76	98	129	104	15	111	6	86	7	90	85	20	133	190	93	23
Nb/Y	0.41	0.07	0.3	0.17	0.07	0.13	0.05	0.17	0.04	0.24	0.27	0.11	0.5	0.48	0.26	0.45
Zr/Y	3.9	2.9	3.3	2.7	0.6	2.2	0.2	3.4	0.2	3.2	3.1	1.1	2.8	0.8	3.3	7.8
A _c	0.64	0.63	0.75	0.68	0.05	0.65	0.03	0.72	0.04	0.77	0.74	0.04	0.59	0.58	0.56	
(KNa)/C	0.77	0.59	0.73	0.44	0.11	0.42	0.12	0.50	0.12	0.40	0.52	0.31	0.42	0.59	0.73	

Примечание. Образцы пород, используемые в работе, принадлежат коллекциям Ю.В. Миллера, Р.И. Милькевич, Т.А. Мысковой, А.Б. Львова, Н.А. Арестовой. Главные элементы (в мас. %) определялись в лаборатории ВСЕГЕИ методом рентгеноспектрального анализа; содержание малых элементов (г/т) определялись на рентгеновском анализаторе VRA-30 в лаборатории ИГГД РАН. Цифра после "х" (значение среднего) обозначает количество анализов, σ – стандартное отклонение, A_c рассчитана согласно [6].

Использование различных геохимических диаграмм, по которым можно судить о геодинамических обстановках, дает несколько противоречивые результаты, но, как правило, точки амфиболитов попадают в поля океанических толеитовых базальтов. На диаграмме Zr–Ti–Sr [26] все амфиболиты Ковды располагаются в поле базальтов дна океана, из образцов Картеша 2/3 анализов располагаются в этом же поле (рис. 6). На диаграмме Th–Zr–Nb они располагаются в поле толеитов островных дуг. В координатах Nb/Y–Zr/Nb (рис. 7) точки амфиболитов-1 и часть пород Картеша располагаются в поле океанических плато-базальтов [25], как и на диаграмме Ni–Mg (рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Синтез наблюдений, выполненных на исследованной территории, обнаруживает острую нехватку геологической, петрологической, структурной и, в первую очередь, геохронологической информации, что отражает общую низкую изученность Хетоламбинского террейна. Сказанное в первую очередь относится к региональному геологическому несогласию между Хетоламбинским террейном и Чупинским покровом и – самому феномену погружения протоокеанической коры под промежуточную тоналитовую зону. Необходимо объяснить полное отсутствие мафических зон в промежуточной тоналитовой зоне и краевой части Карельского кратона.

Между тем названные процессы не находят исчерпывающего объяснения и с позиции субдукции как изолированного явления. Картина становится в первом приближении объяснимой, если признать, что Хетоламбинский террейн до взаимодействия с Карельским кратоном и окаймляющей его промежуточной тоналитовой зоной находился на значительном удалении от них и испытал определенное автономное развитие, начавшееся с регионального покровообразования и залечивания сместителей, разделяющих элементы древнейшего(?) аллохтона, мафитами-1. Позднее система покровов и мафиты-1 были смяты в выдержанные по простиранию линейные складки, сопровождавшиеся метаморфизмом и ультраметаморфизмом в условиях амфиболитовой фации. Система линейных складок осложнялась продольными разломами и ослабленными зонами, которые контролировали сравнительно мощные и протяженные мафиты-2. Все эти процессы никак не отразились на Карельском кратоне, на промежуточной тоналитовой зоне и никак не могли отразиться на супракустальных образованиях Чупинского покрова, поскольку они в это время еще не начали отлагаться. Только на рубеже примерно 2870–2880 млн. лет Хетоламбинский террейн пришел в непосредственное соприкосновение с промежуточной тоналитовой зоной. При этом линия соприкосновения обеих сиаличе-

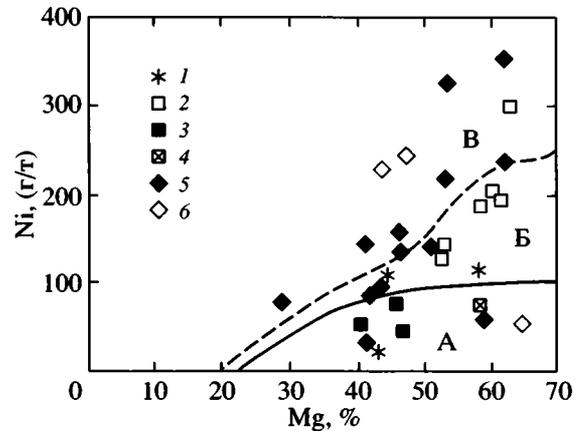


Рис. 8. Диаграмма Ni–Mg для пород мафических зон. Условные обозначения см. на рис. 7. Поля лав: А – задуговых бассейнов, Б – задуговых бассейнов и базальтов дна океана; В – поле базальтов дна океана по [25]

ских масс нашла выражение в протяженном желобе, по которому Хетоламбинский террейн, сложенный в значительной степени мафическими образованиями, субдуцировал под “легкие” тоналиты промежуточной зоны. В это же время желоб начал заполняться чупинскими граувакками с прослоями вулканитов, отлагавшимися на предварительно дислоцированных хетоламбинских образованиях. Между тем косой подвиг хетоламбинских дислоцированных пород под тоналиты промежуточной зоны сделал очевидным крупнейшее структурное несогласие БПП. Одновременно чупинские метаграувакки и подчиненные прослои вулканитов отлагались на предварительно деформированных хетоламбинских образованиях, заполняли желоб и, в то же время, затягивались в зону подвига под тоналиты промежуточной зоны.

Тоналиты промежуточной зоны мощностью 60–80 км, располагавшейся между Карельским кратоном и Хетоламбинским террейном, сыграли столь важную роль в становлении БПП, что их нельзя обойти молчанием. Выполненные исследования показали, что массовое тоналитообразование, обусловленное выплавлением тоналитов из обогащенных магнием субдуцированных базальтов, связано с повышенной степенью парциально-плавления мантийного вещества в условиях высокого теплового потока. При этом изотопные возрасты субдукции и тоналитообразования значимо не различаются, и, в первом приближении, могут рассматриваться как синхронные и взаимобусловленные процессы [14].

Другой вопрос, нас непосредственно касающийся, – это проблема сопоставления зеленокаменных поясов Карельского кратона и мафических зон Хетоламбинского террейна. Действительно, они обладают некоторым поверхностным сходством и в то же время отличаются и по веще-

ству, и по структуре. Если не вдаваться в детали вещественного состава, то для мафических зон Хетоламбинского террейна следует отметить две главные отличительные особенности: во-первых, значительная роль метадиоритов и, во-вторых, определенное сходство основных пород с вулканитами срединно-океанических хребтов. Еще явственнее выступают структурные особенности мафических зон, которые представляют собой узкие тела, крайне протяженные, обычно шириной в сотни метров. При этом все составляющие их породы подчинены общей линейной структуре. Для зеленокаменных поясов характерны амёбовидные и/или петельчатые структуры часто шириной в десятки, иногда в сотни километров. Здесь специально не рассматривается вопрос о разнообразном генезисе зеленокаменных поясов, – вопрос, требующий специального анализа, к тому же изобилующий дискуссионными моментами. Между тем мафические зоны, судя по всему, всегда имеют единый генезис, каким бы он ни был. Что касается разновозрастности зеленокаменных поясов, то это явление обычное, но сочетание мафических зон разной генерации, какое установлено нами на участке “Ковда”, кажется, встречено впервые.

Теперь попробуем воспользоваться теми возможностями, которые открывает нам Хетоламбинский террейн для восстановления истории “дочупинского” развития, т.е. предшествующей субдукции и, соответственно, предваряющей заложение БПП. Итак, совокупность наблюдений на обоих рассмотренных участках позволяет установить следующую последовательность “дочупинских” событий: (1) становление кислой тоналитовой коры с небольшими редкими включениями базитов (установлены только на участке “Картеш”), (2) покровообразование, сопровождавшееся метаморфизмом амфиболитовой фации и тонкой мигматизацией тоналитов, (3) внедрение мафитов-1 по сместителям, ограничивающим элементы аллохтона, (4) смятие элементов аллохтона и разделяющих их мафитов-1 в систему прямых линейных складок, (5) осложнение линейных складок продольными согласными разрывами и залечивание их сравнительно мощными и протяженными мафитами-2. Стоит подчеркнуть, что более молодые разрывы, сместители, ослабленные зоны нигде мафитами не залечиваются.

Что касается возраста мафических зон, то ограниченное количество геохронологических данных пока что не дает однозначного ответа на этот принципиальный вопрос. Предполагается, что кварцевые диориты, растянувшиеся в интервале 2850–2780 млн. лет [3], либо комагматичны габброидам, слагающим мафические зоны, либо выплавились из них на более глубоком уровне. Действительно, такой разницей в цифрах возраста едва ли свидетельствует об разновозрастности мафитов и сопровождающих их пород в разных

секторах единой тектонической структуры. Здесь, по-видимому, смешиваются различные, сейчас еще не понятые процессы. Что касается возраста самих мафитов-2, то о нем, скорее всего, можно судить по прослою гнейсов, близких в химическом отношении риодацитам, образующим маломощный прослой среди основных пород Лоухской мафической зоны (к югу от рассматриваемого района) с возрастом 2878 ± 13 млн. лет [3]. Эта цифра вполне отвечает главному геологическому признаку мафических зон – развитию их до отложения чупинских граувакк.

Наконец, состав мафитов, представленных преимущественно амфиболитами, отвечает базитам толеитовой серии нормальной калиевости и они близки к океаническим толеитам. По реликтовым габбровым структурам есть основания предполагать, что в основном они возникли при метаморфизме габброидов, но в разных участках не идентичных друг другу, что может свидетельствовать о существовании нескольких магматических очагов в пределах зоны, возможно, несколько разной глубинности, о чем свидетельствуют более высокие содержания Ni и Cr в базитах Картеша относительно более высоко метаморфизованных амфиболитов Ковды. Характерной их чертой является отсутствие некоторых корреляционных связей, свойственных интрузивным породам и отражающих магматическую дифференциацию, что, возможно, связано с влиянием процессов метаморфизма. Как отмечалось выше, метаморфизм мафитов повышается с юго-востока на северо-запад (от Картеша к Ковде) от эпидот-амфиболитовой фации до амфиболитовой, достигая условий зоны ультраметаморфизма. В этом же направлении фиксируется тенденция усиления тектонического течения, мафиты становятся более неоднородными. Несмотря на противоречивые данные о геодинамической обстановке возникновения мафитов на основании использования общепринятых дискриминантных диаграмм (фигуративные точки располагаются в поле базальтов дна океана, островных дуг, океанических платобазальтов), можно утверждать, что их формирование связано с океаном.

ВЫВОДЫ

1. Хетоламбинский террейн до взаимодействия с Карельским кратоном через промежуточную тоналитовую зону был пространственно разобщен с ними и испытал автономное развитие, включающее по крайней мере: (1) становление тоналитовой коры, (2) покровообразование, сопровождавшееся метаморфизмом и тонкой мигматизацией тоналитов в условиях амфиболитовой фации, (3) залечивание сместителей между покровами ранними мафитами-1, (4) смятие покровов в систему прямых линейных складок, осложненных продольными разломами, которые

контролировали поздние относительно мощные и протяженные мафические зоны-2.

2. Породы мафических зон-2 на всех наблюдаемых гипсометрических уровнях ведут себя как интрузивные образования, контакты которых в ряде случаев тектонизированы, но нигде не замещаются и не нарушаются поздними тоналитами.

3. Взаимодействие Хетоламбинского террейна с промежуточной тоналитовой зоной выразилось в развитии протяженного желоба, по которому Хетоламбинский террейн субдуцировал под тоналиты промежуточной зоны. При этом мафические зоны-2, маркирующие простирание хетоламбинской складчатости, оказались ориентированными под острым углом к субдукционному желобу, что выявило крупнейшее структурное несогласие БПП.

4. С началом субдукции – примерно на рубеже 2870–2880 млн. лет – субдукционный желоб начал заполняться граувакками с резко подчиненными прослоями вулканитов, которые отлагались на ранее дислоцированных породах Хетоламбинского террейна на разновозрастных мафических зонах и одновременно затягивались под тоналиты промежуточной зоны.

5. Достаточно пестрый химический состав мафитов, слагающих единое в структурно-тектоническом отношении пластообразное тело – Серякско-Картешскую мафическую зону – свидетельствует о гетерогенной природе этой зоны и относительной длительности ее становления как ослабленной структуры, куда неоднократно поступали порции неоднородных по своему химизму расплавов: габброидов–тоналитов. Степень метаморфизма пород мафической зоны возрастает от эпидот-амфиболитовой до высокотемпературной амфиболитовой фации с юго-востока на северо-запад по направлению нарастания степени тектонического течения, что отражается на изменении характера корреляционных связей между содержаниями ряда элементов в мафитах.

6. Процесс становления мафических зон Хетоламбинского террейна, – процесс во многом еще нерасшифрованный, в частности, очень слабо датированный, представляет собой форму проявления наложенной океанизации изначально кислой коры. Именно поэтому, когда Хетоламбинский террейн вступил во взаимодействие с тоналитами промежуточной зоны, он выступил в роли протоокеанической коры, стал погружаться под “легкие” тоналиты и положил начало заложению БПП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1986. 100 с.
2. Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Шипанский А.А. и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккреционная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.
3. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
4. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И. и др. U-Pb возраст цирконов из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 4. С. 517–521.
5. Бибикова Е.В., Шельд Т., Богданова С.В. и др. Геохронология Беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1411.
6. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.
7. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1966. № 1. С. 115–140.
8. Левченков О.А., Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. и др. U-Pb изотопный возраст метаандезитов верхней части разреза супракrustальных образований северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 378–381.
9. Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 657–677.
10. Миллер Ю.В. Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997. № 4. С. 80–89.
11. Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–28.
12. Миллер Ю.В. Соотношение позднеархейских субдукции и коллизии, проявленных в Беломорском подвижном поясе // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Матер. XXXVII совещания МТК. Новосибирск: Филиал “Гео”, 2004. Т. 2. С. 18–21.
13. Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Мыскова Т.А., и др. Новые данные о составе, структурной позиции и геохронологической значимости Чупинского покрова Беломорского подвижного пояса // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 379–382.
14. Миллер Ю.В., Львов А.Б., Мыскова Т.А., Богомолов Е.С., Пушкарев Ю.Д. Поиски древней континентальной коры в области сочленения Карельского кратона с Беломорским подвижным поясом: изотопно-геохимический подход // Геохимия. 2003. № 12. С. 1262–1274.
15. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.
16. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А. и др. Толетовый и известково-щелочной магматизм в северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса: геохимические признаки субдукционной обстановки // Геохимия. 2003. № 12. С. 1262–1274.

17. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-химических данных // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 6. С. 653–664.
18. Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.
19. Степанов В.С. Ультрабазиты и амфиболиты оз. Серяк (к проблеме генезиса беломорских амфиболитов) // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1983. С. 27–38.
20. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 177 с.
21. Bibikova E.A., Glebovitsky V.A., Claesson S. et al. New isotopic data on the protolith age and evolutionary stages of the Chupa formation, Belomorian belt // *Geochemistry International*. 2001. Vol. 39. Suppl. 1. P. 512–517.
22. Borisova E.Yu., Bibikova E.V., L'vov A.B. et al. U-Pb age and nature magmatic of complex of Seryak mafik zone (Belomorian mobile belt, Baltic Shield) // *Terra Nova*. 1997. Vol. 9. Abstracts Suppl. № 1. P. 132–133.
23. Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1978. Vol. 35. № 1–2. P. 15–72.
24. Jensen L.S., Pyke D.R. Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. // Eds. Arndt N.T., Nisbet E.G. // *Komatiites*. George Allen, Unwin, London. P. 147–157.
25. Kerr A.C., White R.V., Saunders A.D. LIP Reading: Recognizing Oceanic Plateaux in the Geological Record // *J. Petrology*. 2000. Vol. 41. № 7. P. 1041–1056.
26. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 19. № 2. P. 290–300.

Рецензенты: Ф.П. Митрофанов,
В.С. Федоровский, В.М. Моралев

Role of the Khetolambina Terrane in the Origin and Early Evolution of the Belomorian Mobile Belt

Yu. V. Miller, V. S. Baikova, N. A. Arestova, and I. K. Shuleshko

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

Abstract—The Belomorian Mobile Belt (BMB) was for a long time a region of interaction between the Karelian Craton and the Khetolambina Terrane, which manifested itself as a protooceanic plate during an interval of 2880–2780 Ma and, possibly, later. The plate was subducted, strictly speaking, not beneath the marginal part of the Karelian Craton, but under an intermediate tonalite zone, where no perceptible admixture of ancient crustal material has been detected [14]. Meanwhile, the subduction of the Khetolambina Terrane beneath the intermediate tonalite zone brought about the origin and the evolution of the Belomorian Mobile Belt. Subsequently, the subduction gave way to collision (2740–2690 Ma ago), and the Khetolambina Terrane that was closely amalgamated with the Karelian–Belomorian plate ceased playing the role of an independent tectonic unit located, probably, between the Karelian Craton and the Kola geoblock only during the Paleoproterozoic rifting stage (2450–2350 Ma). The zone, where the Khetolambina Terrane was subducted beneath the intermediate tonalite zone is expressed practically over the whole extent of the mobile belt by a forearc trough filled with metagraywackes of the Chupa Nappe and serves as the major structural line of the BMB. This line separates the mobile belt into two longitudinal zones that differed in composition and structure from the very beginning of their evolution. Even at present, i.e., having been subjected to the multiple joint structural and metamorphic reworking and to a certain leveling of their composition after the active magmatic stage that involved both zones, the Khetolambina Terrane significantly differs from the rest of the BMB. The ancient protolith of the BMB southwest of the Chupa trough consists almost completely of the tonalite–trondhjemite rock association void of any marker beds, and this strongly hampers the interpretation of its regional structure. On the contrary, the Khetolambina Terrane is distinguished by a considerable variability of its rocks, some of which make up sheets or lenses that may be used as key horizons outlining the general structural grain of the terrane. However, the major specific feature of the Khetolambina Terrane consists in the presence within it, and only within it, of so-called mafic zones. These tracts, many dozens of kilometers long and a few hundreds of meters wide (rarely reaching or, the more so, exceeding one kilometer), consist of mafic and ultramafic volcanics alternating with diorites and host tonalites and cut by numerous ultramafic dikes. The performed studies allowed us to recognize, at least, two generations of mafic zones: mafic rocks 1 and mafic rocks 2. Their formation was separated by a stage of thrusting accompanied by metamorphism, ultrametamorphism, and intense linear folding complicated by longitudinal faults and zones of weakness; the thickest and the most extended mafic rocks 2 developed along these faults and tectonic zones. All these structures abut against the Chupa Nappe as if against an insurmountable obstacle. They are not known within the Chupa Nappe altogether just the same as within the rest of the BMB. All this compels us to suggest that the Khetolambina Terrane was separated from the rest of the future BMB before the Chupa graywacke deposition and was experiencing its own individual evolution. The synthesis of the data obtained has allowed drawing a conclusion that the formation of the mafic zones was a kind of oceanization of the initially acid crust of the Khetolambina Terrane. This terrane enriched in mafic components started to subside beneath the lighter tonalites during its subsequent interaction with the intermediate tonalite zone and thus gave rise to the BMB origin.

УДК 551.24:551.721.73(571.74)

КАРБОНАТНЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ, БРЕКЧИИ И МЕЛАНЖИ УАКИТСКОЙ ЗОНЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ): СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2005 г. А. Б. Кирмасов

Геологический факультет МГУ, 119992, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 12.03.2003 г.

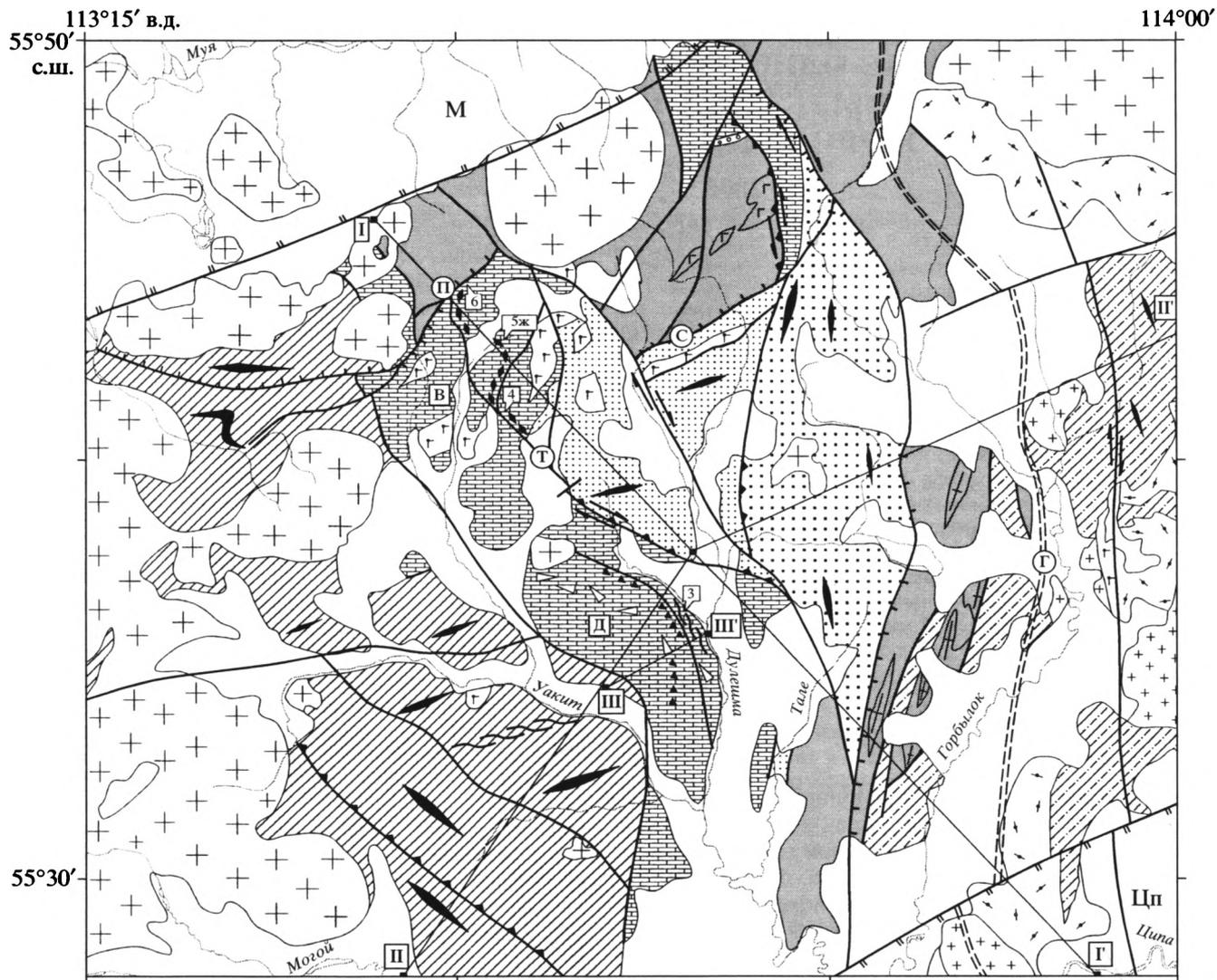
В статье приводятся результаты структурных исследований карбонатных грубообломочных комплексов юктоконской свиты Уакитской зоны. Обсуждаются проблемы палеотектонической эволюции и датирования стратифицированных образований внутренних районов Байкальской складчатой области. Карбонатные грубообломочные комплексы разделены на седиментогенные и тектоногенные. К седиментогенным отнесены частные внутрiformационные мономиктовые карбонатные олистостромы, сформировавшиеся в условиях полузамкнутых мелководно-морских или лагунных бассейнов за счет обрушения карбонатных уступов. Тектоническую природу имеют катаклазиты и разноглыбовые тектонические брекчии, а также карбонатные меланжи, маркирующие зоны разрывных нарушений. Показано, что особенности структурной эволюции развитых по карбонатным породам тектонитов отражают различие динамических условий нагружения при деформации. Предложена качественная модель эволюционных структурно-парагенетических рядов. Карбонатные частные олистостромы, не связанные с надвигообразованием, и локально развитые меланжи в зоне крупных разломов не объясняют смещения комплексов рифейских микрофоссилий и среднепалеозойских миоспор в терригенно-карбонатных породах Уакитской зоны, и использование палинологических данных требует дополнительного тестирования на эталонных разрезах Байкальской складчатой области.

ВВЕДЕНИЕ

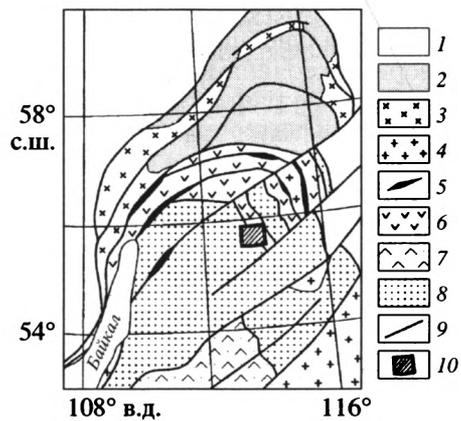
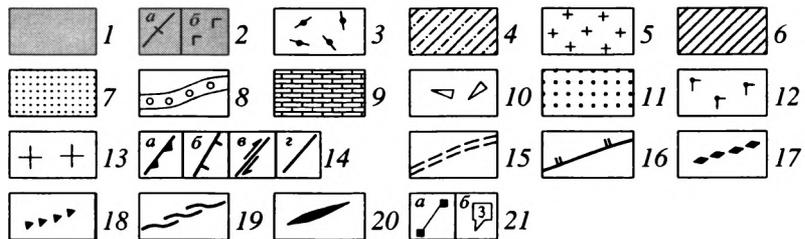
Уакитская зона (рис. 1) располагается во внутренней части Байкальской складчатой области, удалена от сутурных зон восточной ветви Байкало-Муйского пояса и отличается существенно авулканогенным типом разреза рифейских отложений. Такая особенность состава рифейских комплексов послужила основанием для отнесения Уакитской зоны к категории миогеосинклинальных структур байкальского цикла тектогенеза [4]. В дальнейшем, при создании современных обзорных геодинамических реконструкций региона, мощные рифейские терригенные флишеидные толщи интерпретировались как отложения так называемого Баргузинского турбидитового террейна [22] (см. врезку на рис. 1) либо как наложенные на гетерогенное основание грабенообразные прогибы в основании кембрийских карбонатных отложений пассивной окраины юга Сибири [1, 9]. В работе [1] комплекс отложений, сформировавшийся после аккреции микроконтинентальных и островодужных террейнов в конце позднего рифея, предложено называть постааккреционным.

Уакитская зона представляет собой грабенообразный прогиб, имеющий складчато-надвиговую внутреннюю структуру [10], сложенный осадочными верхнерифейско-палеозойскими тол-

щами и ограниченный с севера и востока крупными разрывными нарушениями. На западе осадочные комплексы Уакитской зоны прорваны гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Предполагаемый фундамент в основании мощной осадочной призмы верхнерифейско-кембрийских пород – метавулканыты келянской (олнинской) толщи – в современной структуре обнажается в восточном и северном бортах Уакитского прогиба. К востоку от Горбылокского разлома располагается сложно построенная Жанокская вулcano-плутоническая структура, наложенная на гетерогенное раннекембрийско(?)–рифейское основание [20]. Традиционные представления о строении Уакитской зоны (Г.Л. Митрофанов, 1972 г. и др.) предполагают в целом трехчленное строение осадочных терригенно-карбонатных (постаккреционных, по [1]) отложений (рис. 2). Нижний комплекс сложен интенсивно дислоцированными терригенными породами мухтунной (из состава которой впоследствии была выделена также сырыхская свита) и терригенно-карбонатными отложениями нерундинской свиты. Рифейский возраст нижнего комплекса обоснован немногочисленными находками микрофоссилий и косвенно подтверждается описанными в зоне Горбылокских разломов фациальными переходами между данными образованиями и вулканистами жанокского комплекса,



0 5 10 км



для которых имеются геохронологические определения [20]. *Средний комплекс*, в основании которого предполагается крупное угловое несогласие, представлен мощными карбонатными, преимущественно доломитовыми, толщами юктоконской свиты кембрийского возраста с терригенными отложениями гольцовой свиты в основании разреза. *Верхний комплекс* представлен карбонатными валунно-глыбовыми конгломератами, карбонатными и полимиктовыми песчаниками санской свиты девонского (?) [11, 19] возраста, выполняющими узкую грабен-синклиналь к западу от Горбылокской зоны разломов. Соотношения комплексов повсеместно тектонические, за исключением наблюдаемого в СВ части Уakitской зоны налегания терригенных пород гольцовой свиты на келянские метавулканисты.

Карбонатные хаотические комплексы (миктиты, по [16]), образованию которых посвящена данная работа, располагаются внутри разреза юктоконской свиты. Юктоконская свита, охарактеризованная фаунистическими остатками кембрийского возраста, остается единственным надежно установленным возрастным репером в пределах Уakitской зоны. Изотопно-геохронологические данные весьма немногочисленны: так, нижний предел возраста для терригенно-карбонатных отложений Уakitского прогиба определяют позднерифейские вулканисты жанокского комплекса [20], верхний – девонские (?) габброиды бирамьинского (суховского) комплекса и гранитоиды витимканского комплекса карбона – перми; при этом большинство терригенных комплексов содержат комплексы рифейских микрофоссилий и миоспор девона–карбона (см. рис. 2).

Проведение исследований, направленных на изучение структурной эволюции юктоконской свиты, было обусловлено появлением данных о возможном совмещении органических остатков внутри единого (?) карбонатного разреза свиты

[11, 13]. Так называемая “археоциатовая” пачка (вторая подсвита юктоконской свиты), по кембрийскому возрасту которой был датирован весь карбонатный комплекс [5 и др.], как “подстилагся”, так и “перекрывается” доломитами, содержащими органические остатки девонского возраста [11, 13]. Такие соотношения предлагалось рассматривать как результат сложного покровно-складчатого строения территории, что, в сочетании с развитием олистостромовых образований [13], может являться общей причиной совмещения разновозрастных осадочных толщ Уakitской зоны.

Разновозрастные комплексы микрофоссилий в сочетании с плохой сохранностью фаунистических остатков [15], не всегда точная корреляция между изотопно-геохронологическими и биостратиграфическими данными характерны для всего Саяно-Байкальского региона [29 и др.]. Данное исследование – попытка выяснить, существуют ли объективные предпосылки для выделения в изученном районе олистостром, пересмотра возраста структурно-вещественных комплексов и выделения средне-позднепалеозойских осадочных бассейнов во внутренней части Байкальской складчатой области.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ЮКТОКОНСКОЙ СВИТЫ

Традиционные варианты схем расчленения стратифицированных образований Уakitской зоны приведены на рис. 2. Л.И. Салопом [23] было описано согласное налегание юктоконской свиты позднепротерозойского возраста на отложения нерундинской свиты. Впоследствии (Г.Л. Митрофанов, 1972 г.) эти наблюдения подверглись критике, а соотношения свит были описаны как тектонические. Одновременно был обоснован кембрийский возраст свиты [5, 6] и установлено

Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Уakitской зоны, Северное Прибайкалье (по Г.Л. Митрофанову, 1972 г., с изменениями и дополнениями)

1, 2 – островодужные образования, рифей: 1 – келянская толща, 2 – граниты (а) и габброиды (б) муйского комплекса; 3–10 – постааккреционный (по [1, 3]) комплекс: 3, 4 – позднерифейские кислые вулканисты (3) и терригенно-карбонатные породы (4) жанокской свиты, 5 – граниты жанокского комплекса; 6 – терригенно-карбонатные отложения мухтунной толщи (мухтунная и нерундинская свиты); 8 – терригенные отложения сырыхской свиты; 9 – кембрийские известняки и доломиты юктоконской свиты (Д – Дулешминский массив, В – Водораздельный массив); 10 – горизонт с археоциатами; 11 – комплекс наложенных палеозойских прогибов (карбонатные и полимиктовые конгломераты и песчаники санской свиты); 12, 13 – позднепалеозойские интрузии: 12 – габброиды бирамьинского (суховского) комплекса, 13 – гранитоиды витимканского комплекса; 14 – разрывные нарушения (Т – Тале-Юктоконский, П – Приводораздельный, С – Сырыхский разломы): а – надвиги и взбросо-надвиги, б – взбросы, в – сдвиги, г – прочие (преимущественно взбросы); 15 – Горбылокский разлом (Г), по геофизическим данным; 16 – кайнозойские сбросы – ограничения Муйской (М) и Ципинской (Цп) впадин; 17 – зоны карбонатного меланжа; 18 – тектонические брекчии; 19 – зоны внутриформационных сбросов; 20 – простирация осей складок; 21 – линии разрезов (а, см. рис. 3, 7) и участков детальных исследований (б, соответственно номерам рисунков статьи).

На врезке – главные террейны Забайкалья, по [22]: 1 – Сибирская платформа; 2, 3 – Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс: 2 – рифейские отложения, 3 – раннекембрийские образования; 4–8 – аккретированные террейны: 4 – кратонные; 5, 6 – океанический Парамский (5) и островодужный Келянский (6) Байкало-Муйского пояса; 7 – островодужный Еравнинский; 8 – турбидитовый Баргузинский; 9 – разрывные нарушения; 10 – положение района работ

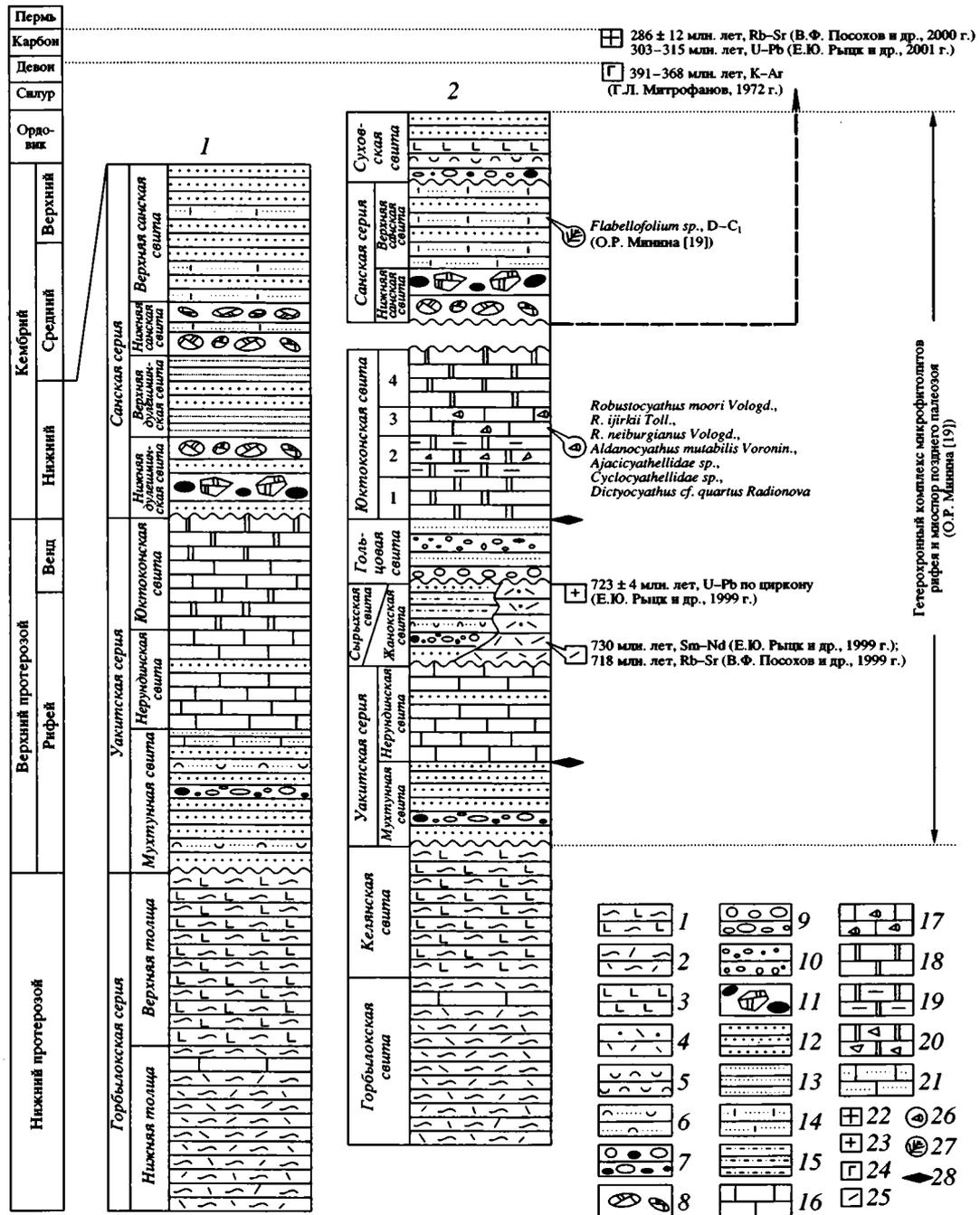


Рис. 2. Схемы расчленения стратифицированных образований Уахитской зоны (1 – по Л.И. Салопу [23], 2 – по Г.Л. Матрофанову, 1972 г., с использованием данных [19])

1, 2 – метаэффузивы основного (1) и кислого (2) состава; 3 – базальты и андезито-базальты; 4 – риолиты, трахирриолиты, туфы кислого состава; 5 – туфы разного состава; 6 – туфопесчаники, туфоалевролиты; 7–9 – конгломераты: 7 – полимиктовые, 8 – карбонатные, 9 – кварцевые; 10 – кварцевые гравелиты; 11 – полимиктовые и карбонатные валунно-глыбовые конгломераты (фангломераты); 12–14 – песчаники (12 – полимиктовые, 13 – кварцевые, 14 – карбонатные) и алевролиты; 15 – алевролиты; 16, 17 – известняки (16), в том числе органогенные (17); 18, 19 – доломиты (18), в том числе глинистые (19); 20 – мономиктовые карбонатные брекчии; 21 – песчаные известняки и доломиты; 22–25 – изотопные определения возраста: 22, 23 – граниты витимканского (22) и жанокского (23) комплексов, 24 – габброиды бирамьинского (суховского) комплекса, 25 – риолиты жанокского комплекса; 26, 27 – палеонтологические находки: 26 – фауны, 27 – флоры; 28 – достоверно установленные стратиграфические контакты

согласное налегание доломитов юктоконской свиты на терригенные отложения гольцовой свиты вендского возраста [4 и др.] (см. рис. 2). Непосредственно в пределах Уакитской зоны согласное налегание карбонатов юктоконской свиты на терригенные породы гольцовой свиты описывалось неоднократно (М.М. Язымир, 1965 г., Г.Л. Митрофанов, 1972, 1976 гг.), в том числе автором данной работы.

Образования юктоконской свиты в долине р. Уакит эрозионно расчленены на два массива, расположенных в междуречье Юктокона и Дулешмы (Дулешминский массив) и в верховьях рек Юктокона и Уакита. Общая мощность свиты оценивалась в 5000 м [6]. Свита сложена толщей доломитов и доломитизированных известняков, в нижней части разреза присутствуют мергели и глинистые доломиты (Г.Л. Митрофанов, 1972 г., [6]). Первая подсвита представлена глинистыми и песчанистыми известняками, сменяющимися вверх по разрезу доломитами и песчанистыми доломитами с остатками водорослей. Вторая подсвита сложена мощной пачкой “пестро” окрашенных карбонатных пород (доломитами, в том числе водорослевыми, мергелями, известняками), ритмично слоистых, иногда алевролитисто-глинистых. Грубослоистые светло-серые и белые доломиты и известняки, содержащие большое количество остатков водорослей и археоциат, отнесены к третьей подсвите. Породы интенсивно окремнены, более дробной стратификации по литологическим признакам подсвита не поддается. На основании находок брахиопод *Kutorgina cf. flerovae Lerm.*, археоциат *Robustocyathus moori Vologd.*, *R. ijirkii Toll.*, *R. neiburgianus Vologd.*, *Aldanocyathus mutabilis Voronin.*, *Ajacyathellidae sp.*, *Cyclocyathellidae sp.*, *Dictyocyathus cf. quartus Radionova* отложения свиты были датированы ранним – средним кембрием (Г.Л. Митрофанов, 1972 г., [6]). Четвертая подсвита сложена фациально изменчивой толщей доломитов и известняков с горизонтами черных битуминозных известняков, брекчий и конгломератов.

Верхний стратиграфический контакт юктоконской свиты не известен. Вместе с тем, в качестве своеобразного маркера, фиксирующего верхний возрастной рубеж накопления юктоконской свиты, было предложено использовать валунно-глыбовые мономиктовые карбонатные или полимиктовые конгломераты (фангломераты) нижней санской свиты (Г.Л. Митрофанов, 1972 г., [23], см. рис. 2). Эти грубообломочные отложения рассматривались как раннекаледонская орогенная моласса, а возраст санской серии считался более поздним по отношению к возрасту юктоконской свиты, т.е. позднекембрийским (Г.Л. Митрофанов, 1972 г.). Отложения юктокон-

ской свиты прорываются силлобразным телом габброидов с возрастом 391–368 млн. лет (К-Аг метод, по данным Г.Л. Митрофанова, 1972 г.) и гранитоидами витимканского комплекса каменноугольного возраста (по данным В.Ф. Посохова, 2000 г., Е.Ю. Рыцка, 2001 г.).

Наиболее достоверными данными о возрасте юктоконской свиты принято считать находки кембрийской фауны в породах третьей подсвиты (так называемой “археоциатовой” пачки). В качестве дополнительного критерия используются также межрегиональные корреляции с разрезами других районов Северного Прибайкалья [2–4, 6 и др.], где кембрийский возраст карбонатных толщ надежно обоснован. Вместе с тем, детальные стратиграфические исследования показали, что как подстилающие, так и перекрывающие “археоциатовую” пачку отложения содержат остатки водорослей, распространенных в силуре – девоне и наиболее характерных для девонских отложений [19] (см. рис. 2). Более того, с предположениями о девонском возрасте юктоконской свиты хорошо коррелируются данные палинологического анализа, свидетельствующие о франско-фаменском интервале осадконакопления. Установленное ранее [13] наличие в разрезе свиты глыбовых брекчий (микститов) в тесной пространственной ассоциации с “археоциатовой” пачкой позволило высказать предположение о возможном широком развитии надвигов внутри карбонатного разреза и олистостромовых комплексов, вероятно, маркирующих основания покровов. С этой точки зрения гетерохронность органических остатков в карбонатных отложениях юктоконской свиты получает удовлетворительное объяснение, а известняки “археоциатовой” пачки рассматриваются как крупный олистолит (аллохтонная пластина) в нарушенном серией тектонических нарушений карбонатном разрезе [13].

Таким образом, определение положения в карбонатном разрезе “археоциатовой” пачки (автохтонное, аллохтонное) и установление генетической природы олистостромовых комплексов являются весьма актуальными проблемами стратиграфии и палеотектоники региона. Нами была сделана попытка решения этих вопросов с использованием методов структурного парагенетического анализа.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основным методом исследования является структурный парагенетический анализ [17, 25 и др.]. Структурные парагенезы понимаются нами как закономерные сочетания различных элементарных структур, сформировавшихся в определенных механических обстановках, расшифровка которых составляет одну из основных задач струк-

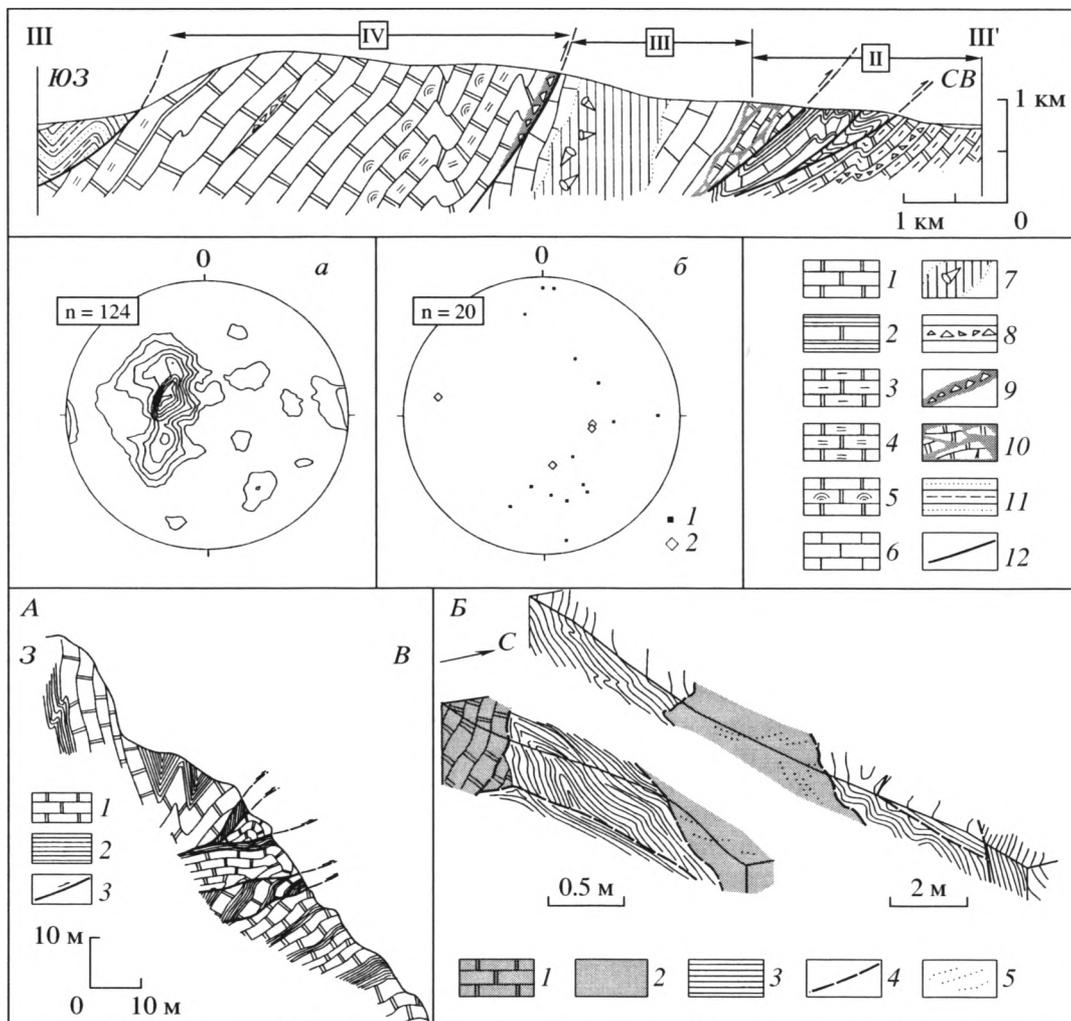


Рис. 3. Структура Дулешминского карбонатного массива (положение профиля см. на рис. 1)

1–10 – южноконская свита (II, III, IV – подсвиты): 1 – доломиты, 2 – пакчи переслаивания доломитов и глинистых доломитов, 3 – глинистые и алевролитистые доломиты, 4 – битуминозные грубослоистые доломиты, 5 – водорослевые доломиты, 6 – известняки и известковистые водорослевые доломиты, 7 – зона окремнения и окварцевания пород с археоциатами, 8 – карбонатные хаотические брекчии, 9 – мелкодресвяные и глыбовые тектонические брекчии и катаклазиты с карбонатным матриксом, 10 – автокластические глыбовые тектонические брекчии; 11 – терригенные породы мухтунной свиты; 12 – разрывные нарушения.

На врезках: А – зона внутрiformационных надвигов, восточный склон Дулешминского карбонатного массива (1 – среднеслоистые доломиты; 2 – тонкослоистые глинистые доломиты; 3 – надвиги); Б – карбонатные мономиктовые олистостромы, восточный склон Дулешминского карбонатного массива (1 – среднеслоистые брекчированные доломиты; 2 – неяснослоистые и неслоистые доломиты; 3 – тонкослоистые глинисто-алевритистые доломиты; 4 – ограничения глыб, зоны трещиноватости; 5 – минеральные жилы).

На сферических диаграммах (верхняя полусфера, равноугольная проекция) показаны ориентировки полюсов слоистости (а), шарниров тектонических (1) и оползневых (2) складок (б); n – количество замеров

турного парагенетического анализа [10, 12, 25]. При генетической интерпретации используются основные положения модели структурных перестроек [25–27 и др.], примеры интерпретации фактического материала с точки зрения такой модели для конкретных объектов изложены в [10, 12]. При описании и изучении генетической природы карбонатных микститов нами использовались принципы и подходы, изложенные в работе [16].

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детальные структурные исследования и отдельные маршрутные наблюдения были проведены нами в различных участках Уакитской зоны (рис. 3, см. рис. 4, 6). Работа существенно осложнялась фрагментарной обнаженностью и монотонностью строения отдельных интервалов разреза карбонатной толщи.

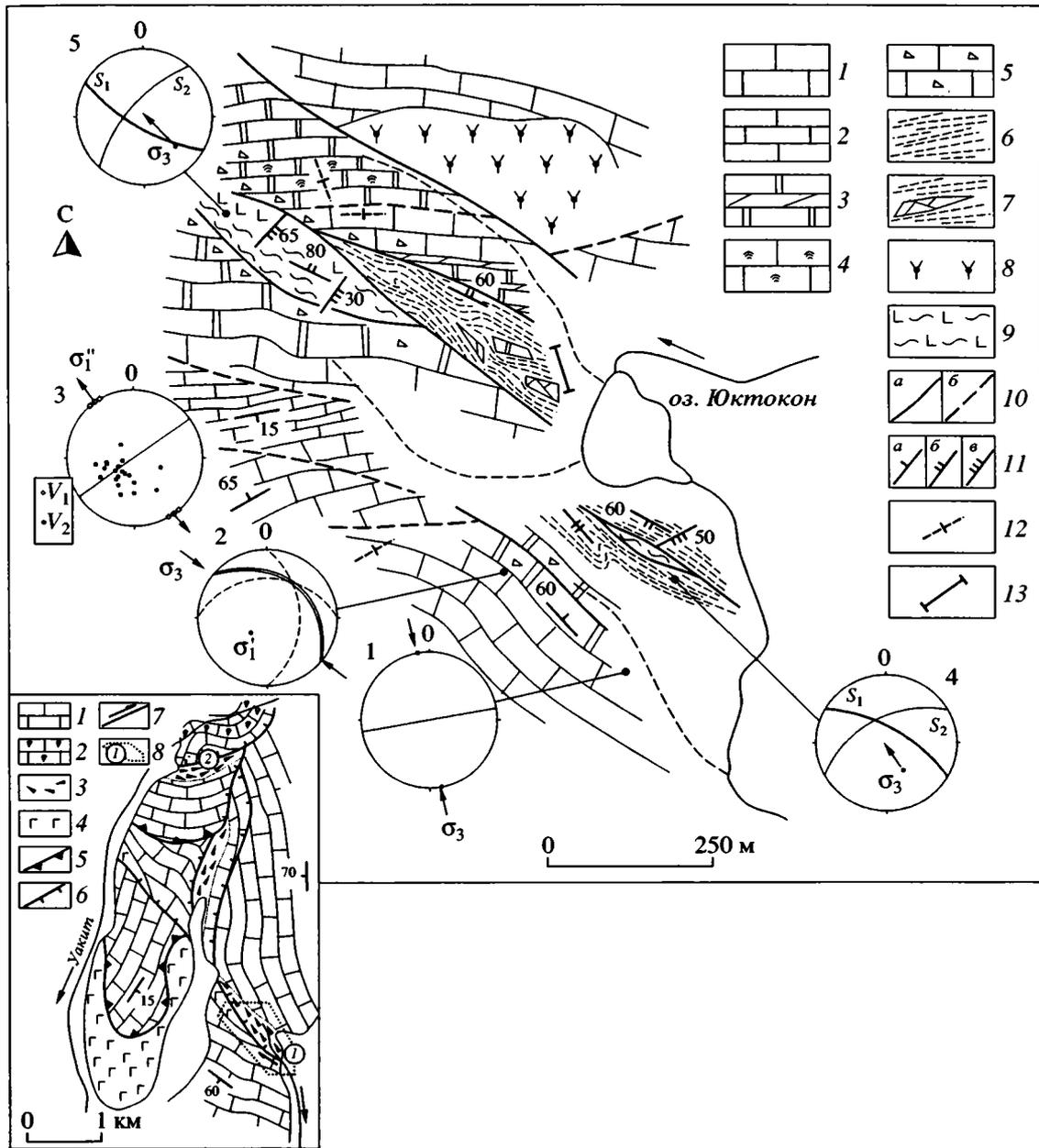


Рис. 4. Зона меланжа на западном склоне г. Юктокон (положение рис. см. на рис. 1)

1-5 – доломиты: 1 – серые кремнелые грубослоистые, 2 – серые тонкослоистые, 3 – черные битуминозные, 4 – водорослевые, 5 – брекчированные; 6 – тектониты по глинистым доломитам (милониты); 7 – глыбовый карбонатный меланж; 8 – граносиениты; 9 – миониты по габброидам и базальтоидам; 10 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 11 – элементы залегания: а – слоистости, б – сланцеватости (рассланцевания и полосчатости), в – кливажа плитчатости по сланцеватости; 12 – элементы залегания отдельности; 13 – линия разреза (см. рис. 5, А). На сферических диаграммах в проекции на верхнюю полусферу показаны ориентировки структурных элементов и осей сжатия (σ_3) – растяжения (σ_1); пояснения в тексте.

На врезке – геологическая схема Уакит-Юктоконского водораздела: 1, 2 – юктоконская свита: 1 – доломиты, в том числе водорослевые, тонко- и грубослоистые (поздний девон?), 2 – археоциатовые известняки; 3 – зоны карбонатного меланжа; 4 – габброиды бирамьинского комплекса; 5-7 – разрывные нарушения: 5 – надвиги и взбросо-надвиги, 6 – взбросы; 7 – сдвиги; 8 – участок детальных исследований (1 – рис. 4; 2 – рис. 5, Ж)

Дулешминский карбонатный массив имеет моновергентную структуру и представляет собой структурную моноклиаль [6, 22] с падениями слоистости к западу – юго-западу (см. рис. 3, а).

В восточной части массива в породах второй подсвиты наблюдается зона надвигов восточной вергентности, сопряженных с опрокинутыми складками (см. рис. 3, б, врезку А). Ориентировка при-

надвиговых складок свидетельствует о восточном направлении перемещения по разрывам в обстановке близширотного (в современных координатах) сжатия. Отдельные складки с СВ ориентировкой шарниров и субвертикальные стилолиты СВ простираются являются более поздними и распространены в породах Дулешминского массива фрагментарно.

Грубообломочные хаотические комплексы (или микститы, по [16]), широко распространенные в разрезе свиты, имеют карбонатный мономиктовый состав, характеризуются отсутствием какой-либо сортировки, средний размер обломков не превышает первых десятков сантиметров (обычно меньше). В северо-восточной части массива (см. рис. 3, врезку *Б*) внутри данного микститового горизонта описаны крупные глыбы массивных серых нередко брекчированных доломитов, окруженных тонкослоистыми глинистыми доломитами, слоистость в которых облекает глыбы или утыкается в них. Эти мономиктовые карбонатные микститы являются синседиментационными образованиями (эндоолистоматитами, по [16]) и слагают ряд маломощных, быстро выклинивающихся по простираению линз вне строгой пространственной связи с породами “археоциатовой” пачки, которые отсутствуют в составе кластического материала микститов. Матрикс микститов имеет преимущественно карбонатный состав с глинисто-терригенной примесью, содержание которой сопоставимо с долей примесного материала в породах второй подсвиты, подстилающей “археоциатовую” пачку. “Археоциатовая” пачка имеет тектонически подорванные контакты как в подошве, так и в кровле, что выражается увеличением степени прокварцевания, многочисленными складками в тонкополосчатых доломитах, зонами катаклизмов и брекчий. Проведенные структурные исследования не позволяют считать выходы “археоциатовой” пачки ни ядром антиклинали (структура моновергентна), ни тектоническим клиппом-останцом (выходы пород пачки смещены относительно водораздельной части массива). Наиболее вероятным представляется вариант срезанного разрывами крыла крупной складки, осложненной серией тектонических срывов по пачкам контрастно-слоистых доломитов и горизонтам микститов.

В восточной части массива в разрезе второй подсвиты зафиксированы катаклизмы, развитые по породам разного состава (как массивным доломитам, так и микститам) [13]. Переход от тектонически не нарушенных пород к катаклизмам, в которых остроугольные обломки (размером до нескольких сантиметров – первых десятков сантиметров) сцементированы кальцитовым веществом, постепенный. Степень проработки пород кальцитовыми жилами сильно варьирует – только в отдельных, наиболее интенсивно тектониче-

ски переработанных фрагментах породы преобразованы собственно в брекчии или катаклизмы, обрамляющие менее брекчированные крупные блоки массивных доломитов размером до первых метров. Кальцит в цементе катаклизмов крупнокристаллический. Фрагменты ранних деформационно-химических структурных парагенезов (стилолиты и “волокнустые” кальцитовые жилы) фиксируются в обломках, крупные кристаллы кальцита в цементе катаклизмов пластически деформированы. Катаклизмы и тектонические брекчии распространены в зонах крутых надвигов и взбросо-надвигов, а также маркируют ряд более поздних круто падающих разрывов северо-восточного простираения, поперечных по отношению к простираению массива.

Карбонатные меланжи развиты в зоне Тале-Юктоконского сдвига-надвига (рис. 4). На западном склоне г. Юктокон брекчированные, разбитые кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами доломиты второй подсвиты юктоконской свиты переходят в сильно тектонизированные карбонатные сланцы, содержащие линзы милонитизированных долеритов и базальтов бирамьинского комплекса. В грубослоистых доломитах западного блока фиксируются редкие стилолиты (см. диаграмму 1, рис. 4), повсеместно отмечаются сопряженные кулисные системы полого падающих к ЮЗ кварцевых и кварц-карбонатных жил (см. рис. 5, *Е*; диаграмму 2, V_1 на диаграмме 3, рис. 4). Деформация грубослоистых доломитов протекала в обстановке СЗ–ЮВ сжатия (см. диаграмму 2, рис. 4) за счет образования минеральных жил, концентрирующихся в зонах, отстоящих одна от другой на расстоянии нескольких сотен метров. Вблизи разлома количество минеральных жил увеличивается. Более поздние кварцевые жилы имеют СВ простираения (см. V_2 , диаграмма 3, рис. 4).

В осевой части разломной зоны в рассланцованный карбонатный матрикс погружены сильно вытянутые глыбы массивных или тонкослоистых доломитов длиной до 10 м при мощности до 2 м (рис. 5, *А, Б*). Тектонические линзы аподолеритовых милонитов сформировались при деформации даек и силлов небольшой мощности, будинированных и “раздавленных” в зоне разлома. Видимая мощность зоны тектонитов вкост простираения составляет около 150–200 м. Тектониты по карбонатным породам представлены тонкосланцеватыми слюдисто-алевритистыми доломитовыми сланцами (апокарбонатными милонитами), базальтоиды преобразованы в полевошпат-карбонат-хлоритовые сланцы с бластопорфирами актинолитизированных клинопироксенов (аподолеритовые милониты). Сланцеватость в милонитах смята в складки; развит кливаж плейчатости (см. диаграммы 4, 5, рис. 4; рис. 5, *Д*).

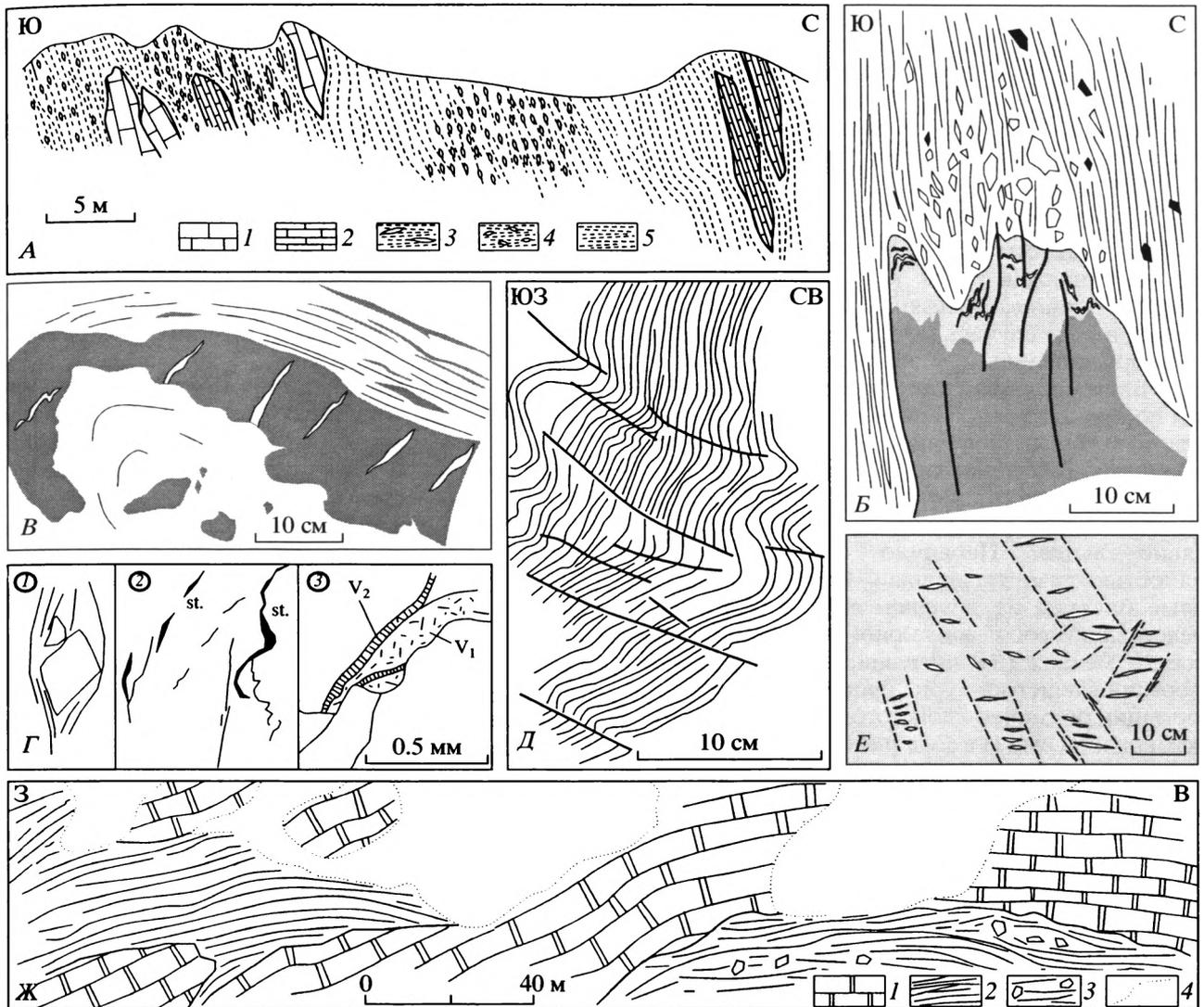


Рис. 5. Структуры и структурные парагенезы в породах зоны меланжа: А – структурный разрез; Б, В, Д–Ж – рисунки по фотографиям, Г – рисунки по микрофотографиям

А – фрагмент разреза через зону меланжа (см. рис. 4): 1, 2 – глыбы серых грубослоистых (1) и темных битуминозных тонкослоистых (2) доломитов; 3, 4 – карбонатные брекчии глыбовые (3) и древесные (4); 5 – милониты. Б – фрагмент будины темных битуминозных доломитов с птигматитовыми карбонатными жилами и перемещенными в тени давления мелкими обломками. В – прослой черных битуминозных доломитов, погруженный в тектонизированный матрикс глинистых доломитов; прослой смят в складку, будинирован, разбит кварц-карбонатными, в том числе деформированными жилами. Г – деформационно-химические структурные парагенезы (1 – начальные стадии растворения, 2 – крупные стилолитовые швы (st.), 3 – волокнистые кальцитовые жилы (V_2), наложенные на перекристаллизованные жилы (V_1)). Д – макрокливаж плейчатости по милонитовой полосчатости в габброидах суховского комплекса. Е – системы кулисных кварц-карбонатных жил в грубослоистых доломитах. Ж – разрез зоны карбонатного меланжа на северо-западном склоне г. Юктокон (см. 2 на врезке к рис. 4, а также рис. 1): 1 – крупные глыбы серых грубослоистых доломитов; 2, 3 – карбонатные милониты (2) и глыбовые брекчии (3); 4 – границы коренных выходов

Наиболее интенсивно деформирована пачка ритмичного переслаивания глинисто-алевритистых и битуминозных пелитоморфных доломитов второй подсвиты. Выделяется ряд структур, характеризующих различные стадии деформационных преобразований пород (см. рис. 5, А–Е): складчатые деформации (см. рис. 5, В) с последующим будинированием и растаскиванием облом-

ков (см. рис. 5, Б, В), милонитизация пород матрикса (глинисто-алевритистых доломитов) и отжатие материала в межбудинное пространство (см. рис. 5, А, Б), наложение на милонитизированный рассланцованный матрикс мелких складок и кливажа плейчатости (см. рис. 5, Д), поздние деформационно-химические структуры (стилолиты, кальцитовые жилы с волокнистым габитусом

кристаллов, см. рис. 5, Г). По данным петроструктурного анализа, деформация карбонатов характеризуется регрессивной направленностью: дробление и рекристаллизация зерен карбонатов в зоне разлома, возникающие при высоких скоростях деформации, сменяются более “медленными” деформационно-химическими процессами растворения под давлением.

В зоне тектонитов, помимо крупных будин и линз, отмечаются также мономиктовые карбонатные валунные и дресвяные брекчии. Эти образования в ряде случаев могут быть отнесены как к деформированному в зоне разлома первично осадочным брекчиям, так и к тектонитам, развитым по пачкам тонкого переслаивания глинисто-алевритистых и битуминозных пелитоморфных доломитов. В отличие от Дулешминского массива, на западном склоне г. Юктокон степень деформационных преобразований пород значительно выше. Первично слоистый разрез полностью дезинтегрирован. Карбонатные глыбовые брекчии на западном склоне г. Юктокон представляют собой зону мономиктового тектонического меланжа (в значении, принятом в [16]), сформировавшегося при прогрессирующей деформации ритмично-слоистого интервала разреза юктоконской свиты в зоне разлома.

К востоку от зоны тектонитов (см. врезку на рис. 4) доломиты юктоконской свиты имеют крутые падения с близмеридиональными простираниями, в породах наблюдается интенсивная складчатость. Меланжирование наложено на этот более ранний структурный план. Сланцеватость в матриксе меланжа ориентирована под острым углом к простиранию Тале-Юктоконского разлома: вероятно, это связано с правосдвиговой кинематикой перемещения по разрыву. Кливаж плейчатости в тектонитах, кулисные минеральные жилы и редкие стилолиты в грубослоистых доломитах образуют структурный парагенез, сформировавшийся в механической обстановке СЗ–ЮВ сжатия (см. диаграммы 1, 2, 4, 5, рис. 4). Развитие наложенных структур и текстур по тектонитам в зоне меланжа происходило при “отмирании” разрыва на поздних стадиях единого цикла нагружения в обстановке СЗ–ЮВ сжатия.

Данный горизонт карбонатных меланжированных пород фрагментарно прослеживается к северу, на северо-западный склон г. Юктокон (см. врезку на рис. 4, рис. 5, Ж). Здесь мощность зоны меланжа не превышает 200 м. Простирание зоны близширотное – ВСВ, с пологими падениями к северу. Крупные (иногда до 10–15 м) глыбы темно-серых битуминозных доломитов погружены в ожелезненный милонитизированный матрикс, представленный тонкокристаллическими доломитами с глинисто-алевритовой примесью (до 5%). В матриксе наблюдаются две генерации де-

формационных структур и текстур: ранние милонитовая сланцеватость и полосчатость, подчеркнутые планарными стилолитами, и наложенные мелкая складчатость и кливаж плейчатости. Общая структурная позиция (см. врезку на рис. 4) позволяет связывать данную зону с одним из оперяющих Тале-Юктоконский разлом разрывных нарушений, а широкий разброс ориентировок наложенных мелких складок и макрокливажа плейчатости свидетельствует о значительном перераспределении вещества в теле меланжа, обусловленном отжатием материала в тени давления крупных доломитовых глыб.

Брекчии и меланж в зоне Приводораздельного разлома. На восточном отрезке Приводораздельного разлома доломиты надвинуты на метаэффузивы келянской толщи, на западном – фиксируется инверсия знака перемещения: метаэффузивы взброшены относительно карбонатного блока по зоне более молодого разрыва (рис. 6, см. рис. 1). Метаэффузивы и габброиды сильно тектонически переработаны, подвержены милонитизации; отдельные блоки более массивного строения погружены в сильно рассланцованный кварц-плагиоклаз-хлорит-мусковитовый матрикс. По сланцеватости развит кливаж плейчатости, S- и Z-образные складки и односторонние кинк-зоны с круто падающими шарнирами (см. врезки а–в на рис. 6). Наличие такого парагенеза структур может быть связано со сплюсчиванием пород в зоне тектонического шва в обстановке СЗЗ–ЮВВ сжатия.

Карбонатные валунно-глыбовые микститы юктоконской свиты (см. рис. 6, врезку А) слагают линзы субширотного простирания в зоне разлома. Валунные и глыбы в микстите представлены исключительно карбонатными породами (темно-серыми доломитами, светло-серыми и белыми известняками), размер обломков от 1–2 см до десятков сантиметров. Матрикс сложен песчанистыми мелкокристаллическими известняками. В обломках гравийно-псаммитовой размерности отмечаются хорошо и средне окатанные зерна кварца, в меньшей степени – кислых плагиоклазов и калиевого полевого шпата, а также плохо окатанные зерна песчанистых известняков и известняков. В карбонатных обломках были описаны смятые в складки кальцитовые жилы (см. врезку Б на рис. 6). Как породы матрикса, так и глыбы сильно вторично ожелезнены, однако степень деформационных преобразований этих пород не сопоставима с таковыми в зоне Тале-Юктоконского разлома (матрикс не подвержен милонитизации, отсутствуют следы вращения обломков и др.).

Тонкослоистые доломиты второй подсвиты слагают в приводораздельной части хребта открытую синформу, восточное крыло которой срезано разрывом (см. рис. 6). В пачке ритмично-

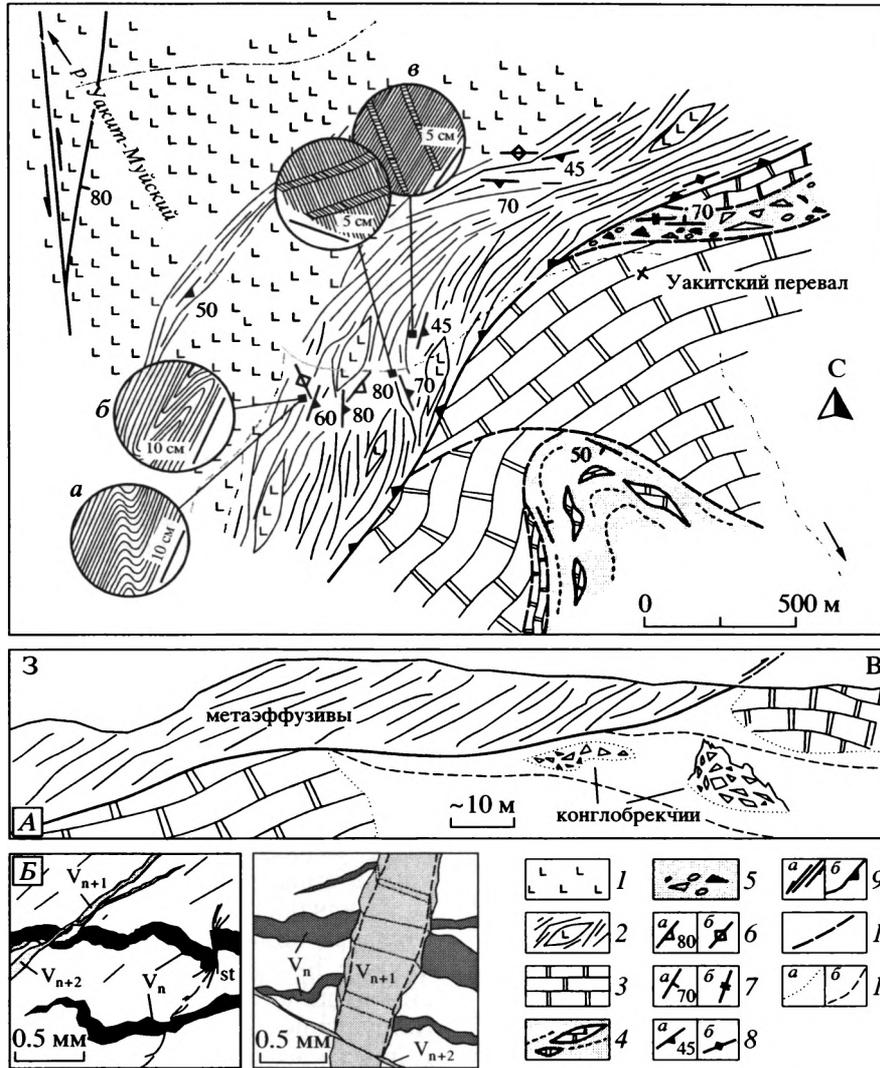


Рис. 6. Структурная схема Приводораздельного разлома, Южно-Муйский хребет (положение рис. см. на рис. 1)

1, 2 – келянская толща: 1 – базальтовые и базальт-андезитовые порфиритоиды, 2 – милониты по базальтовым порфиритоидам; 3, 4 – юктоконская свита: 3 – доломиты, 4 – карбонатные милониты и меланж; 5 – карбонатные конглобрекчии; 6–8 – элементы залегания (а – наклонное, б – вертикальное): 6 – слоистости, 7 – сланцеватости, 8 – кливажа плейчатости и кинк-зон по сланцеватости; 9 – разрывные нарушения: а – сдвиги, б – взбросо-надвиг; 10 – предполагаемые разрывы; 11 (для врезки А): а – геологические границы, б – границы коренных выходов.

На врезках а–в показаны малые структурные формы в метаэффузивах келянской толщи: а, б – складки, в – кинк-зоны; А – характер контакта метаэффузивов и карбонатов, Уакитский перевал; Б – наложение различных генераций карбонатных жил (V) в доломитовых обломках, карбонатные конглобрекчии р-на Уакитского перевала (st – стилолиты)

го переслаивания брекчированные тонкокристаллические доломиты чередуются с глинисто-алевритистыми доломитами. В редких обнажениях описаны резкие латеральные замещения тонкослоистых пачек массивными доломитами. По аналогии с хорошо обнаженными фрагментами зоны карбонатного меланжа на г. Юктокон, мы предполагаем, что массивные доломиты слагают будины и тектонические отторженцы в матриксе рассланцованных тонкослоистых пород.

Общий структурный план карбонатной толщи свидетельствует о деформации пород в механиче-

ской обстановке ВСВ-ЗЮЗ сжатия, зафиксированной в структурах как Дулешминского массива (см. рис. 3), так и Юктоконского блока (см. врезку на рис. 4). Взбросо-надвиг и парагенетичные ему структуры в карбонатных породах (грубый кливаж в конглобрекчиях, карбонатные жилы в массивных доломитах) сформировались позднее, в механической обстановке субмеридионального – ССЗ-ЮЮВ сжатия. В метаэффузивах этот этап выражен вторичным рассланцеванием пород и сильной карбонатизацией (порфиробластезом) за счет активного воздействия флюидов.

Таким образом, в карбонатном блоке в зоне Приводораздельного разлома можно выделить два комплекса пород, существенно различающихся степенью переработки тектоническими процессами: толщу меланжированных доломитов в ядре синформы и микститы приразломной зоны. Матрикс последних практически лишен скольконибудь значимых структурных преобразований, а в обломках зафиксированы деформационные структуры (смятые в складки кальцитовые жилы и др.). Это, вероятно, свидетельствует об образовании этого типа микститов (см. рис. 6, А) за счет разрушения интенсивно деформированных на более ранних этапах карбонатных толщ при поздних взбросовых малоамплитудных подвижках в зоне Приводораздельного разлома.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ВАЛУННО-ГЛЫБОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮКТОКОНСКОЙ СВИТЫ

Для всех валунно-глыбовых образований юктоконской свиты отмечается мономиктовость состава. Глыбы повсеместно представлены только карбонатными породами, по составу соответствующими различным породам юктоконской свиты (за исключением меланжа в зоне Тале-Юктоконского разлома, где отмечены тектонические линзы базальтоидов). Размер глыбы обычно не превышает десятков сантиметров – первых метров, редко – до 10–20 м. Матрикс-заполнитель карбонатный, карбонатно-глинистый, и примесь терригенно-глинистой составляющей колеблется от первых процентов (иногда отсутствует) до 20–30%, практически никогда не превышая 50% объема породы. Выделяется несколько основных типов микститовых комплексов, различающихся по структурно-текстурным признакам и палеотектонической природе.

Частные гравитационные олистостромы. К этому типу можно отнести собственно осадочные карбонатные брекчии Дулешминского массива (см. рис. 3) с редкими более крупными глыбами-олистолитами массивных доломитов (см. рис. 3, Б) в пачке ритмично-слоистых глинистых доломитов второй подсвиты юктоконской свиты. При мономиктовом составе для этих пород характерны отсутствие сортировки и окатанности обломков, несоблюдение примесь алевритовой и глинистой составляющей в карбонатном матриксе. Как правило, крупные олистолиты в последних лишены шлейфов мелкообломочного материала. Складки оползания, фрагментарно отмеченные нами в пределах Дулешминского массива, имеют субширотные простирания, что свидетельствует о субмеридиональном (по отношению к современной структуре массива) перемещении материала при сползании крупных глыб.

Если считать, что *“олистострома – это микститы, в которых чужеродные глыбы погружены в матрикс осадочного происхождения”* [8, с. 11], то один из определяющих признаков (чужеродность) для таких карбонатных мономиктовых брекчий отсутствует, а однозначно разделить матрикс и глыбы внутри комплекса по возрастным критериям не представляется возможным. Вместе с тем, если понимать, вслед за [16, с. 36], под олистостромами *“ограниченные в пространстве геологические тела, сложенные специфическим комплексом грубообломочных пород с хаотическим внутренним строением”*, то употребление термина олистострома в данном случае вполне приемлемо. Картируемые выходы олистостром протягиваются вдоль простирания пород, что свидетельствует об их внутриформационном положении, а для ряда маломощных прослоев (до первых метров – десятков метров) установлено их нормальное положение в разрезе.

Внутриформационное положение олистостром дает нам основание говорить о частном [16] характере этих объектов, образование которых происходило при площадном распространении карбонатных пород в бассейне осадконакопления, а соответствие состава обломочного материала карбонатным породам юктоконской свиты, вмещающим олистостромы, позволяет относить их к эндоолистостромам [16]. Мономиктовые карбонатные олистостромы могли формироваться на начальных стадиях деформации чехла, при отслаивании мощной карбонатной пластины, на ее фронте. Более убедительным кажется вариант седиментогенного образования этих комплексов (обрушение карбонатных уступов, клифов, рифогенных массивов). Об этом свидетельствует отсутствие признаков тектонической переработки в обломочной части и матриксе олистостром. Фациальные обстановки, в которых протекало формирование карбонатных олистостром, соответствуют эпиконтинентальному морскому бассейну с общей тенденцией к осушению и переходом к лагунным и лагунно-озерным обстановкам. Роль склоновых процессов была невелика и складки подводного оползания редки. Таким образом, седиментогенные мономиктовые карбонатные брекчии и олистостромы Уакитской зоны внутриформационны и не связаны с этапом покровообразования (эндоолистостромы, по [16]).

Катаклазиты, тектонические брекчии и меланжи. С этапом надвигообразования связано формирование тектонических брекчий, катаклазитов (см. рис. 3), меланжей (см. рис. 4–6). Общим и важным фактором в обоих случаях является концентрация напряжений и деформаций на контрастном ритмично-слоистом интервале разреза свиты, который, выступая в роли поверхности основного срыва, аккомодирует приложенные напряжения формированием внутриформационных

надвигов (см. рис. 3, А), зон тектонических брекчий и меланжа (см. рис. 4, б).

Катаклазиты и тектонические брекчи маркируют вытянутые вдоль простирания Дулешминского массива зоны взбросо-надвигов (см. рис. 3), реже отмечаются в виде не четко обособленных геологических тел в различных частях грубослоистых карбонатных пачек.

Для карбонатных меланжей характерна высокая степень тектонизации пород, вплоть до образования милонитов в их матриксе. В составе меланжей, помимо крупных глыб карбонатных пород, отмечаются тектонические клинья и линзы милонитизированных долеритов суховского комплекса, а также карбонатные брекчи. Частично последние сформировались за счет взламывания, брекчирования прослоев доломитов в тонкослоистой глинисто-доломитовой толще. В результате вторичной перекристаллизации двухкомпонентное (матрикс – глыбы) строение меланжированных карбонатных пород сохраняется в виде реликтов (зона Приводораздельного разлома).

Тектониты по карбонатным породам приурочены к внутриформационным надвигам и взбросо-надвигам (тектонические брекчи Дулешминского массива), сдвига-надвигам (меланжи в зоне Тале-Юктоконского разлома), взбросам, ограничивающим Уакитский прогиб с севера (микститы в зоне Приводораздельного разлома). В структурной эволюции карбонатного комплекса выделяется ранний, додеформационный, этап, связанный с образованием мономиктовых внутриформационных карбонатных эндоолистостромов с признаками меридионального направления перемещения материала. Деформация карбонатного комплекса характеризуется полистадийной (полиэтапной?) структурной эволюцией. Наряду со структурными парагенезами, сформировавшимися в обстановке ВСВ-ЗЮЗ – субширотного сжатия, фиксируются наложенные структуры, связанные с более поздними обстановками СЗ-ЮВ (ССЗ-ЮЮВ) сжатия.

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

В рассмотренном случае карбонатный комплекс выступает в качестве своеобразного маркера, деформация которого протекала в общей динамической обстановке (обстановках), а латеральная структурная зональность является следствием неоднородного распределения напряжений в различных сегментах Уакитской зоны. На примере юктоконской свиты можно рассмотреть генетические аспекты структурообразования в карбонатных породах, отражающие различную реакцию пород на приложенные нагрузки в

зависимости от динамики нагружения и положения в общей региональной структуре (рис. 7).

Структурная зональность в породах карбонатного комплекса выражена различием структурно-текстурных преобразований, которые определяются характером динамического воздействия, зависящего, в свою очередь, от положения в тектонической структуре Уакитской зоны. В пределах Дулешминского массива однозначно устанавливается механическая обстановка ВСВ-ЗЮЗ – субширотного (в современных координатах) сжатия. В этой обстановке происходит образование складчато-надвиговой структуры массива, в которой основную роль играют зоны внутриформационных срывов, катаклазитов и тектонических брекчий. Однозначно оценить временные взаимоотношения процессов тектонического брекчирования пород и формирования чешуйчатых внутриформационных надвигов трудно: находясь в прямой зависимости от литологического состава пород, эти структуры развиты на разных интервалах разреза. На основании отдельных наблюдений можно предполагать, что брекчирование и катаклаз пород происходили позднее образования внутриформационных срывов. В меньшей степени проявлены наложенные структуры иного деформационного плана, связанные с механическими обстановками СЗ(ССЗ)-ЮВ(ЮЮВ) сжатия. Такие структуры и структурные парагенезы (секущие слоистость стилолитовые швы, небольшие складки, макрокливаж плейчатости) отмечаются фрагментарно, преимущественно в зонах разрывных нарушений СВ простирания.

Зоны карбонатного меланжа распространены в северной части территории. Здесь основная аккумуляция напряжений происходит также за счет срыва и отслаивания карбонатных пластин, но в отличие от Дулешминского массива, структурные преобразования пород более глубокие. Важным фактором структурообразования является наличие зон разрывных нарушений со сдвиговой компонентой перемещения, вероятно, наследующих древние разломы основания. В зоне Тале-Юктоконского разлома после компрессионного раздавливания в обстановке СВ-ЮЗ сжатия фиксируются наложенные структуры, связанные с праводвиговыми перемещениями по разлому в обстановке ССЗ-ЮЮВ сжатия.

С точки зрения модели, предложенной в [25–27], процесс деформации горных пород является последовательной сменой стадий их упрочнения – разупрочнения в едином цикле нагружения (врезка на рис. 8, подробнее см. в [26]). В работе [27] теоретическая модель структурных перестроек проиллюстрирована на примере формирования структурных парагенезов кливаж – складки – надвиги. При формировании кливажа на стадии продольного укорочения деформация осуществ-

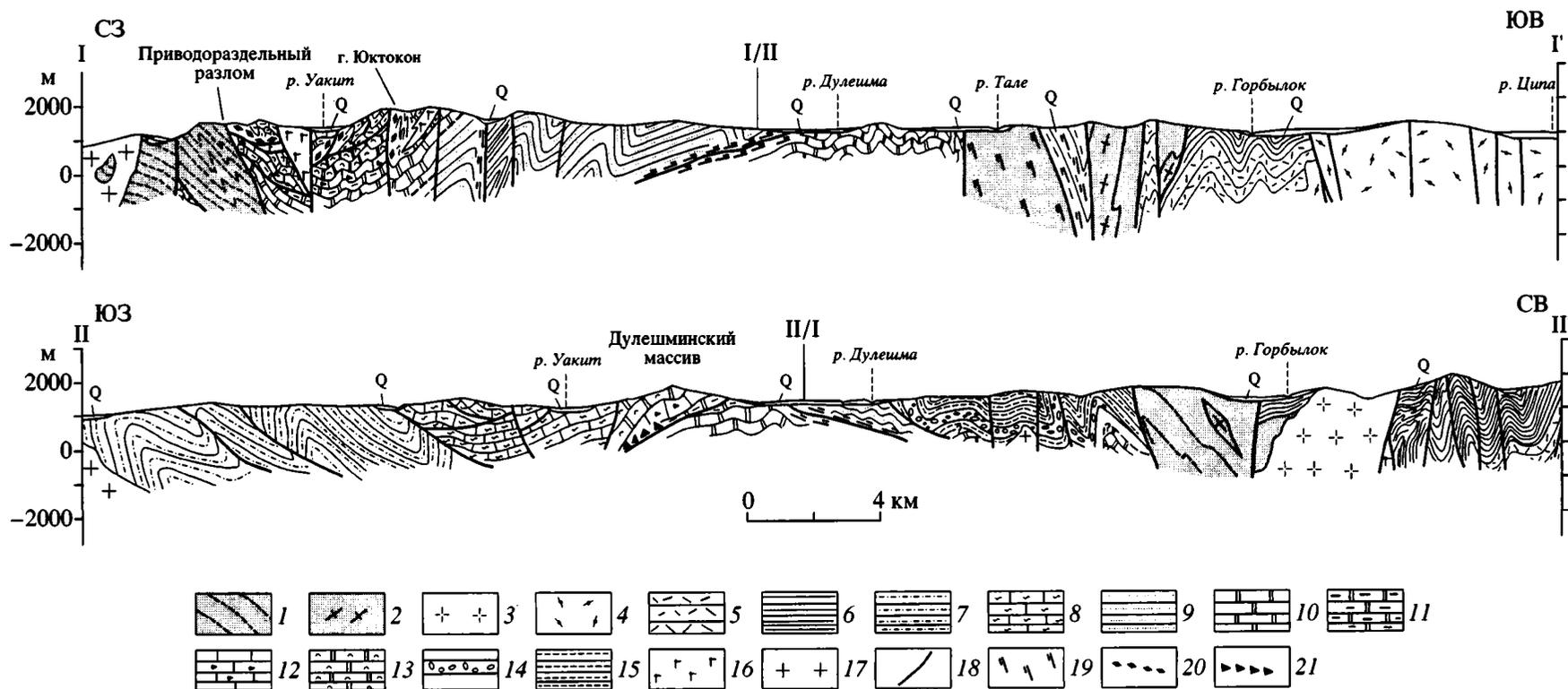


Рис. 7. Карбонатные толщи юктоконской свиты в складчато-надвиговой структуре Уакитской зоны (положение разрезов см. на рис. 1)

1–8 – рифей: 1 – келянская толща; 2 – граниты муйского комплекса; 3, 4 – гранитоиды (3), гранит-порфиры, субвулканические трахириолит-порфиры (4) жанокского комплекса; 5, 6 – вулканы (5) и терригенно-карбонатные породы (6) жанокской свиты, 7, 8 – терригенно-карбонатные отложения уакитской серии: 7 – мухтунная, 8 – нерундинская свиты; 9 – конгломераты, песчаники, алевролиты сырыхской свиты (венд?); 10–13 – кембрийские карбонатные отложения юктоконской свиты: 10 – доломиты, брекчии первой подсвиты, 11 – доломиты, глинистые доломиты, карбонатные брекчии второй подсвиты, 12 – известняки, известковистые доломиты с археоцнатами третьей подсвиты, 13 – доломиты четвертой подсвиты; 14, 15 – девонский (?) комплекс, санская серия: 14 – карбонатные конгломераты нижней санской свиты, 15 – карбонатно-полимиктовые песчаники верхней санской свиты; 16, 17 – позднепалеозойские интрузии: 16 – габброиды бирамьинского (суховского) комплекса, 17 – гранитоиды витимканского комплекса; 18 – разрывные нарушения; 19–21 – тектониты: 19 – милониты, 20 – зоны карбонатного меланжа, 21 – тектонические брекчии

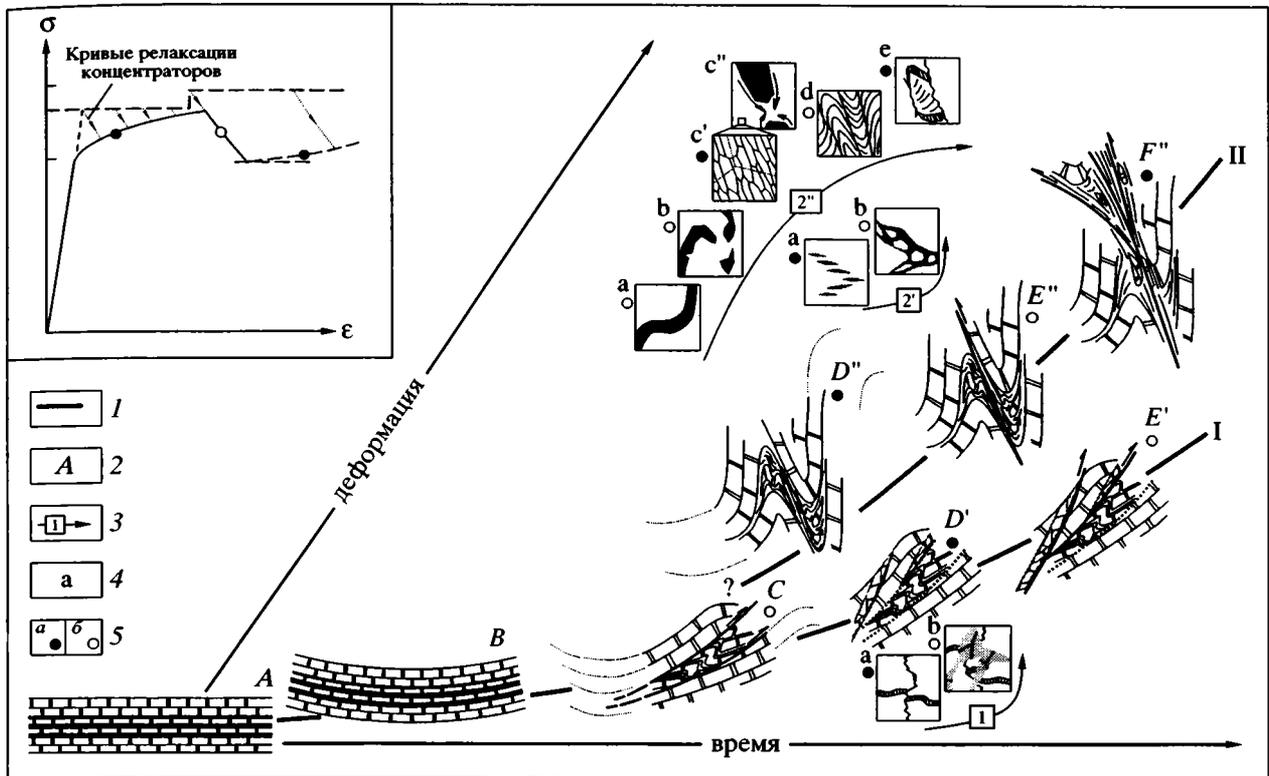


Рис. 8. Эволюционные ряды структурных парагенезов в карбонатных породах юктоконской свиты (пояснения в тексте). На врезке – фрагмент гипотетической кривой остаточной деформации геологической среды (ϵ – деформация, σ – напряжение), по [26]

1 – ряды структурных парагенезов: I – Дулешминского массива, II – зоны Тале-Юктоконского и Приводораздельного разломов; 2 – стадии деформации; 3 – частные ряды структурных парагенезов, возникающие при образовании тектонических брекчий Дулешминского массива (1), катаклазитов (2') и меланжей (2'') зоны Тале-Юктоконского разлома; 4 – отдельные деформационные эпизоды; 5 – стадии деформации с упрочнением (а) и разупрочнением (б)

ляется на уровне зерен за счет действия процессов растворения под давлением на многочисленных зерновых концентраторах (*стадия упрочнения*). Переход деформации с уровня зерен на уровень слоев протекает при потере слоистой толщей продольной устойчивости на фоне снижения релаксационных возможностей концентраторов зернового уровня (*стадия разупрочнения*). Слои сминаются в складки. При неизменной ориентировке внешних сил резко изменяется распределение внутренних сил. В деформационный процесс вовлекаются новообразованные структуры уровня зерен. При дальнейшем нагружении за счет увеличения трения на крыльях растущих складок релаксационные возможности уровня слоев уменьшаются (*стадия упрочнения*), и после образовании разрывов (*стадия разупрочнения*) деформация переходит на уровень блоков [27]. Один из вариантов подобного полистадийного характера деформации был восстановлен нами для пород мухтунной толщи [10]. Применительно к карбонатным комплексам Уакитской зоны качественная схема соотношений механизмов и структурных уровней деформации показана на рис. 8.

В зависимости от степени участия различных механизмов при формировании деформационных структур и структурных парагенезов можно выделять механические, деформационно-химические, деформационно-метаморфические, деформационно-магматические структурные парагенезы [7]. Если проследить общий ход структурной эволюции Дулешминского массива (см. ряд I на рис. 8), то на начальных стадиях деформации формируются преимущественно механические структурные парагенезы – расслоенные объемы реагируют на приложенные напряжения формированием надвигов с перемещением по ним крупных тектонических пластин вышележащих более массивных однородных карбонатных толщ (см. стадию C, рис. 8). Этот процесс мог протекать на самых ранних стадиях деформации карбонатного чехла или осуществляться на стадии изгиба (см. стадии A–C, рис. 8). Релаксационная работа по снятию приложенных напряжений на более поздних стадиях деформации при смятии сорванных пластин в складки (при достижении крутых падений на крыльях складок, стадия D' на рис. 8) выполняется при участии механизмов растворения

под давлением и активном действии флюидов (см. $D'-E$ на рис. 8). В обломках тектонических брекчий фиксируются следы ранних деформационно-химических парагенезов (стилолитоподобные зоны растворения – карбонатные жилы, 1, а на рис. 8). Процесс брекчирования и катаклаза пород в РТ-условиях зеленосланцевой фации протекает, как правило, при активном участии флюидных массопотоков, возникающих из-за градиентов давлений в результате различных объемных эффектов при деформации. Одним из таких эффектов является механизм тектонического нагнетания [28, 31], действие которого обосновано для сейсмических процессов глубоких горизонтов земной коры, но, по всей видимости, применимо и для деформационных процессов верхней части коры. Действием подобного механизма можно объяснить структурные парагенезы, наблюдающиеся в тектонических брекчиях Дулешминского массива. При постепенном увеличении напряжений в зоне разрыва происходит релаксация напряжений за счет образования стилолитов механизмом растворения под давлением, при этом часть породного флюида вместе с растворенным в концентраторах напряжений веществом может выноситься из деформируемого объема или переоткладываться в приоткрывающихся трещинах (стадия “пластичности”, 1, а на рис. 8). При увеличении скорости нагружения при подвижке по разрыву происходит брекчирование пород и, как следствие, падение давления флюида за счет дилатансного расширения при открытии трещин (стадия “хрупкой” деформации, 1, б на рис. 8). После кристаллизации растворенного во флюиде минерального вещества в новом цикле нагружения брекчия выступает как двухкомпонентная порода, деформационные процессы в которой концентрируются в матриксе и протекают за счет пластической деформации или перекристаллизации. Подобные структуры отмечались нами для Адянского надвига Келяно-Иракиндинской зоны [2, 3].

Качественный характер деформационной эволюции меланжированных карбонатных толщ показан на рис. 8 (ряд II). Предполагаемые ранние внутриформационные срывы (см. стадию С, рис. 8) полностью затушеваны последующими процессами: формированием тесно сжатых складок над зоной разрывов фундамента (см. стадию D'' , рис. 8) с отжатием более пластичных тонкоритмичных доломитов второй подсвиты в замки складок. Образование меланжа по породам второй подсвиты начинается на этой стадии, достигая апогея при формировании крутопадающих вязких разрывов (см. E'' , рис. 8). Деформационная эволюция последних может приводить к выдавливанию милонитизированных, меланжированных карбонатов из зон тектонического сгущивания с формированием поздних надвигов по карбонатным тектонитам (?) (см. F'' , рис. 8). В этом эволюционном ряду

меланжи Тале-Юктоконского разлома (см. рис. 4) соответствуют стадии E'' , а милониты по карбонатным породам р-на Уакитского перевала (см. рис. 6) – стадии F'' .

Образование зон меланжа протекает за счет действия целого ряда механизмов, имеющих разное структурное выражение (см. рис. 5). В массивных грубослоистых доломитах деформация осуществляется образованием кулисных жил (см. 2', а на рис. 8), концентрация которых приводит к появлению зон тектонических брекчий (2', б на рис. 8). Для пород второй подсвиты восстанавливается следующий эволюционный ряд структурных парагенезов разных уровней: изгиб, раздавливание и будинаж более вязких прослоев (см. 2'', а, б, рис. 8; уровень слоев), милонитизация матрикса за счет его перекристаллизации (см. 2'', с', рис. 8; уровень зерен и агрегатов зерен) с одновременным перемещением материала в межбугорное пространство (см. 2'', с'', рис. 8; уровень слоев), смятие в складки расланцованного милонитизированного карбонатного матрикса (см. 2'', d, рис. 8; уровень слоев), формирование деформационно-химических структурных парагенезов, включающих зоны растворения и переотложения карбонатов (см. 2'', е, рис. 8; уровень зерен – агрегатов зерен).

Частные локальные эволюционные ряды структурных парагенезов (см. 1, 2', 2'', рис. 8) существенно различаются по отношению к качественному параметру скорости релаксации. Подобные эволюционные ряды структурных парагенезов являются хорошей иллюстрацией процессов *деформации с упрочнением* [25, 26]. Если при формировании тектонических брекчий и катаклазитов (см. 1, 2', рис. 8) стадия медленного “пластического” предразрушения сменяется относительно быстрыми хрупкими деформациями с разупрочнением, то в эволюции меланжированных пород снятие приложенной нагрузки приводит к постепенному замедлению скорости процессов и “отмиранию” разрыва (см. 2'', рис. 8). Ряд 2'' (рис. 8) соответствует деформации с упрочнением в зоне крупного разлома, при которой последовательная релаксационная работа деформационных механизмов разных структурных уровней приводит к локальным перестройкам структуры на фоне роста напряжений. При переходе деформации на новый структурный уровень происходит снижение напряжений в системе и увеличение скорости релаксации (стадии разупрочнения).

Отсутствие карбонатных меланжей в структуре Дулешминского массива объясняется его структурной позицией в теневой области деформации. Общая структура Уакитской зоны характеризуется, как было показано в [10], мозаично-блоковым строением с широкими вариациями простираций складчатых и разрывных структур, с преобладанием двух основных общесайкальских направлений – северо-восточного и северо-запад-

ного (см. рис. 1). Закономерности структурообразования определяются влиянием одного общего фактора – наличием относительно близко расположенного фундамента, разбитого разрывами на отдельные блоки [10]. Нагружение системы приводит к активизации систем разрывов, которые, в свою очередь, определяют напряжения внутри блоков, и в итоге результирующее поле напряжений приобретает сложный интегральный характер [10]. Дулешминский массив расположен над крупным блоком фундамента, тогда как зоны карбонатного меланжа тяготеют к крупным межблоковым структурам и зонам пересечения разломов двух направлений – СЗ (Тале-Юктоконский сдвиг-надвиг) и ВСВ (Приводораздельная зона разломов и западный фланг Сырыхской зоны разломов, трассирующийся телами габброидов). Маломощные (не более первых сотен метров) зоны карбонатных меланжей и милонитов разделяют блоки карбонатных пород, формируя мегаглыбовую структуру комплекса в северо-западной части Уакитской зоны (см. рис. 1, врезку на рис. 4).

В современном понимании меланжи – это тектонические смеси, состоящие из однородного матрикса и многочисленных включений разной размерности и генезиса [8, 14, 21, 24, 33 и др.]. Главным фактором при формировании серпентинитовых и полимиктовых меланжей являются тектонические обстановки, связанные с общим скучиванием, смешиванием материала, как правило, в зонах крупных сутур в пределах коллизионных орогенов. Мономиктовые – терригенные [8, 20] и карбонатные – меланжи формируются в зонах крупных разрывов (надвигов, сдвигов), но мощность тел, сложенных мономиктовыми меланжами, как правило, невелика. Терригенные и карбонатные породы обладают широким спектром деформационных механизмов [30, 32 и др.], выполняющих релаксационную работу по снятию приложенных к системе напряжений. В большинстве случаев это обеспечивает достаточный запас для весьма значительных по величине суммарных деформаций без образования разрывов. Детальное описание терригенного меланжа, приведенное в работе [21], свидетельствует об отсутствии сокливажно-парагенеза, что может быть связано с пониженными РТ-условиями при деформации или высокой скоростью нагружения и, как следствие, быстрым переходом деформации на уровень блоков с формированием меланжей в зонах вязких разрывов. Для карбонатных меланжей Уакитской зоны определяющим фактором (при близких РТ-условиях и механических свойствах пород второй подсвиты юктоконской свиты) является действие структурных концентраторов уровня блоков: меланжи не сопровождают зоны ранних внутриформационных надвигов (Дулешминский массив) и тяготеют к разломам между крупными тектоническими блоками (Тале-Юктоконский сдвиг).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предложенная модель структурной эволюции предполагает наличие по крайней мере двух крупных деформационных этапов, зафиксированных в структурных парагенезах карбонатного комплекса. Вместе с тем, с точки зрения предложенной в работе [10] модели, комбинация двух факторов (влияния древних разломов основания и вращения крупных пластин в процессе деформации) позволяет получить интегральный структурный результат как при одноактном нагружении, так и в результате двух деформационных этапов.

Время деформации карбонатного комплекса можно оценить как заведомо посткембрийское (отражение каледонских коллизионных событий). Учитывая, что в зоне карбонатного меланжа описаны тектонические линзы милонитов, развитых по долеритам суховского комплекса девонского (?) возраста, время образования меланжей можно определить как постдевонское (нужно отметить, что данные о возрасте суховского комплекса достаточно ненадежны). В последнем случае более вероятной кажется двухэтапная деформационная история: к раннему, каледонскому, коллизионному этапу относятся структурные парагенезы, сформировавшиеся в обстановке субширотного – СВ-ЮЗ сжатия [3, 12], а активизация Тале-Юктоконского правого сдвига характеризуется обстановкой ССЗ-ЮЮВ сжатия на герцинском этапе тектогенеза.

Разновозрастность органических остатков обломочной части и матрикса характерна для олистостромовых комплексов многих покровно-складчатых областей [8, 16 и др.]. В последние годы, на основании находок средне- и верхнепалеозойской органики, предложены новые стратиграфические схемы расчленения стратифицированных образований севера Бурятии [19 и др.]. Выясненные закономерности строения грубообломочных и олистостромовых комплексов и, прежде всего, гравитационно-склоновая природа карбонатных олистостромов позволяют более объективно оценить роль тектонических факторов в предполагаемом совмещении разновозрастных палеонтологических остатков в породах юктоконской свиты. Как было показано выше, грубообломочные микститовые комплексы юктоконской свиты в большинстве случаев (за исключением частных гравитационных эндоолистостром) олистостромами не являются и не могут служить обоснованием смешения органических остатков разных возрастов (см. рис. 2). Вместе с тем, необходимо отметить, что интенсивное окремнение “археоциатовой” пачки и слабая обнаженность не позволяют однозначно судить об автохтонности этих органогенных построек в разрезе свиты. Большинство определений возраста карбонатных пород основано на транзитных формах палеозоя [11], и основные выводы о гетерохронности комплексов внутри карбонатного разреза базиру-

ются на палинологических данных. Нужно учитывать, что датировка морских отложений по палинологическим данным проводится на основе сопоставления получаемых спектров и комплексов с таковыми, обнаруженными совместно с остатками характерной фауны [18, с. 98]. В Саяно-Байкальской области проблема подобного тестирования стоит наиболее остро [15, 19, 29 и др.]. Предположения о широком распространении средне- и верхнепалеозойских стратифицированных комплексов в Северном Прибайкалье, высказанные в целом ряде работ [6, 19 и др.], и гетерохронности комплексов органических остатков [11, 13, 19] в настоящий момент не имеют однозначного решения и не подтверждены независимыми методами (абсолютной геохронологии, надежными видовыми фаунистическими определениями и др.).

Развитие гравитационных частных олистостром в пределах Уакитской зоны и отсутствие подобных образований в стратотипических разрезах кембрийских отложений в пределах каледонских впадин обрамления Муйской глыбы восточной части Байкало-Муйского пояса позволяют предполагать наличие фациальной зональности: Уакитская зона отвечает дистальной части кембрийского палеошельфа с признаками проявления гравитационно-оползневых процессов.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенные в пределах Уакитской зоны структурные исследования позволяют сделать ряд выводов о генетической природе карбонатных грубообломочных отложений и их роли в тектонической эволюции и истории деформационных преобразований карбонатного комплекса.

К седиментогенным грубообломочным комплексам относятся частные внутрiformационные мономиктовые карбонатные олистостромы (эндоолистостромы), представленные линзами и горизонтами хаотических карбонатных глыбовых брекчий. Глыбы-олистолиты достигают размеров 10 м; матрикс – карбонатный с варьирующим количеством глинисто-карбонатной примеси. Данные образования формировались в условиях полужамкнутого мелководно-морского – лагунного бассейна за счет обрушения карбонатных уступов.

В ряду тектоногенных образований выделяют маркирующие разрывные нарушения карбонатные катаклазиты, разноглыбовые тектонические брекчии и зоны меланжа. Особенности структурной эволюции тектонитов отражают различие динамических условий нагружения при деформации, зависящих от положения в мозаично-блоковой структуре Уакитской зоны. Предложена качественная модель эволюционных структурно-парагенетических рядов, отражающих

связь механизмов деформации карбонатных толщ юктоконской свиты.

Внутрiformационные карбонатные мономиктовые олистостромы и тектономикститы не объясняют смешения комплексов рифейских микрофоссилий и миоспор девона – карбона в терригенно-карбонатных разрезах большинства стратифицированных образований Уакитской зоны. Дальнейшее использование палинологических данных требует тестирования на эталонных разрезах рифейско-вендских и кембрийских толщ Северного Прибайкалья с привлечением современных методов изотопного датирования.

Автор выражает благодарность коллективу Уакитской партии ФГУП “Бурятгеоцентр” (Улан-Удэ) за помощь в организации и проведении работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Божко Н.А. Рифейская аккреция террейнов в тектонической эволюции Байкальской горной области // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 5. С. 654–657.
2. Божко Н.А., Кирмасов А.Б., Королек Т.Л. Тектоническая эволюция Адынского прогиба (Келяно-Иракиндинская зона, Северное Прибайкалье) в позднем докембрии – палеозое // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 5. С. 14–19.
3. Божко Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б. и др. Структурно-метаморфические критерии расчленения позднекембрийских толщ (на примере Келяно-Иракиндинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 4. С. 14–25.
4. Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 192 с.
5. Бутов Ю.П. Находки кембрийской фауны в центральной части Витимского плоскогорья (Зап. Забайкалье) // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1972. Т. 204. № 2. С. 151–154.
6. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.
7. Галкин В.А. Парагенетический анализ в геодинамике. Развитие терминологии и методов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 28–30.
8. Геологическое картирование хаотических комплексов / Ред. Н.В. Межеловский. М.: Геокарт, 1992. 230 с.
9. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
10. Кирмасов А.Б. Механизмы и стадийность структурообразования при прогрессирующем характере деформации (Уакитская зона, Байкальская складчатая область) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 41–56.
11. Кирмасов А.Б., Минаева О.Р. Структурная эволюция Уакитской зоны: к проблеме выделения оса-

- дочных верхнепалеозойских комплексов в Северном Прибайкалье // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 153–156.
12. Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г., Божко Н.А. Структурная эволюция Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 2000. № 1. С. 61–78.
 13. Клочко А.А., Кирмасов А.Б., Минина О.Р. Элементы покровной структуры и олистостромы Уакитской зоны Прибайкалья // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 113–116.
 14. Кузнецов Л.В., Лыточкин В.Н., Ненахов В.М. и др. Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта // Геотектоника. 1990. № 5. С. 69–80.
 15. Кузьмичев А.Б. О возможной неорганической природе мшанкоподобных образований сархойской серии Восточного Саяна // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 1. С. 132–135.
 16. Леонов М.Г. Олистостромы в структурах складчатых областей. М.: Наука, 1981. 175 с.
 17. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
 18. Методические аспекты палинологии / Ред. И.И. Нестеров. М.: Недра, 1987. 223 с.
 19. Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.
 20. Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н. Рифейская вулкано-плутоническая ассоциация Южно-Муйского хребта и ее металлогения // Геология и геофизика. 1980. № 1. С. 53–60.
 21. Оксман В.С., Прокопьев А.В. Терригенные тектонические меланжи Полоусненского синклиория // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 47–50.
 22. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3–15.
 23. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. Стратиграфия. 516 с.
 24. Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А. и др. Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.
 25. Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 4. С. 65–72.
 26. Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
 27. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 12–17.
 28. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
 29. Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.
 30. Kennedy L.A., Logan J.M. Microstructures of cataclasesites in a limestone-on-shale thrust fault: implications for low-temperature recrystallization of calcite // Tectonophysics. 1998. Vol. 295. P. 167–186.
 31. McCaig A.M. Deep fluid circulation in fault zones // Geology. 1988. Vol. 16. P. 867–870.
 32. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 1. Strain Analysis. L., N. Y.: Acad. Press, 1983. 307 p.
 33. Raymond L.A. Classification of melanges // Melanges: their nature, origin, significance. Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper. 1984. Vol. 198. P. 7–20.

Рецензенты: С.В. Руженцев, М.Г. Леонов

Carbonate Olistostromes, Breccias, and Melanges in the Uakit Zone (Baikal Fold Region): Structural Evolution and Formation Mechanisms

A. B. Kirmasov

Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119992 Russia

Abstract—Results of recent structural studies of the coarse carbonate clastics of the Yuktokon Formation in the Uakit zone are presented. The paleotectonic evolution and timing of stratified rocks in the inner parts of the Baikal fold region are discussed. The coarse carbonate clastic complexes are subdivided into synsedimentary and tectonic. The synsedimentary complexes comprise the local intraformational monomict carbonate olistostromes formed in semi-landlocked shallow marine or lagoonal basins as a result of slumping from carbonate escarpments. The tectonic origin is attributed to cataclasesites and unsorted tectonic breccias as well as to the carbonate melange that marks fault zones. The specific features of the structural evolution of tectonites developed in carbonate rocks reflect variable dynamic loading in the course of deformation. A qualitative model of evolutionary paragenetic structural series is proposed. The local carbonate olistostromes unrelated to the thrusting and the local melange bodies in large fault zones do not account for the mixing of Riphean microfossil assemblages and Middle Paleozoic miospores in the terrigenous-carbonate rocks of the Uakit zone, and palynological dating therefore requires additional testing by comparison with the reference sections of the Baikal fold region.

УДК 551.243(569.4/569.5)

РАЗРЫВНЫЕ СИСТЕМЫ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ РИФТА МЕРТВОГО МОРЯ

© 2005 г. О. В. Лунина

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

Поступила в редакцию 12.01.2004 г.

В пределах рифта Мертвого моря проведено геолого-структурное изучение трещиноватости и разломных зон. В результате статистического анализа данных установлено, что определяющую роль в строении южной части рифта играют разломы меридионального и северо-западного простирания. Для них характерны наибольшие длина, мощность зон дробления и интенсивность систем трещин по сравнению с разрывными нарушениями других направлений. Субмеридиональное направление трещинных систем в большинстве случаев ярко выражено в пределах впадин, в то время как в межвпадинных перемычках оно зачастую затушевывается другими системами разрывов. Мезоструктурные признаки свидетельствуют о сбросовых подвижках по главным разломам в пределах локальных бассейнов. Между ними, в приподнятых отрогах, компонента смещений может изменяться от сбросовой до сдвиговой в зоне одного и того же разлома. Разрывы северо-западного простирания характеризуются сбросовыми и сдвиго-сбросовыми смещениями, широтные – сдвиговыми, северо-восточные – сдвиговыми и сбросовыми. Реконструированные по трещиноватости поля тектонических напряжений и их анализ показывают, что со структурным развитием рифта Мертвого моря равноправно связаны два главных типа полей напряжений локального уровня: растяжение с широтной (преимущественно) и восток-северо-восточной ориентацией оси растяжения, и сдвиг с северо-восточным (реже субширотным) растяжением и северо-западным (реже субмеридиональным) сжатием. Сопоставление полученных данных с аналоговыми моделями структурных систем, формирующихся при различных условиях нагружения, показывает, что выявленные особенности проявления разрывных деформаций и полей напряжений в рифте Мертвого моря характеризуют обстановку косоугольного растяжения.

ВВЕДЕНИЕ

Рифт Мертвого моря* простирается с юга на север на 1000 км от Красного моря до Восточно-Анатолийского разлома (рис. 1). Он состоит из серии впадин, края которых значительно приподняты и ограничены крутопадающими разломами. Основными бассейнами в южной части рифта являются залив Эйлат (Акаба), долина Арава, Мертвое море, озеро Киннерет и впадина Хула (рис. 2). В северной части их продолжают Ливанская система разломов, впадины Эль Габ и Карасу. Локальные бассейны разделяются межвпадинными перемычками, в пределах которых разломная структура геоморфологически выражена менее ярко.

Регион был объектом многочисленных структурных и геолого-геофизических исследований. Некоторые из них были специально направлены на изучение полей тектонических напряжений. Тем не менее, происхождение и геодинамика рифта Мертвого моря являются предметами оживленной дискуссии, а его распространение в меридиональном направлении приписывается не-

скольким возможным источникам: 1) широтному растяжению [18, 28]; 2) СВ растяжению [19]; 3) меридиональному сжатию [23]; 4) ССЗ сжатию и ВСВ растяжению [17]. Очевидно, для этой структуры, как и для других разломных систем, характеризующихся тектоникой сдвига и растяжения, типично большое разнообразие локальных полей напряжений, что приводит исследователей к различным точкам зрения. В частности, одни рассматривают рифт Мертвого моря как трансформный разлом [18, 19], другие – как “чистый” рифт [21], третьи считают, что он находится под влиянием как сбросового, так и сдвигового перемещений, и является результатом косоугольного растяжения [25, 28]. В многочисленных работах опубликованы десятки противоречивых фактов, свидетельствующих в пользу той или иной гипотезы развития рифта Мертвого моря. В ряде публикаций обсуждаются возможные механизмы формирования локальных впадин и амплитуды сдвиговых перемещений вдоль различных сегментов рифта [3, 4, 20]. При этом предшественники мало принимали во внимание особенности его разрывной сети. В то же время, известно, что любая разломная система определенного генезиса характеризуется свойственным ей внутренним строением, которое отражает соответствующие условия формирования [8]. Ниже кратко приводятся некоторые исторические сведения о разломах описываемой территории.

* В настоящей работе используется традиционное название рифтовой системы, применяемое в большинстве мировых публикаций, посвященных этой структуре. В литературе рифт Мертвого моря также известен как Левантинский рифт, Левантинская зона разломов, Левантинский рифтовая система, трансформный разлом Мертвого моря.

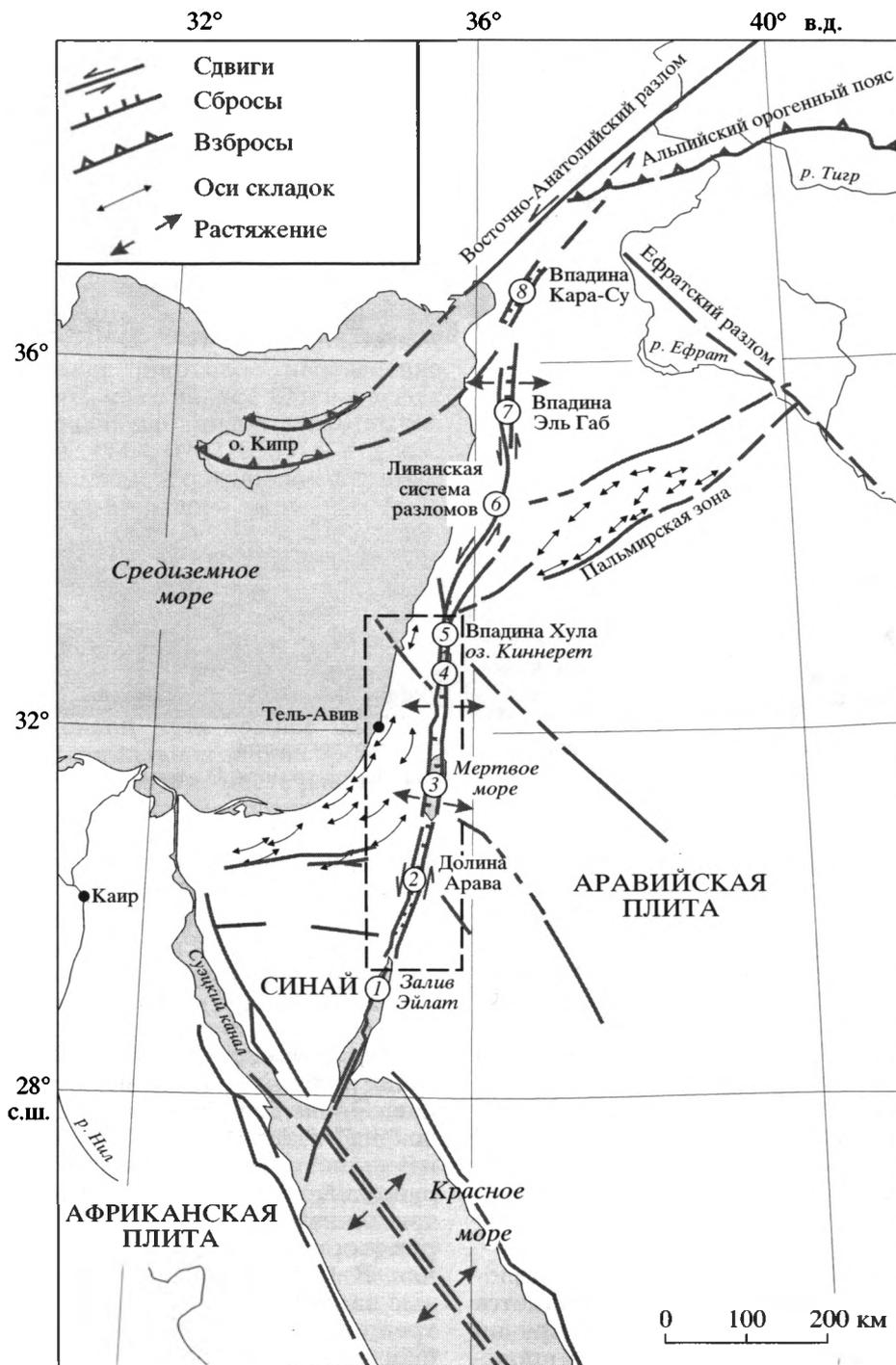


Рис. 1. Тектоническая обстановка рифта Мертвого моря, по [14] с изменениями. Цифры в кружках – местоположение основных бассейнов и систем разломов рифта Мертвого моря, подписанных на схеме. Прямоугольник (пунктир) – площадь, в пределах которой проводилось структурное изучение

Разломную структуру рифта Мертвого моря и сопредельной территории определяют дизъюнктивы нескольких направлений, возраст и современная активность которых различается. В соответствии с работой [21], во время эритрейской фазы, в течение позднего миоцена и плиоцена,

формировались меридиональные и ССЗ сбросы и субширотные сдвиги. Для этой фазы характерны минимальное поднятие бортов и широко распространенный вулканизм. Другие работы [27] свидетельствуют, что в эритрейскую фазу сформировались, главным образом, субширотные правые

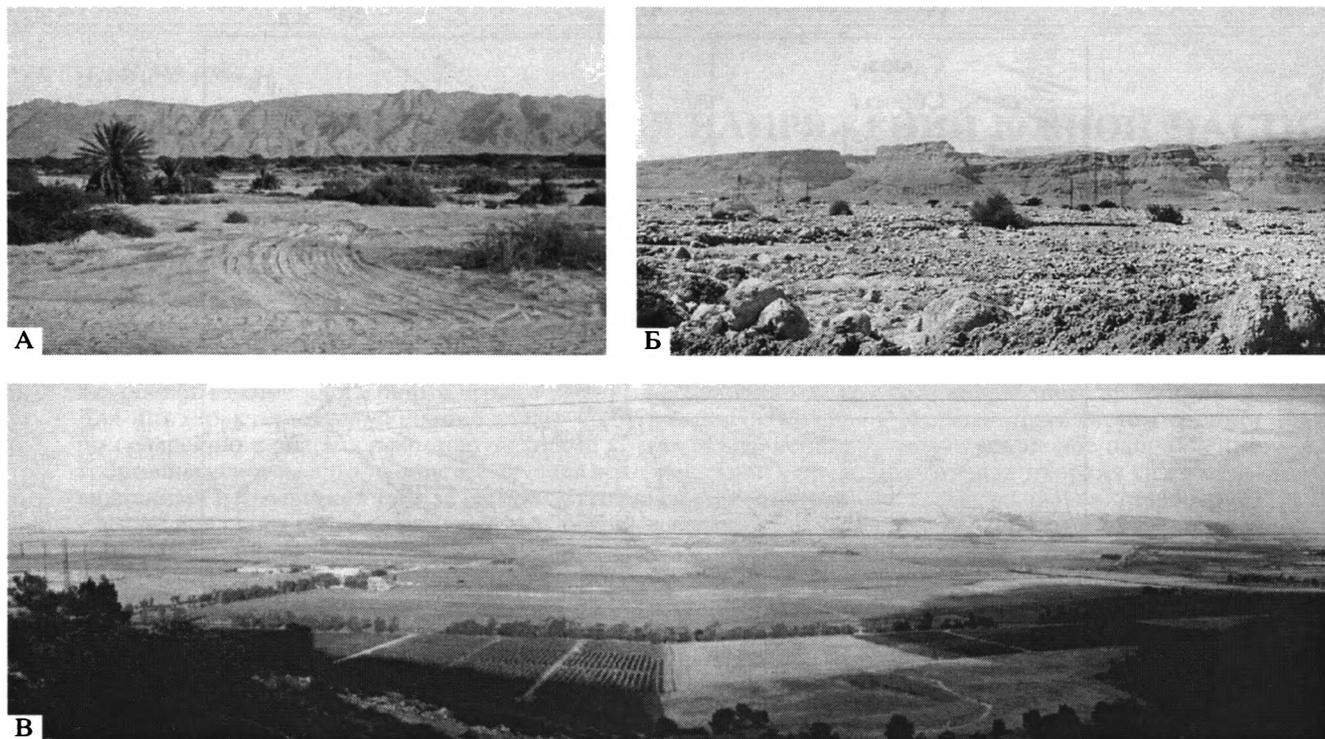


Рис. 2. Общий вид на основные бассейны в южной части рифта Мертвого моря.

А – восточный борт долины Арава; Б – западный борт бассейна Мертвого моря; В – впадина Хула на севере Израиля, вид на восточный борт

сдвиги и второстепенные разломы СЗ и СВ направлений. Левантинская фаза, активная с позднего плиоцена – плейстоцена, сформировала рифт Мертвого моря и поднятия его плечей. В течение данного периода субширотные сдвиги могли компенсировать растяжение вдоль рифта [21]. С рифтовой фазой связывают также развитие разломов СЗ и СВ направлений, ответвляющихся местами от бассейнов Мертвого моря, озера Киннерет и Хула и имеющих в плане форму “полумесяца” [21, 22]. Следует отметить, что рисунок разломной сети на разных картах [29, 35 и др.] заметно различается. В данной работе приводится одна из последних опубликованных структурных схем (рис. 3), однако и она не охватывает всю рифтовую зону.

Таким образом, значение тех или иных разломов в строении рифта Мертвого моря остается неопределенным, что является одной из причин неясного понимания его тектонического происхождения. В связи с этим целью настоящего исследования стало выявление особенностей проявления разрывных систем, наиболее характерных типов полей напряжений, встречающихся в рифте, и превалирующей ориентации их главных осей. Важность изучения данной проблемы очевидна, поскольку именно в разломной структуре и рельефе проявлены черты предпоследнего и/или современного эволюционных этапов, играющих значимую роль в тектонической истории того или иного региона. В свою очередь, напряженное состояние является одним из основных

факторов, определяющих геодинамический режим и развитие территорий.

РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ И СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ

Структурное изучение было проведено в пределах рифта Мертвого моря на территории от залива Эйлат до бассейна Хула. В каждой из 20 точек наблюдения (рис. 4) проводилось детальное изучение трещиноватости и зон разрывных нарушений, характеризовались взаимоотношения трещинных систем, замерялись смещения маркеров и ориентация штрихов на зеркалах скольжения. В 16 точках наблюдения проведены массовые замеры элементов залегания тектонических трещин, обрабатывавшиеся на диаграммах. В общей сложности сделано более 1600 измерений трещин, в том числе со штрихами и смещениями маркеров. При натурных наблюдениях использовались только те трещины, чье тектоническое происхождение не вызывало сомнений (их главные особенности – системность, прямолинейность и закономерное расположение в пространстве относительно друг друга [6]). Наиболее проблематична точная датировка трещин. Тем не менее, опыт изучения тектонических трещин в разных стратиграфических комплексах сейсмоактивных районов и их уверенная корреляция между собой хорошо объясняются наложенным

характером деформаций и/или относительной молодостью трещин, образованных или подновленных в результате движения по активным разломам [2, 7, 27 и др.]. В данной работе представлены результаты изучения трещиноватости и разломных зон, измеренных в кристаллических породах и осадочных отложениях, возрастной диапазон которых колеблется от докембрия до плейстоцена.

Ориентация и значимость разрывных систем. Максимумы трещиноватости на диаграммах плотности трещин (см. рис. 4) свидетельствуют, что субмеридиональное “рифтовое” направление разрывов проявляется как главное или наравне с другими в девяти точках наблюдения (0101, 0302, 0401, 0402, 0501, 0602, 0604, 0702, 0703) и, в целом, доминирует по отношению к остальным системам в южной части рифта Мертвого моря (рис. 5, А, см. розу-диаграмму). Субмеридиональные трещины часто круто наклонены под углом $70-80^\circ$ и несут следы субвертикальных перемещений в виде сбросов маркирующих горизонтов (рис. 6, А) и штрихов по падению сместителя (рис. 6, Б). Лишь в одном месте (точка наблюдения 0702) были отмечены сдвиги стен древней крепости Вадум Джакоб, расположенной чуть южнее бассейна Хула (рис. 7, А). Максимальная зафиксированная амплитуда, измеренная в одном месте равна 0.5 м. Упомянутая ранее величина левосторонней сдвиговой подвижки в 2.1 м в работе [40] является, вероятно, суммарной, измеренной на нескольких отрезках разлома. В то же время, наиболее деформированная стена крепости несет следы косоугольного перемещения (рис. 7, Б). Здесь максимальная амплитуда раскрытия трещины равна 0.28 м, левого сдвига – 0.23 м и сброса – 0.07 м. Ниже стен крепости, в подножии одной из ступеней разломного эскарпа (рис. 7, В), в плейстоценовых песчаниках с примесью гравия, обнаружена зона разлома сбросового характера видимой мощностью 1.0–1.5 м с азимутом падения $90^\circ \angle 60^\circ$. Приблизительно в 15 км северо-восточнее крепости Вадум Джакоб, в зоне разлома, трассирующегося вдоль восточной стороны бассейна Хула, выявлено более чем 20-метровое сбросовое перемещение, 15 м из которых приходится на последние 4–5 тысяч лет [40].

Субмеридиональное направление трещинных систем в большинстве случаев ярко выражено в пределах локальных бассейнов, за исключением точек наблюдения 0301, 0305, 0403 и 0405, в которых генеральное направление подавляется диагональными системами разрывов. Две из них (0301 и 0403) непосредственно попали в зоны разломов СВ и СЗ простираний. Напротив, в пределах межвпадинных перемычек, южнее и севернее озера Киннерет, из четырех точек наблюдения, в трех (0601, 0603, 0701) не наблюдается интенсивных максимумов трещиноватости, соответствующих “рифтовому” направлению.

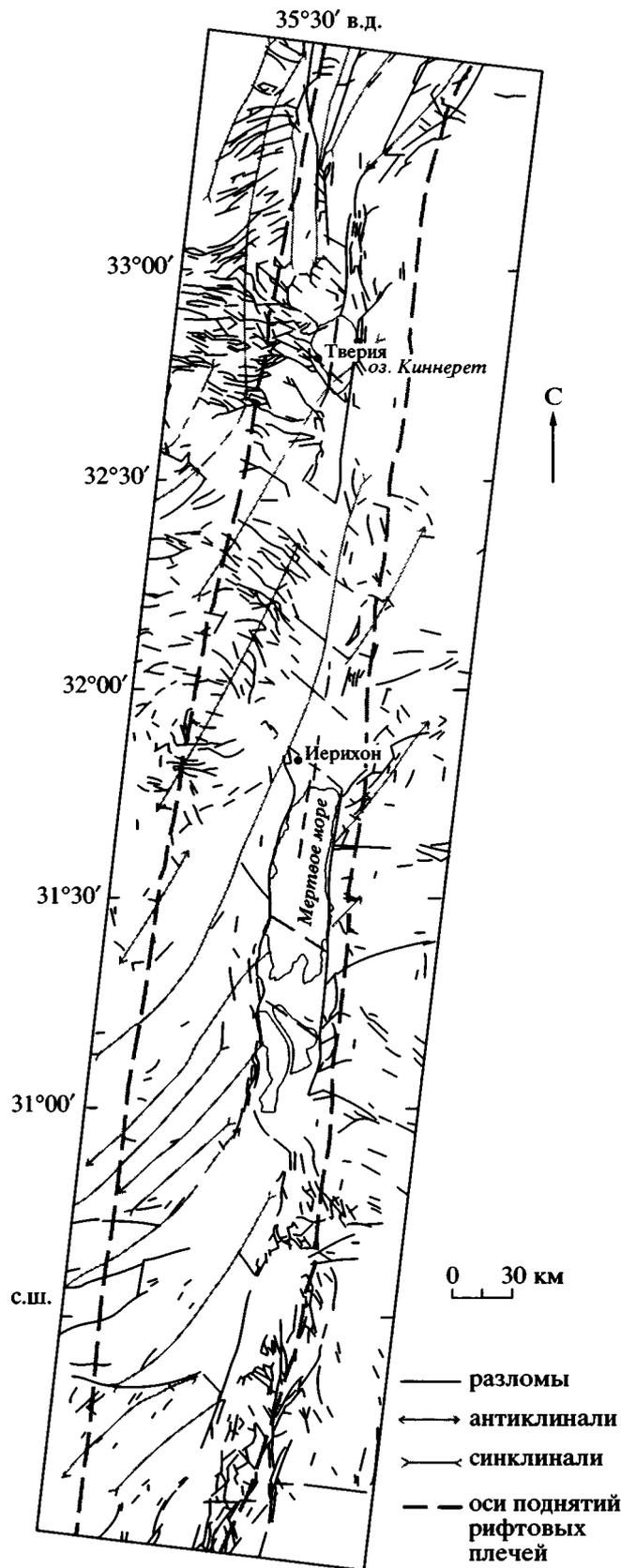


Рис. 3. Структурная схема рифта Мертвого моря по [18]

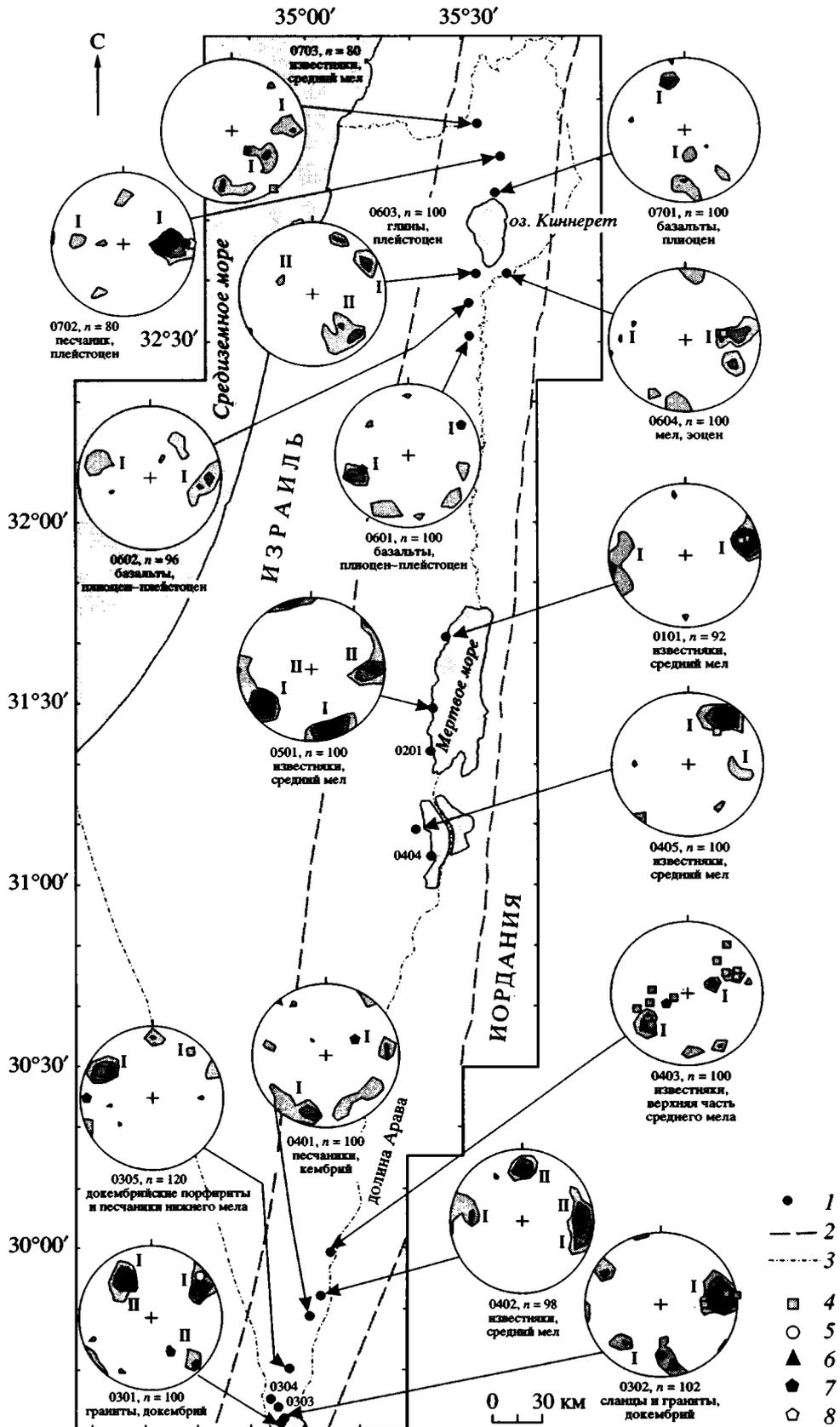


Рис. 4. Расположение точек наблюдения в пределах площади исследований и диаграммы трещиноватости в них (проекция верхней полусферы)
 Размер окна – 10°. Изолинии плотности максимумов трещиноватости проведены через 3,5, 7,5, 9,5 и более %. Под каждой диаграммой даны номер точки наблюдения, количество измерений (n), тип пород (отложений) и их относительный возраст, согласно геологической карте [32]. Римскими цифрами на диаграммах показаны пары сопряженных систем трещин.
 1 – точка наблюдения; 2 – оси поднятий рифта; 3 – государственная граница Израиля; 4–8 – полюса трещин (на диаграммах), на которых наблюдались: 4 – штрихи по падению с углами склонения 60–90°, 5 – косые штрихи с углами склонения 30–60°, 6 – субгоризонтальные штрихи с углами склонения 0–30°, 7 – сбросовые смещения маркеров, 8 – сдвиговые смещения маркеров

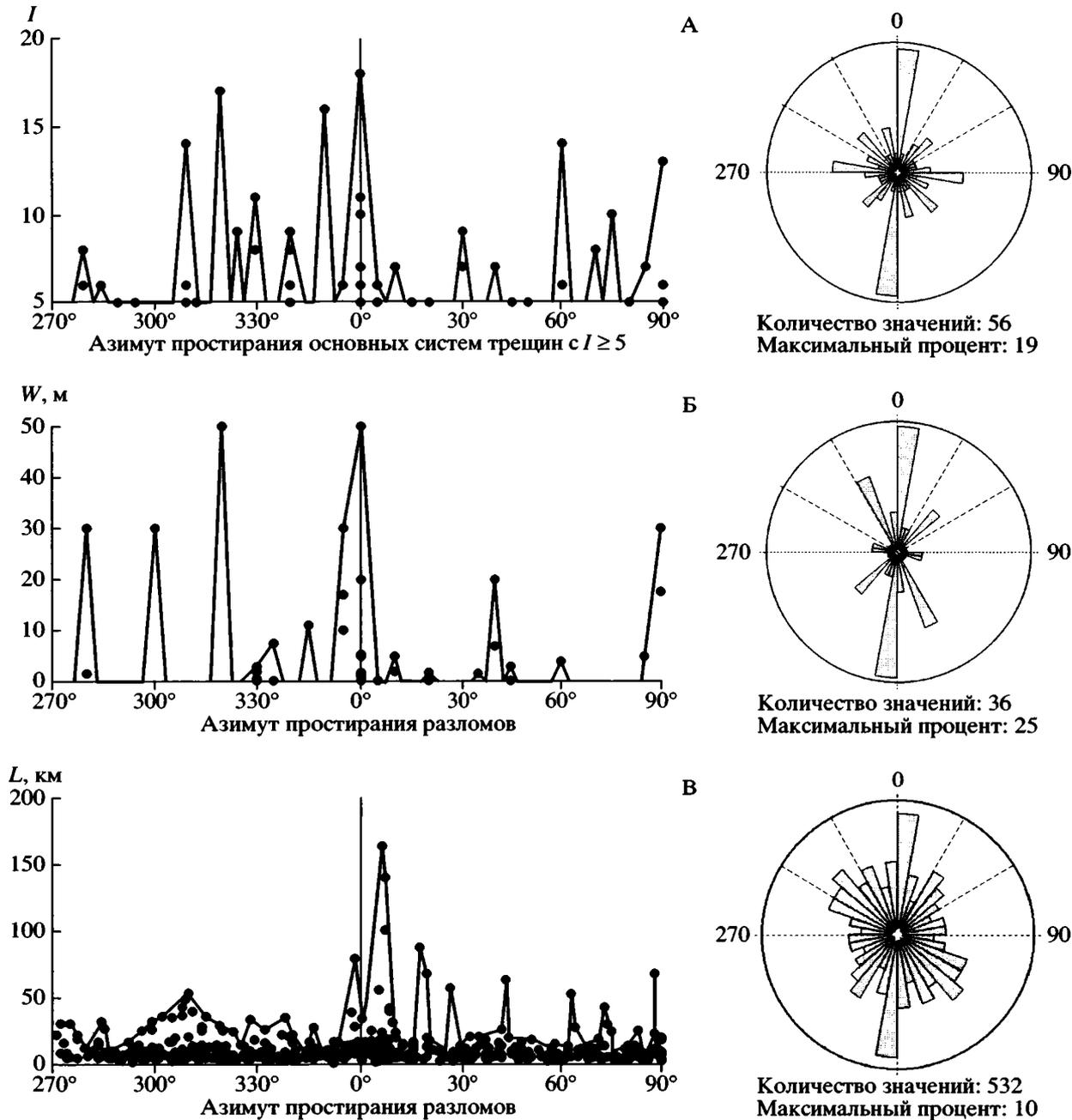


Рис. 5. Результаты статистического анализа структурных данных
 На А – графики зависимости интенсивности (I) основных систем трещин с $I \geq 5$ (с диаграмм, см. рис. 4) от азимутов их простирания и соответствующая им роза-диаграмма.
 На Б – графики зависимости мощности зон дробления и трещиноватости (W), измеренных в точках наблюдения, от азимутов их простирания и соответствующая им роза-диаграмма.
 На В – графики зависимости длин разломов (L), измеренных в пределах осей поднятий рифта (со структурной карты, см. рис. 3), от азимутов их простирания и соответствующая им роза-диаграмма

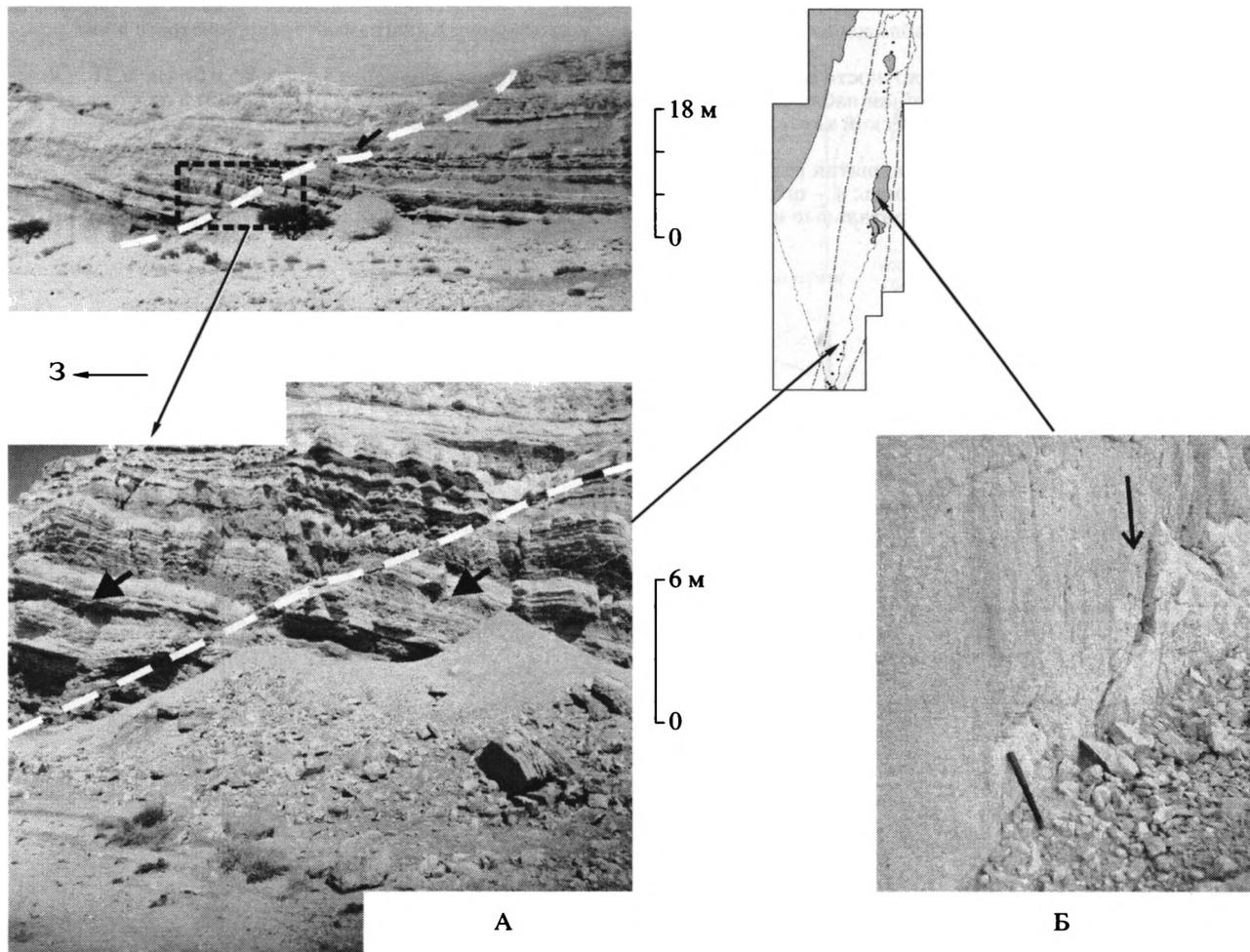


Рис. 6. Следы субвертикальных перемещений по субмеридиональным разрывным нарушениям

На А – сбросовые смещения с амплитудой 6 м по зоне разлома с аз. пад. $240\text{--}270^\circ \angle 30\text{--}40^\circ$ в переслаивающихся известняках и глинах, западный борт долины Арава (точка наблюдения 0403).

На Б – штрихи по падению по трещине с аз. пад. $75^\circ \angle 75\text{--}80^\circ$ в известняках вблизи западного побережья Мертвого моря (точка наблюдения 0101)

Системы трещиноватости субширотной, СВ и СЗ ориентации встречаются значительно реже (см. рис. 5, А, см. розу-диаграмму). Среди них наиболее распространены СЗ ($310\text{--}320^\circ$ и $340\text{--}350^\circ$) и субширотные ($270\text{--}280^\circ$) направления, и в меньшей степени северо-восточные ($40\text{--}50^\circ$). Мезоструктурные признаки указывают на сбросовые (0403, 0401, 0405, 0601) и сдвиго-сбросовые (0301) смещения по северо-западным, сдвиговые (0302) – по широтным, сдвиговые (0301, 0305) и сбросовые (0301, 0703) – по северо-восточным разрывам (см. рис. 4).

Для оценки значимости встречающихся систем трещин нами построен график распределения их азимутов простираения в зависимости от интенсивности (I) максимумов (см. рис. 5, А). График наглядно демонстрирует, что среди всех направлений наибольшая интенсивность характерна для меридиональных и северо-западных систем трещин. Наблюдается тенденция в значениях

I максимумов трещиноватости на диаграммах: в южной (западное побережье залива Эйлат и долина Арава) и центральной частях исследуемой площади (бассейн Мертвого моря) она выше, чем в северной (бассейны озера Киннерет, Хула и прилегающие отроги). Исключение составляет точка наблюдения 0702.

Подобный статистический анализ проведен для зон разломов, для которых при полевых исследованиях были измерены пространственные характеристики и ширина зон дробления и трещиноватости (W). Из розы-диаграммы (см. рис. 5, Б) можно видеть, что первое место принадлежит меридиональным ($0\text{--}10^\circ$) разломам и второе – северо-западным ($330\text{--}340^\circ$). Разломы северо-восточной ориентации ($40\text{--}50^\circ$) проявлены хуже, а субширотные на фоне остальных не выделяются значимым максимумом. График распределения азимутов простираения разломов в зависимости от ширины их зон также показывает, что наиболь-

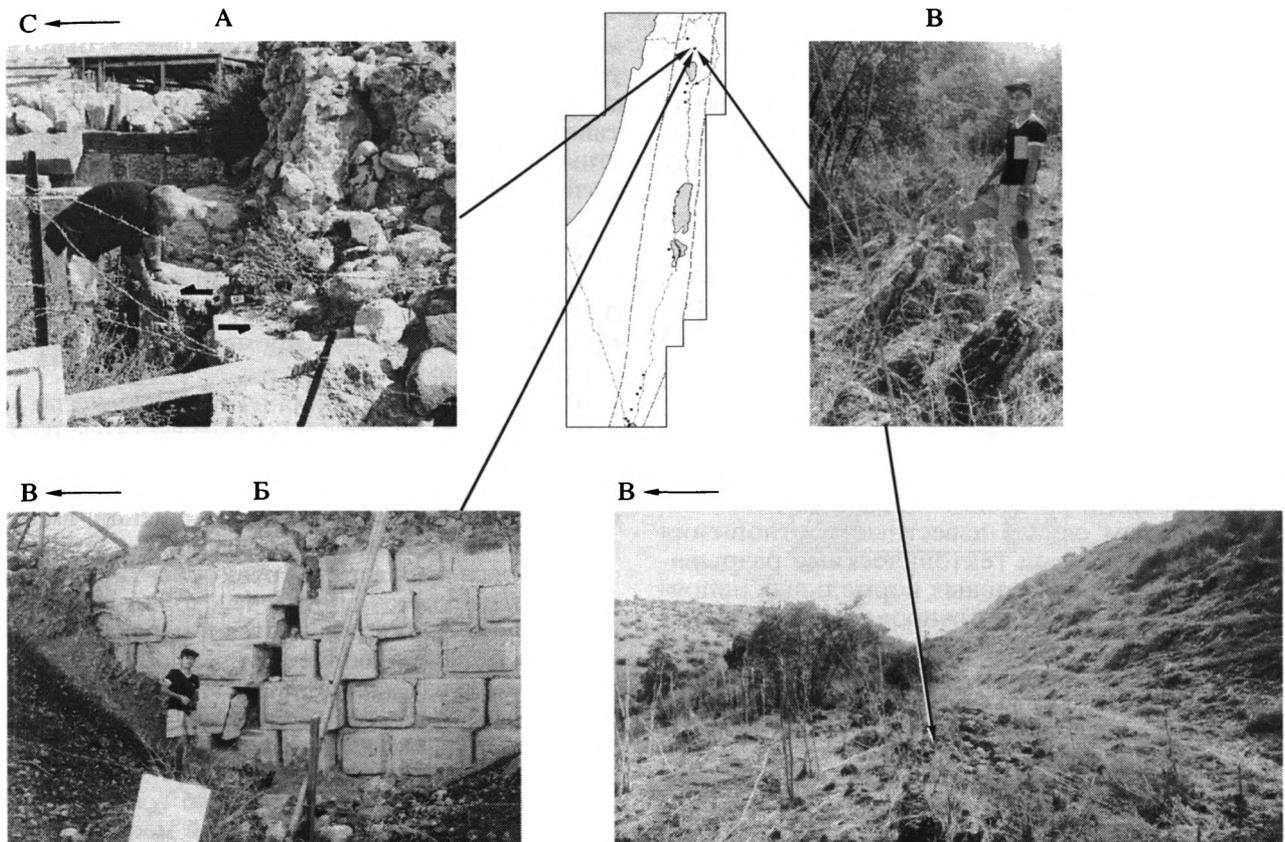


Рис. 7. Деформации стен крепости Вадум Джакоб (построена в 1187 г.), расположенной между впадинами Хула и оз. Киннерет (точка наблюдения 0702), и близлежащего коренного выхода

На А – левосторонние сдвиговые смещения с амплитудой 0.5 м.

На Б – наиболее деформированная стена крепости со следами косого перемещения. Максимальная амплитуда раскрытия трещины равна 0.28 м, левого сдвига – 0.23 м и сброса – 0.07 м.

На В – зона разлома сбросового характера видимой мощностью 1.0–1.5 м с аз. пад. $90 \angle 60^\circ$ в плейстоценовых песчаниках, в ~10 м ниже крепости Вадум Джакоб.

шие значения W характерны для меридиональных и СЗ разломов (см. рис. 5, Б).

Аналогичный анализ проведен для азимутов простираций и длин (L) разломов (см. рис. 5, В). Их параметры были измерены со структурной карты (см. рис. 3), причем в анализ были включены только те разломы, которые находятся в пределах рифта между осями поднятий или пересекают их. На розе-диаграмме снова выделяется главное меридиональное направление ($0-10^\circ$), которому соответствуют наибольшие длины разломов и северо-западное ($290-340^\circ$), образующее довольно рассеянный максимум (см. рис. 5, В). Северо-восточная ориентировка разломов несколько подавлена, а широтная на фоне остальных в пределах рифтовой долины вовсе теряется. Протяженности второстепенных разрывных нарушений примерно одинаковы: единичные измерения широтных и СВ разломов превышают максимальную зафиксированную длину северо-западных на 12–20 км, в то время как в целом по выборке длина у большинства северо-западных больше, чем у северо-восточных дизъюнктивов.

Статистический анализ параметров разломов и трещин показал, что структурная сеть в южной части рифта Мертвого моря определяется, в основном, главными меридиональными разрывными нарушениями, направление которых относительно стабильно в пространстве (в пределах $0-10^\circ$), и второстепенными, менее распространенными, разломами северо-западного простираения с азимутами, варьирующими от 290 до 340° . Системы северо-восточных и широтных разрывных дислокаций имеют подчиненное значение по отношению к двум предыдущим. Наличие широтного максимума на розе-диаграмме трещиноватости и его отсутствие на розах-диаграммах разломов, свидетельствует о том, что он не всегда отражает крупные дизъюнктивы, а чаще разрывы более низкого иерархического уровня, появление которых не привело к образованию разломных зон. По-видимому, на одной из стадий тектонического развития изучаемого региона интенсивное формирование субширотных нарушений было приостановлено процессами, связанными с развитием рифта.

Поля напряжений. *Определение сопряженных систем трещин и направлений главных осей напряжений.* В последние годы для реконструкции полей напряжений широко используется метод Ж. Анжелле [9], в основе которого лежит предположение, что подвижка по плоскости происходит в направлении максимальных реализованных касательных напряжений. Далее для реконструкции полей напряжений используют штрихи на плоскостях трещин. Метод имеет ряд преимуществ, однако для получения стресс-тензора, характеризующего напряженное состояние массива горных пород, необходимо иметь, по крайней мере, не менее десятка трещин со штрихами. Последнее не всегда удается, так как штрихи в некоторых типах скальных пород со временем затушевываются вследствие экзогенных процессов, а в слабосцементированных и рыхлых отложениях вовсе исчезают. В этом случае известные соотношения между возникающими тектоническими разрывами и направлениями главных нормальных напряжений позволяют реконструировать ориентацию их осей на основе изучения трещиноватости даже без заведомо известной кинематики смещений [1, 37]. Эти исходные положения были использованы в наших исследованиях.

Для того чтобы надежно оценить напряженное состояние “классическим” методом необходимо установить сопряженные системы сколов, которые образовывались или активизировались в одно и то же время. Выявление сопряженных систем сколов проводилось в два этапа. Первоначально они устанавливались исходя из прямых геологических наблюдений с использованием известных критериев их сопряженности. К ним относятся слияние трещин, их взаимное пересечение, противоположность линий смещения, постоянство угла между ними при общем изменении ориентировки, аналогичная распространенность и связь со структурой региона, однотипное и одновозрастное минеральное заполнение [1, 37]. На втором этапе проводился анализ диаграмм массового замера трещин по методике П.Н. Николаева [5], основанной на существовании закономерных асимметричных разбросов у максимумов на диаграммах трещиноватости, возникающих в едином поле тектонических напряжений (рис. 8, А, Б). Главное условие сопряженности трещин заключается в том, что разбросы у сопряженных максимумов направлены в противоположные стороны. При этом, максимумы должны лежать примерно на дуге большого круга, а угол скальвания между ними должен быть не менее 30°. Таким образом, для восстановления направлений главных осей напряжений использовались те системы трещин, сопряженность которых уверенно подтверждалась натурными и статистическими критериями. Дальнейшие реконструкции сводились к несложным геометрическим построениям, хорошо известным из основ структурной геологии и тектонофизики (рис. 8, В, Г).

Результаты реконструкций полей напряжений. В результате реконструкций (рис. 9) было установлено, что напряженное состояние в южной части рифта Мертвого моря характеризуется тремя типами полей напряжений. Они определяются известными соотношениями углов наклона главных осей напряжений по отношению к горизонту [7]:

растяжение: $\sigma_1 = 60-90^\circ$, $\sigma_2 = 0-30^\circ$, $\sigma_3 = 0-30^\circ$.

сдвиг: $\sigma_1 = 0-30^\circ$, $\sigma_2 = 60-90^\circ$, $\sigma_3 = 0-30^\circ$.

растяжение со сдвигом: $\sigma_1 = 30-60^\circ$, $\sigma_2 = 30-60^\circ$, $\sigma_3 = 0-30^\circ$,

где σ_1 – ось сжатия, σ_2 – промежуточная ось, σ_3 – ось растяжения.

В 4 точках наблюдения из 16 получено по два решения, одно из которых соответствует растяжению, другое – сдвиговой деформации. Первый наиболее широко представленный тип, отвечающий растяжению, включает 11 решений, в которых горизонтальная ось растяжения – в большинстве случаев имеет широтную ориентировку или слегка отклоняется против часовой стрелки. Эти поля напряжений встречаются в породах различного возраста и наиболее хорошо проявлены в северной части изученной площади в плиоцен-плейстоценовых базальтах и плейстоценовых осадочных отложениях. В двух решениях ось растяжения имеет СЗ ориентировку, что скорее отражает локальные вариации напряженного состояния или кратковременный этап, имевший место до плейстоцена.

Вторая группа объединяет восемь сдвиговых решений и одно решение, соответствующее растяжению со сдвигом. В этой группе наблюдается больший разброс простираний главных осей напряжений. В 3-х решениях, встречающихся в породах докембрия, мела и плейстоцена, ось растяжения имеет субширотную ориентировку (80–110°). В 4-х из них она направлена на СВ (40–50° и 60–70°) и в 2-х – на ССВ (10–30°). Соответственно, горизонтальные оси сжатия перпендикулярны осям растяжения. Близкие направления главных горизонтальных осей напряжений были выделены Е. Эйелом [17] и сгруппированы им в два основных палеотектонических режима: ВСВ растяжение и ССЗ сжатие, ассоциируемые с рифтом Мертвого моря, и ССВ растяжение и ЗСЗ сжатие, связанные с развитием Сирийского складчатого пояса с туронского времени. Наши данные показывают, что среди сдвиговых полей напряжений в пределах рифта доминирует первый тип палеотектонического режима, что согласуется с выводами Е. Эйела. Более того, именно северо-восточная ориентировка оси σ_3 в сдвиговых решениях превалирует. В то же время, наряду с ними широко проявлено субширотное растяжение, которое некоторыми авторами [21, 31] признается как главный источник образования рифта Мертвого моря. Оба типа полей напряжений встречаются как в породах докембрия и мела, так и в плейстоценовых отложениях. Фокальные механизмы, показывающие сдвиговое и сбросовое

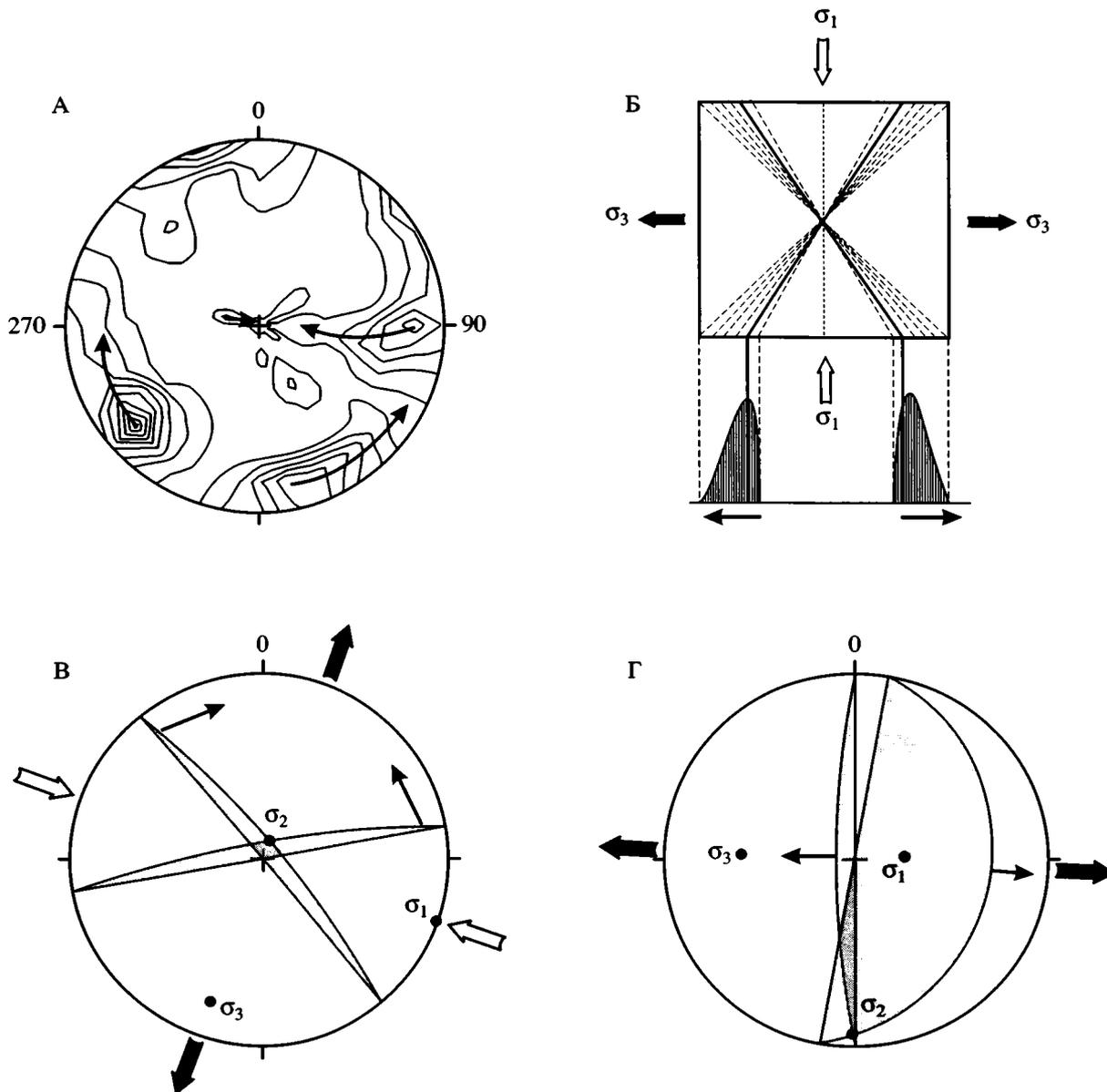


Рис. 8. Пример определения сопряженных систем трещин и реконструкции осей главных нормальных напряжений (точка наблюдения 0501, проекция верхней полусферы)

На А – диаграмма трещиноватости для точки наблюдения 0501. Стрелки показывают направление преобладающего разброса в максимумах трещиноватости, указывающего на сопряженность систем по методу П.Н. Николаева [3]. Количество замеров – 100, размер окна – 10°. Изолинии проведены через 0.5, 2.5, 4.5, 6.5 и более %.

На Б – схема развития разброса трещин, показанных пунктиром, под воздействием сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3), по [5].

На В, Г – диаграммы ориентировки векторов главных нормальных напряжений. σ_1 – ось сжатия, σ_2 – промежуточная ось, σ_3 – ось растяжения

разломообразование в очагах землетрясений [33, 38], позволяют допускать, что они характерны также для современного этапа.

Следует заметить, что в южной части исследуемой площади наблюдаются более частые флуктуации напряженного состояния, чем в северной, где поле напряжений относительно стабильно в ориентации главных осей. Возможно, это отражает особенности строения земной коры в раз-

ных частях рифта, в частности, ее большие неоднородности на отрезке от залива Эйлат до Мертвого моря.

В целом результаты исследований показывают, что со структурным развитием рифта Мертвого моря равноправно связаны два главных типа полей напряжений локального уровня: растяжение с широтной (преимущественно) и ВСВ ориентацией оси растяжения, и сдвиг с СВ (иногда суб-

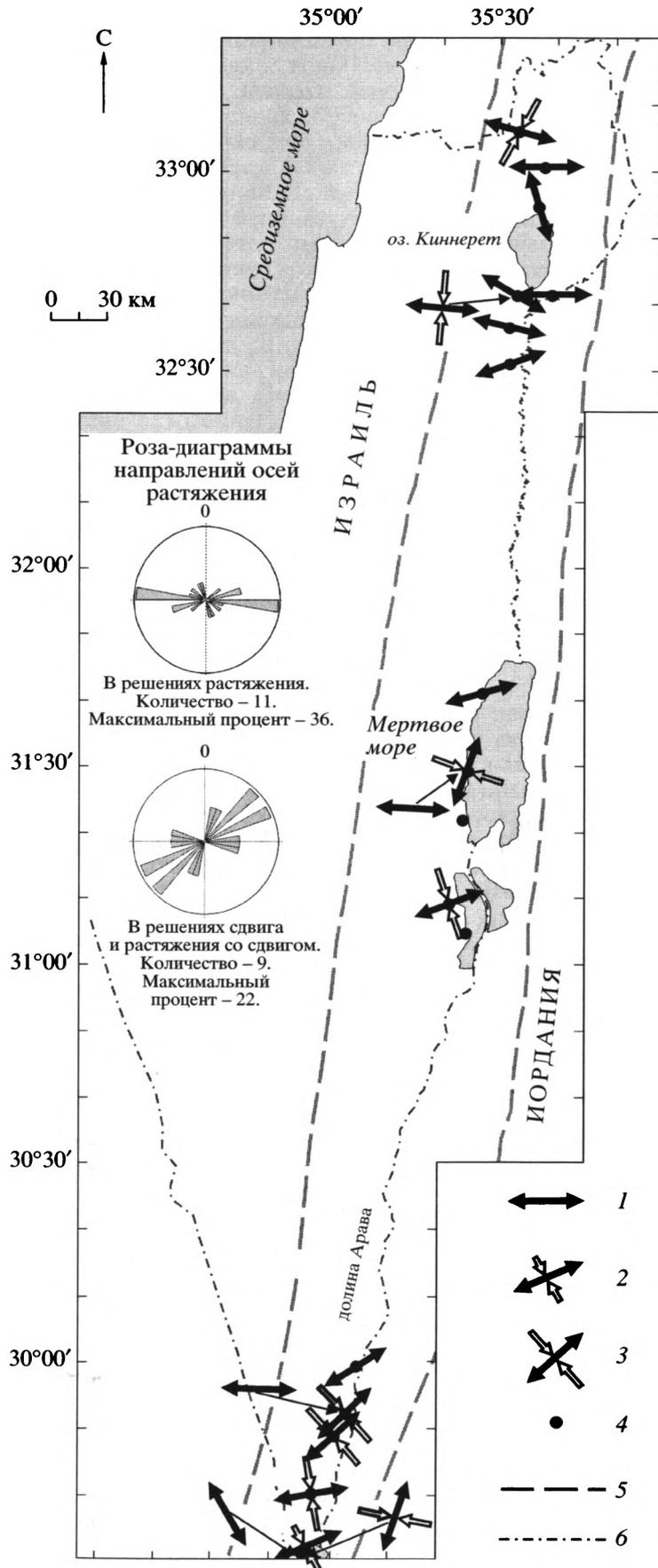


Рис. 9. Схема полей напряжений южной части рифта Мертвого моря по данным изучения трещиноватости

1-3 - типы полей напряжений: 1 - растяжение, 2 - растяжение со сдвигом, 3 - сдвиг; 4 - точка наблюдения; 5 - оси поднятий рифтовых плечей; 6 - государственная граница Израиля

широтным) растяжением и СЗ (иногда субмеридиональным) сжатием.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ДАННЫМИ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Расшифровывать особенности формирования природных обстановок помогают результаты экспериментальных исследований. В последнее время аналоговые модели были успешно применены к анализу структурных систем, развивающихся в условиях сдвига, чистого и косоугольного растяжения [8, 10–13, 15, 16, 24, 26, 32, 36, 39]. Полученные нами данные и их сопоставление с этими результатами могут в определенной мере пролить свет на условия формирования и геодинамический режим рифта Мертвого моря.

Одно из очевидных различий между косыми и ортогональными рифтами, а также сдвиговыми зонами является распределение азимутов разломов [8, 10, 12, 39]. Экспериментальные работы показывают, что при ортогональном рифтообразовании, когда угол α между вектором растягивающих усилий и осью рифта равен 90° , деструктивные зоны представлены одной системой сбросовых разрывов, направление которых согласно с простиранием формирующейся структуры [8, 12]. Разброс азимутов разломов стабильно увеличивается с уменьшением α , достигая существенных изменений, когда $\alpha = 45^\circ$ и 30° . В моделях появляется устойчивая система разрывов, направление которых отклоняется от рифтового на $25\text{--}30^\circ$ [8]. Применительно к рифту Мертвого моря ей соответствует максимум северо-западного направления на розах-диаграммах (см. рис. 5). При $\alpha = 30^\circ$ и менее появляется третья система разрывов, перпендикулярная к рифтовой системе и играющая значительную роль в инфраструктуре зоны. Лучше всего она проявлена в пределах центрального блока модели [8], т.е. в осевой части рифта. Как было показано в настоящей работе, широтные разломы не играют ключевой роли во внутреннем строении рифта Мертвого моря. Главные и наиболее протяженные из них сосредоточены в южной части рифта и представляют собой самостоятельные структуры, которые сформировались в предыдущую эритрейскую фазу до интенсивного развития самого рифта. Последнее не исключает их частичную активизацию в левантинскую фазу, в которую они могли компенсировать растяжение [21]. Таким образом, сравнение экспериментальных данных с реальной структурной обстановкой указывает на условия косоугольного растяжения, которое привело к формированию двух основных систем разломов меридионального и северо-западного направления, определяющих строение южной части рифта Мертвого моря.

А.Е. Клифтон и другие [12] показали, что при $\alpha \geq 45^\circ$ самые протяженные дислокации на моде-

лях имеют азимуты, совпадающие с максимумами встречаемости разломов определенных направлений. Это в какой-то мере хорошо коррелирует с нашими данными, которые показывают, что наибольшая интенсивность систем трещин, наибольшая ширина зон разломов и в большинстве случаев их длина также совпадают с максимумами азимутов простираний разрывов на розах-диаграммах (см. рис. 5). При $\alpha = 30^\circ$ и 15° эти закономерности нарушаются. Следовательно, вектор региональных растягивающих усилий в рифте Мертвого моря направлен под некоторым углом к его оси, который находится в пределах от 60 до 30° . В результате это порождает два главных преобладающих типа полей напряжений локального уровня: субширотное растяжение и сдвиг с СВ-ЮЗ ориентировкой оси растяжения и СЗ-ЮВ ориентировкой оси сжатия (см. рис. 9).

Таким образом, на основании детального статистического анализа направлений разрывных нарушений устанавливается подобие разломных систем, существующих в рифте Мертвого моря и получаемых на моделях в результате косоугольного растяжения. Другой характерной особенностью косых рифтов является их внутреннее строение, определяющееся эшелонированными рифтовыми сегментами – долинами, разделенными межпадинными перемычками [26]. Это строение подчеркивается, в свою очередь, эшелонированными разломами со смещениями, варьирующими от чистого сброса до сдвига [13]. В моделях наблюдается разделение деформаций между различными выборками структур, а углы падения разломов в целом круче, чем у чистых сбросов [36]. Все эти характерные черты, обнаруживающиеся при полевых исследованиях в строении разрывных систем и рельефе, свойственны рифту Мертвого моря.

Крутопадающие углы падения $70\text{--}80^\circ$ (обычно типичные для сдвигов) многих субмеридиональных разломов и в то же время структурные доказательства сбросовых смещений по ним могут объясняться также тем, что до левантинской фазы интенсивному рифтообразованию предшествовали некоторые значительные сдвиговые смещения. В то время субмеридиональные разрывные нарушения могли начать развиваться как сдвиговые структуры. Однако позже растяжение в земной коре стало превалировать, что привело к образованию рифта Мертвого моря, в том числе к формированию сбросов с крутыми, нехарактерными для них, углами падения. Подобные изменения напряженного состояния от сдвигового режима до растяжения выявлены для Байкальского, Баргузинского и Кичерского бассейнов Байкальской рифтовой зоны [30]. Учтя это, можно согласиться с А. Снехом [34] в том, что до рифтообразования была фаза (поздний олигоцен – ранний миоцен), характеризующая сдвиговый режим. Тем не менее, вряд ли он мог привести к сдвигу с амплитудой перемещения более 100 км, как считают некоторые исследователи [18, 19],

т.к. следы таких горизонтальных перемещений должны были оставить неизгладимый след до наших дней. Как показывает эта и некоторые другие работы, рифт Мертвого моря в настоящем не соответствует ни типичному сдвиговому разлому, ни “чистому” рифту, а, скорее всего, является результатом косо го растяжения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные структурные исследования позволили получить новый фактический материал по разрывным системам и полям напряжений рифта Мертвого моря (на сегменте залив Эйлат – впадина Хула). Комплексный анализ данных с использованием тектонофизических подходов дает основания выделить ряд особенностей, характеризующих обстановку косо го растяжения:

1. Сеть разрывов в южной части рифта определяется, в основном, главными меридиональными разрывными нарушениями, направление которых относительно стабильно в пространстве в пределах 0–10°, и второстепенными разломами северо-западного простирания с азимутами, варьирующими от 290 до 340°. Системы разломов других направлений менее распространены и значимы по отношению к ним.

2. Разломы меридионального и северо-западного направления имеют наибольшие протяженность и мощность зон дробления, а системы трещин, определяющие строение зон этих дизъюнктивов, характеризуются наибольшей интенсивностью.

3. Субмеридиональное направление трещинных систем в большинстве случаев ярко выражено в пределах локальных бассейнов, в то время как в межвпадинных перемычках, разделяющих их, оно зачастую затухает другими системами разрывов.

4. Мезоструктурные признаки свидетельствуют о сбросовых подвижках по субмеридиональным разрывам в пределах локальных впадин. В межвпадинных перемычках компонента смещения может изменяться от сбросовой до сдвиговой в зоне одного и того же разлома. Разрывы северо-западного простирания характеризуются сбросовыми и сбросо-сдвиговыми смещениями, широтные – сдвиговыми, северо-восточные – сдвиговыми и сбросовыми.

5. Со структурным развитием рифта Мертвого моря равноправно связаны два главных типа полей напряжений локального уровня: растяжение с широтной (преимущественно) и ВСВ ориентацией оси растяжения, и сдвиг с СВ (реже субширотным) растяжением и СЗ (реже субмеридиональным) сжатием.

Работа выполнена при финансовой поддержке Университета г. Хайфа в Израиле и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 04-05-64348). Автор искренне признателен С.И. Шерману и профессору Центра морских исследований при Университете г. Хайфа И. Марту

за разностороннее содействие в проведенных исследованиях, своему коллеге А.С. Гладкову за просмотр рукописи и полезные советы, а также рецензентам работы В.С. Буртману и М.Л. Коппу за ценные замечания и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Недра, 1975. 536 с.
2. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 140 с.
3. *Копп М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К., Факиани Ф., Хафез А.* Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропации Левантинского трансформного разлома // Геотектоника. 1999. № 5. С. 77–92.
4. *Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж.* Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
5. *Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа / Под ред. Н.И. Николаева. М.: Недра, 1992. 295 с.
6. *Чернышев С.Н.* Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. 240 с.
7. *Шерман С.И.* Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
8. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобацкая Р.М., Лысак С.В., Левин К.Г.* Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
9. *Angelier J.* Fault slip analysis and paleostress reconstruction // Continental Deformation. Pergamon, Oxford, 1994. P. 101–120.
10. *Bonini M., Souriot Th., Boccaletti M., Brun J.P.* Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift // Tectonics. 1997. Vol. 16. № 2. P. 347–362.
11. *Brun J.-P., Tron V.* Development of the North Viking Graben: inferences from laboratory modeling // Sedimentary Geology. 1993. Vol. 86. P. 31–51.
12. *Clifton A.E., Schlische R.W., Withjack M.O., Ackermann R.V.* Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models // J. Structural Geology. 2000. Vol. 22. № 10. P. 1491–1509.
13. *Corti G., Bonini M., Innocenti F., Manetti P., Mulugeta G.* Centrifuge models simulating magma emplacement during oblique rifting // J. Geodynamics. 2001. Vol. 31. № 5. P. 557–576.
14. *Darkal A.N., Krauss M., Ruske R.* The Levant fault zone. An Outline of its structure, evolution and regional relationship // Z. geol. Wiss. Berlin. 1990. Vol. 18. № 6. P. 549–562.
15. *Dauteuil O., Brun J.P.* Oblique rifting in a low spreading ridge // Nature. 1993. Vol. 361. P. 145–148.
16. *Dauteuil O., Brun J.P.* Deformation partitioning in a slow spreading ridge undergoing oblique extension: Mohs Ridge, Norwegian Sea // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 5. P. 870–884.
17. *Eyal Y.* Stress field fluctuations along the Dead Sea rift since the middle Miocene // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 1. P. 157–170.

18. Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. The shear along the Dead Sea Rift // R. Soc. London Phil. Trans. 1970. № A267. P. 107–130.
19. Garfunkel Z. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // Tectonophysics. 1981. Vol. 80. № 1. P. 81–108.
20. Heimann A., Eyal M., Eyal Y. The evolution of Barahta rhomb-shaped graben, Mount Hermon, Dead Sea Transform // Tectonophysics. 1990. Vol. 180. № 1. P. 101–110.
21. Horowitz A. (with contributions by Flexer A., Ginzburg A., Ben-Avraham Z., Garfunkel Z.). The Jordan rift valley. A.A. Balkema publishers/Lisse/Abingdon/Exton (PA)/Tokyo, 2001. 730 p.
22. Kashai E.L., Croker P.F. Structural geometry and evolution of the Dead Sea-Jordan rift system as deduced from new subsurface data // Tectonophysics. 1987. Vol. 141. № 1. P. 33–60.
23. Letouzey J., Tremolieres P. Paleo-stress fields around Mediterranean derived from microtectonics: Comparison with plate tectonic data // Rock Mechanics. 1980. Vol. 9. P. 173–192.
24. McClay K.R., White M.J. Analogue modeling of orthogonal and oblique rifting // Marine and Petroleum Geology. 1995. Vol. 12. № 2. P. 137–151.
25. Mart Y. The Dead Sea rift, a leaky transform fault or an oblique spreading center: a short review // Africa Geoscience Review. 1994. Vol. 1. № 4. P. 567–578.
26. Mart Y., Dauteuil O. Analogue experiments of propagation of oblique rifts // Tectonophysics. 2000. Vol. 316. № 1–2. P. 121–132.
27. Mart Y., Horowitz A. The tectonics of the Timna region in southern Israel and the evolution of the Dead Sea rift // Tectonophysics. 1981. Vol. 79. P. 165–199.
28. Mart Y., Rabinowitz P.D. The northern Red Sea and the Dead Sea Rift // Tectonophysics. 1986. Vol. 124. № 1. P. 85–113.
29. Picard L.Y., Golani U., Bentor Y.K., Vroman A., Zak I. Israel geological map. Survey of Israel. Scale 1 : 250000. 1965 (reprinted in 1999).
30. San'kov V., Miroshnichenko A., Levi K., Likhnev A., Melnikov A., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf. Explor. Prod. 1997. Vol. 21. № 2. P. 435–455.
31. Sagy A., Reches Z. Fault pattern, joint systems and slip partitioning along the western margins of the Dead Sea rift // Dead Sea: Abstr. The first Stephan Mueller Conf., Eur. Geophys. Soc. 2000. P. 34.
32. Scott S.D., Benes V. Oblique rifting in the Havre Trough and its propagation into the continental margin of New Zealand: comparison with analogue experiments // Marine Geophysical Researches. 1996. Vol. 18. P. 189–201.
33. Shapira A. Seismicity of the Dead Sea basin // The Dead Sea, the lake and its setting. Oxford: Oxford University press, 1997. P. 82–86.
34. Sneh A. The Dead Sea Rift: lateral displacement and downfaulting phases // Tectonophysics. 1996. Vol. 263. № 1–4. P. 277–292.
35. Sneh A., Bartov Y., Weissbrod T., Rosensaft M. Geological map of Israel. Geological Survey of Israel. Scale 1 : 200000. 1998.
36. Tron V., Brun J.-P. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems // Tectonophysics. 1991. Vol. 188. P. 71–84.
37. Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. New York: W.N. Freeman and Company, 1992. 532 p.
38. Van Eck T., Hofstetter R. Fault geometry and spatial clustering of microearthquakes along the Dead Sea-Jordan rift fault zone // Tectonophysics. 1990. Vol. 180. № 1. P. 15–27.
39. Withjack M. O., Jamison W.R. Deformation produced by oblique rifting // Tectonophysics. 1986. Vol. 126. P. 99–124.
40. Zilberman E., Amit R., Heimann A., Porat N. Changes in Holocene Paleoseismic activity in the Hula pull-apart basin, Dead Sea Rift, northern Israel // Tectonophysics. 2000. Vol. 321. № 2. P. 237–252.

Рецензенты: М.Л. Копп, В.С. Буртман

Fault Systems and Stress Fields in the Southern Dead Sea Rift

O. V. Lunina

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

e-mail: lounina@crust.irk.ru

Abstract—Fractures and fault zones are studied in the Dead Sea Rift with geological and structural methods. As is established from the statistical processing of the data, the N–S- and NW-trending faults control the structure in the southern portion of this rift. They are the longest and accompanied by the thickest crush zones and the most developed fracture systems in comparison with faults oriented in other directions. The roughly meridional trend of fracture systems is vividly expressed within basins and often shaded by other fracture systems in the interbasin links. Mesostructural marks indicate the normal faulting along master faults within local basins, while between them, in uplifted offsets, the displacements may change from normal to strike-slip within the same fault zone. The NW-trending faults are characterized by normal and combined normal and strike-slip displacements; the E–W faults reveal lateral displacement, and the NE-trending faults exhibit strike-slip and normal displacements. Two local stress fields equal in implications for the tectonic evolution of the Dead Sea Rift have been reconstructed from the fracture patterns: (1) E–W (predominant) and ENE extension and (2) shear accompanied by the NE or less developed E–W extension and the NW or less developed N–E compression. Comparison of the results obtained with analog models of structural systems formed under various loading conditions shows that the specific features of faulting and stress fields in the Dead Sea Rift resulted from oblique extension.

УДК 551.243.6:551.763

ПРИСДВИГОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ (БАСЕЙНЫ PULL-APART) (ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ)

© 2005 г. Л. И. Иогансон

Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, Б. Грузинская ул., д. 10

Поступила в редакцию 26.01.2004 г.

Присдвиговые осадочные бассейны составляют особый класс тектонических структур и связаны с проявлениями сдвиговой тектоники в различных геодинамических обстановках. Их формирование обусловлено сложной кинематической игрой блоков земной коры и существенно отличается от формирования других типов осадочных бассейнов. Обзор преимущественно зарубежной литературы по присдвиговым бассейнам посвящен особенностям строения, развития и механизму формирования присдвиговых бассейнов.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия возрос интерес специалистов к сдвиговой тектонике, проявляющейся не только в особенностях деформаций, но и в характере седиментации. К настоящему времени возникло особое направление в геодинамике, связанное с проблемами сдвиговой тектоники, в том числе специфическая “escape tectonics” (“убегающая тектоника” или “тектоника бегства”, которой примерно соответствует понятие латерального выжимания в отечественной литературе [3, 36]) и имеется обширная опубликованная литература по этому вопросу [1–37]. Некоторыми отечественными ведущими тектонистами признается настолько большая роль сдвигов в развитии складчатых структур, что сдвиговая тектоника рассматривается как особая форма тектонического развития [9]. В исследовании сдвиговой тектоники у нас в стране сделаны заметные успехи, однако существуют и определенные пробелы, и может быть наиболее заметный из них связан с изучением осадочных бассейнов, обусловленных сдвиговой тектоникой.

Подобные осадочные бассейны стали объектами пристального внимания исследователей с середины прошлого века. В 50-е гг. в отечественной и зарубежной литературе появилось описание специфических разломных депрессий, приуроченных к крупным сдвиговым зонам. С.В. Кэри назвал их ромбочазмами [17]. Первые упоминания в отечественной геологической литературе о подобных структурах связаны с фундаментальными работами ГИН АН СССР в Средней Азии и эпицентральной зоне Гоби-Алтайского катастрофического землетрясения (“зияющие трещины” А.В. Лукьянова, “бассейны присдвигового растяжения” В.С. Буртмана и др.) [5, 8]. Предлагались и другие термины для обозначения этого вида структур: тектонические депрессии, сдвиговые грабены (wrench graben), ромбические грабены,

освобождающие изгибы (releasing bends), синсдвиговые бассейны [2, 14, 18, 19]. Однако всеобщее признание получил предложенный несколько позднее Б. Берчелом термин “pull-apart basin”, что в дословном переводе означает “бассейн растаскивания” [16]. Термин “pull-apart basin” включает в себе генетическую нагрузку, поскольку возник из предположения о механизме формирования бассейна Мертвой долины (Death Valley) в Калифорнии: “Мы предполагаем, что центральная часть Death Valley связана с растяжением вдоль отрезка сдвига, который слегка косо расположен по отношению к основному простиранию разломной зоны. Если эта идея верна, то обе стороны Death Valley были растащены в стороны (pulled apart) и между ними возник грабен” [16, с. 440]. В дальнейшем под термином “pull-apart basin” подразумевается осадочный бассейн, образовавшийся в результате растяжения коры в зоне нарушения непрерывности сдвига, проявляющегося в виде изгиба одного сдвига или ступени между двумя сдвигами [18, 28]. Этот термин прочно укоренился в отечественной геологической литературе при анализе сдвиговой тектоники в целом, но парадокс состоит в том, что он употребляется, как правило, в отрыве от понятия о присдвиговых бассейнах, как именуются в обзоре “pull-apart basins” [3, 6, 7, 11].

Большая роль в изучении осадочных бассейнов этого типа принадлежит американским геологам, в частности, Б. Берчелу, П. Манну, К. Берке и особенно Дж. Кроувеллу, работы которых стали классическими для последующих исследователей этого типа структур [16, 19, 20, 28, 29]. В настоящее время накоплен огромный материал по присдвиговым осадочным бассейнам, выявленным и изученным в самых различных геодинамических обстановках [12–37]. Следует отметить только отдельные работы отечественных специалистов на означенную тему. В статье [2] охарак-

теризованы меловые присдвиговые бассейны Южной Кореи и высказано предположение о широком развитии подобных структур в пределах Дальнего Востока России. В обстоятельной работе А.В. Тевелева рассмотрены присдвиговые бассейны по обрамлению Памира [11]. В ряде работ отмечается также роль сдвиговой составляющей при формировании преимущественно рифтовых бассейнов различного возраста [4, 6 и др.].

Между тем, изучение присдвиговых бассейнов представляется весьма актуальным, поскольку не только открывает новый тип осадочных бассейнов с принципиально иным механизмом формирования, но и дает новый неоценимый материал для познания сложной кинематики сдвиговых зон как отражения взаимоувязанной, глобальной динамической системы, включающей на локальном уровне “структурную игру” отдельных блоков земной коры, приводящую к образованию осадочных бассейнов. Выявление присдвиговых бассейнов имеет и чисто прикладное значение, поскольку многие из них содержат значительные запасы углеводородов и другого минерального сырья. Ниже приводится анализ преимущественно зарубежной литературы с акцентом на характерные черты структуры, особенности региональной структурной приуроченности, закономерности седиментации и механизм образования присдвиговых осадочных бассейнов, что может послужить критерием для выделения подобного типа структур в других регионах.

СТРУКТУРНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ПРИСДВИГОВЫХ БАССЕЙНОВ

Характерной особенностью пространственного размещения присдвиговых бассейнов является, с одной стороны, их строгая избирательность, связанная с исключительной приуроченностью к сдвиговым зонам, а с другой стороны, индифферентность по отношению к вмещающему геотектоническому региону. Поэтому присдвиговые бассейны встречаются в различных и, более того, контрастных по своему структурному статусу геодинамических обстановках. Это своеобразные тектонические космополиты, обязанные своим происхождением специфической роли порождающих их сдвиговых зон различного масштаба, служащих как трансформными границами между глобальными и региональными зонами сжатия и растяжения, так и средствами сложного пространственного приспособления выжимаемых тектонических блоков из областей конвергенции плит.

В настоящее время существуют достаточно обобщенные подразделения присдвиговых бассейнов в соответствии с их структурной приуроченностью. Так, Н. Кристи-Блик и К.Т. Биддл в качестве “пулл-апартогенных” рассматривают зоны континентальных или океанических транс-

формных разломов, дивергенции или конвергенции плит [18]. П. Манн с соавторами ту же роль отводят трем геодинамическим обстановкам: 1) протяженным сдвиговым пограничным зонам между жесткими континентальными плитами; 2) сдвиговым зонам в районах диагональной субдукции и 3) системам сдвигов в областях латерального выжимания (“тектонического бегства”) континентальных блоков в областях конвергенции плит [28]. Таким образом, названные подразделения во многом подразумевают одни и те же геодинамические обстановки.

В качестве примеров присдвиговых бассейнов, образовавшихся в условиях дивергенции, можно назвать семейство неоген-четвертичных бассейнов провинции Бассейнов и Хребтов [24], плейстоцен-голоценовый бассейн Мертвого моря [29], позднеюрско-раннемеловой бассейн Сория в Альпийском поясе [21], раннепротерозойский бассейн Нонахо в пределах Канадского щита [13]. Раннемеловой бассейн Пяуи на Бразильской континентальной окраине – типичный пример бассейна, образовавшегося в обстановке трансформного разлома (разлома Романш) [37]. В условиях сдвиговой границы между двумя жесткими плитами образовались многочисленные бассейны, приуроченные к зоне сдвига Сан Андреас на западе США, и на продолжении этой тектонической линии севернее, в Канадских Кордильерах [21, 27]. Типичными примерами присдвиговых бассейнов, возникших в обстановках сжатия, являются Венский бассейн в системе европейских альпид, осадочные бассейны между континентом Северной Америки и Карибами, а также многочисленные, хотя и мелкие бассейны Восточно-Турецкой глыбы [34, 36]. Наконец, зоны Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского сдвигов породили обширное семейство присдвиговых бассейнов, связанных с тектоникой латерального выжимания (“тектоникой бегства”) Анатолийской глыбы к западу из области конвергенции Аравийской и Евразийской плит [36].

При общей принципиальной закономерности возникновения присдвиговых бассейнов в названных зонах, указанные структуры образуются не повсеместно, а только в определенных структурных условиях, обусловленных наличием неоднородностей материала или параметров сжатия при смещении по сдвиговому нарушению. Эти неоднородности приводят, прежде всего, к нарушению непрерывности сдвига и возникновению так называемых “releasing overstep” (дословно – освобождающая ступень) или “releasing bend” (дословно – освобождающий изгиб). Эмпирические наблюдения показали, что область растяжения возникает именно в местах этих “освобождающих” изгибов или ступеней. Кинематический смысл этих терминов заключается в том, что в области изгиба одного сдвига или в пределах ступени между двумя сдвигами с одинаковым направлением

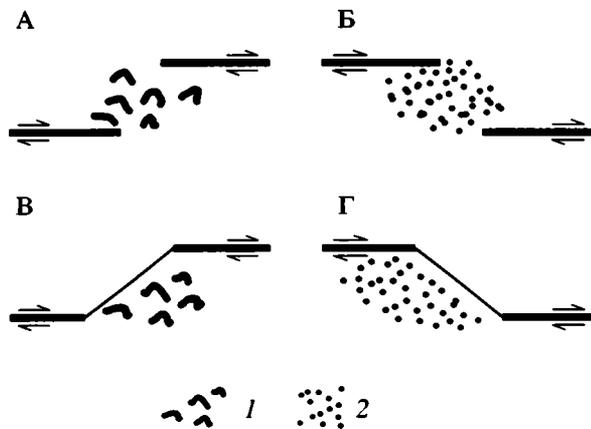


Рис. 1. Схема нарушений непрерывности сдвига
1 – “вытолкнутые блоки” (push up block); 2 – присдвиговые бассейны (pull-apart)

А – “ограничивающая ступень” (restraining overstep) – ступень между разнонаправленными сдвигами, в пределах которой проявляются напряжения сжатия и возникают “вытолкнутые блоки” (push up block); Б – “освобождающая ступень” (releasing overstep) – ступень между однонаправленными сдвигами, в пределах которой проявляются напряжения растяжения и возникают присдвиговые бассейны (pull-apart); В – “ограничивающий изгиб” (restraining bend); Г – “освобождающий изгиб” (releasing bend)

смещения возникает область растяжения. Так, правая “освобождающая ступень” или правый “освобождающий изгиб” возникают в случае правосторонних сдвигов и левые ступень и изгиб – в случае левосторонних сдвигов (рис. 1). Именно с этими областями растяжения связано образование присдвиговых осадочных бассейнов. Существуют вдоль сдвигов и противоположные по динамическим условиям обстановки с преобладанием напряжений сжатия – “ограничивающие ступени” или “ограничивающие изгибы” (“restraining overstep” или “restraining bend” соответственно), правые в системе левосторонних сдвигов и левые – в системе правосторонних [17–19]. (Несмотря на, казалось бы, не очень уместное и несколько неловкое звучание в русском языке точного перевода этих терминов, на рисунках хорошо видно, что подобные “освобождающие” изгибы и ступени действительно “освобождают” дополнительное пространство при смещениях по сдвигу и, соответственно, сужают пространство и затрудняют смещение в случае “ограничивающих” изгибов или ступеней). В подобных обстановках создаются положительные структурные формы на внешних сторонах сдвигов: это так называемые “вытолкнутые блоки” (push up) или хребты сжатия [24], “ограничивающие изгибы” (“restraining bend”) [18] или ромбовидные горсты [14, 15]. Последние создают своеобразные парагенезы с присдвиговыми бассейнами и часто служат источниками сноса для осадочного выполнения в процессе формирования бассейнов.

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРИСДВИГОВЫХ БАССЕЙНОВ

Выявленные присдвиговые осадочные бассейны имеют различный возраст от докембрийского до плиоцен-четвертичного, однако большинство из них все же относится к молодым структурам, очевидно, просто в силу лучшей их сохранности. Типичные присдвиговые бассейны имеют ромбовидную форму, но встречаются и клиновидные бассейны. Как правило, это узкие (шириной до нескольких десятков км), вытянутые депрессии, ограниченные породившими их сдвиговыми нарушениями по простиранию и поперечными сбросами в тыловых частях. Главный сдвиг (master fault) образует наиболее выразительную границу подобного бассейна. Бассейны вытянуты параллельно этому главному контролирующему сдвигу.

Присдвиговые осадочные бассейны обладают специфическими особенностями строения осадочного чехла, отражающими характер осадконакопления в этих мобильных депрессиях. Осадочное выполнение в таких бассейнах характеризуется резко асимметричным распределением мощностей с осевой зоной их максимальных значений, смещенной к главному ограничивающему сдвигу. Даже небольшие по площади бассейны характеризуются резкими фаціальными изменениями и широким фаціальным разнообразием. Типичными для них являются делювиальные, оползневые, аллювиальные, шнурковые, меандровые, дельтовые, прибрежные, мелко- и мелководные озерные, турбидитовые отложения, а также химические и водорослевые известняки. При этом площадное распределение фаций подчиняется определенным закономерностям. Весьма характерны отложения окраин бассейна. Вдоль конседиментационной активной сдвиговой окраины развиты небольшие преимущественно обломочные аллювиальные конуса выноса, содержащие грубую осадочную брекчию и конгломераты. Вдоль неактивных или менее активных окраин развиты речные отложения, включающие аллювиальные конуса выноса, сложенные хорошо окатанными конгломератами и мелкой брекчией. В осевых зонах развиты преимущественно тонкозернистые речные фации, а в некоторых бассейнах – озерные или даже морские турбидиты. При этом обломочные аллювиальные фации и отложения осыпей, конусов выноса, оползней, обвалов, примыкающие к разломным ограничениям бассейнов, формируют узкие, не более первых километров, прибортовые зоны. Более узкими являются бортовые зоны, примыкающие к активной сдвиговой окраине. Более широкие бортовые зоны наблюдаются на противоположной окраине бассейна. Отложения озерных тонкозернистых фаций, приуроченные к осевым зонам, смещены к активной сдвиговой окраине бассейна, что свидетельствует об исходном наклоне его дна.

Одним из отличительных признаков присдвигового бассейна является миграция депоцентра в процессе формирования бассейна в соответствии со смещением по сдвиговому нарушению, ответственному за формирование данного бассейна. Миграция депоцентра обуславливает вовлечение новых источников сноса в процессе седиментации в бассейне, при этом направление миграции в целом противоположно главному течению осевых палеопотоков. В связи с этим осадочное выполнение поступает в бассейн из многочисленных источников сноса, меняющихся со временем в результате латерального движения вдоль ограничивающих бассейн разломов. В свою очередь это обуславливает различную и сложную фаціальную картину и петрографию осадочного выполнения. В осадочном чехле наблюдается широкое развитие конседиментационных оползневых процессов и деформаций, возможно служащих показателем сейсмичности вдоль окраин бассейна. С другой стороны, в подобных бассейнах, как правило, не наблюдаются признаки конседиментационного вулканизма или плутонизма.

Присдвиговые бассейны могут содержать очень мощное осадочное выполнение по сравнению с его размерами. Кроме того, из-за миграции депоцентров, стратиграфические мощности осадочного выполнения в некоторых бассейнах достигают колоссальных величин, намного превышающих наблюдаемые мощности. Например, в нижнепротерозойском бассейне Нонахо (юго-западная часть Канадского щита) стратиграфическая мощность осадочного чехла составляет 48 км, в то время как максимальные фактические мощности составляют 6–8 км [13].

Характерной особенностью рассматриваемых бассейнов является их относительно короткая геологическая жизнь, охватывающая не более двух геологических эпох (первые десятки млн. лет). Наряду с большими мощностями осадочных чехлов, это предполагает высокую скорость осадконакопления, в среднем 2.5–3.0 м/1000 лет, хотя в эоценовом бассейне Чуканут-Пуджет (Каскадные горы, северо-запад Американского континента) определена рекордно высокая скорость осадконакопления – 50–114 см/1000 лет [25, 31].

Присдвиговые осадочные бассейны обладают очень сложным внутренним строением, что обусловлено сложной историей их формирования. Характерны первоначальное их возникновение в условиях растяжения и последующая стадия сжатия и складчатости в результате транспрессии, сменяющей трансензию на соответствующем отрезке сдвига. Один и тот же бассейн может поочередно испытывать и растяжение, и сжатие (с соответствующими “структурными следами”), в зависимости от вариаций движения сопредельных блоков коры, или растяжение в одной части бассейна может сопровождаться сжатием в другой его части. Более того, направления растяжения и

сжатия могут меняться в пространстве и времени, что обуславливает широкое разнообразие структурного стиля этого типа осадочных бассейнов. В общем случае, главными факторами, определяющими структурный облик междвигового осадочного бассейна, являются: 1) степень конвергенции или дивергенции смежных блоков, 2) величина смещения по сдвигу, 3) физические свойства деформируемых пород, 4) конфигурация предшествующих сдвиговым перемещениям структур [18].

Еще одной важной особенностью присдвиговых бассейнов является их приуроченность к верхней части коры и отсутствие глубоких корней в нижележащих толщах коры и, тем более, верхней мантии. К некоторым из них применяется термин “thin skinned” (буквально – тонкокожий). В русском языке нет аналога этому удачному термину, означающему тонкий слой коры, вовлеченный в растяжение и получившему широкое распространение в англоязычной литературе со времен изучения провинции Хребтов и Долин в Центральных Аппалачах).

Несмотря на различный возраст и тектоническую позицию присдвиговых бассейнов, указанные характерные признаки, в особенности специфика осадочного чехла, являются общими для большинства подобных структур. Именно это обстоятельство позволяет идентифицировать древние присдвиговые осадочные бассейны, потерявшие, например, в ходе дальнейшей геологической эволюции, свою ромбообразную форму. Для иллюстрации этого положения ниже приводится краткое описание строения осадочного чехла нескольких присдвиговых бассейнов различного возраста, расположенных в различных геодинамических обстановках.

Бассейн Хорнелен. Субширотный присдвиговый бассейн Хорнелен расположен в западной прибрежной части норвежских каледонид, имеет размеры 70 × 25 км и выполнен девонскими отложениями общей (стратиграфической) мощностью 25 км [31]. Предполагается заложение бассейна вдоль сдвига, ограничивающего бассейн с севера и активного в девонского время. Вдоль этой северной разломной границы развиты преимущественно аллювиальные обломочные отложения небольших конусов выноса, отлагавшихся в обстановке крутых палеосклонов. Это плохо отсортированные конгломераты, клинообразно выклинивающиеся к осевой зоне бассейна, фиксируемой озерными отложениями (рис. 2, 3). Вдоль южной границы наблюдаются речные отложения более крупных конусов выноса, отлагавшиеся на относительно пологих палеосклонах. Они характеризуются более тонким и лучше отсортированным материалом по сравнению с отложениями северного склона бассейна. Отложения центральной части бассейна представлены тонкозернистым материалом озерных и речных

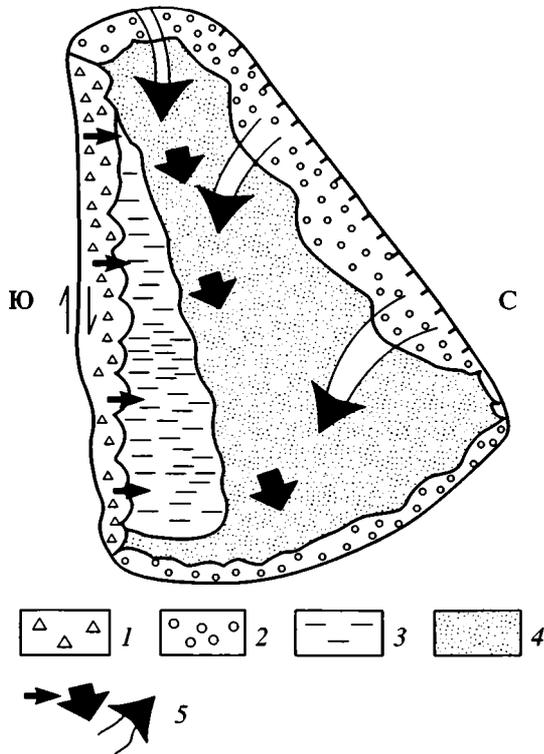


Рис. 2. Схема расположения фациальных комплексов в бассейне Хорнелен, по [31]

1 – обломочные отложения конусов выноса; 2 – аллювиальные отложения; 3 – озерные отложения; 4 – отложения дельты и конусов выноса; 5 – направление сноса материала

фаций, организованным в многочисленные (около 200) циклотемы мощностью до 150 м. Седиментационное тело, образованное указанными озерно-речными отложениями, прослеживается на значительной части бассейна, при этом смещено к северному борту бассейна. Наблюдается постепенная проградация этого комплекса в восточном направлении, что свидетельствует о миграции в восточном направлении депоцентов прогибания, а также объясняет тот факт, что при общей стратиграфической мощности отложений 25 км в каждом конкретном месте бассейна их мощность не превосходит 8 км. Скорость седиментации в бассейне составляла около 2.5 м за 1000 лет.

Бассейн Сория. Позднеюрско-раннемеловой бассейн Сория ромбической формы расположен в малодеформированном Альпийском сегменте Иберийского хребта (Испания) [22]. Размеры бассейна 70 × 50 км. Его происхождение связано с растяжением блока палеозойского фундамента, обусловленным подвижками вдоль двух сдвигов СВ и СЗ простирания. Мощность осадочного чехла, представленного преимущественно речными дельтовыми отложениями, около 8 км. Для бассейна характерно смещение депоцентра седимен-

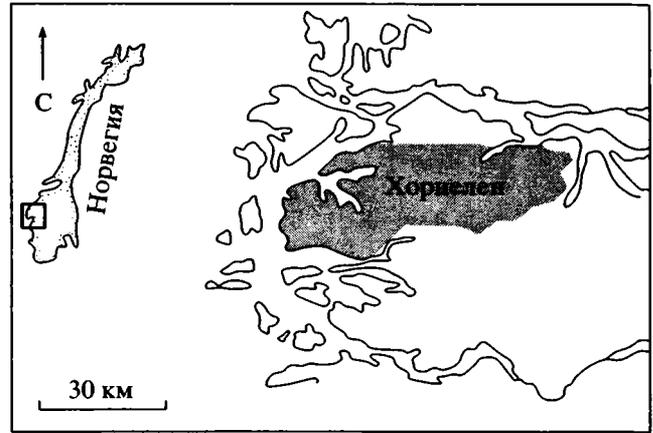


Рис. 3. Географическое положение бассейна Хорнелен, по [31]

тации с юго-востока на северо-восток (рис. 4, 5). Разобщенное пространственное положение депоцентов, соответствующих максимальным мощностям четырех характерных толщ в составе верхнеюрских и нижнемеловых отложений, является показателем изменения ведущей роли ограничивающих бассейн сдвигов. Юго-восточная разломная граница была доминирующим левосторонним сдвигом (master fault) во время отложения нижней части верхнеюрского разреза, а депоцентр ограничивался нормальным к нему сбросом. Во время отложения верхней части разреза произошла активизация северо-восточного ограничивающего бассейн сдвига. В осадочном чехле запечатлены деформации не только сжатия, но и растяжения, что свидетельствует о сложной истории формирования бассейна. Развитые внутри бассейна кальцитовые и кварцевые трещины и дайки могут свидетельствовать о фазе растяжения в позднеюрское-раннемеловое время. С другой стороны, складки на юго-восточной окраине бассейна свидетельствуют о напряжениях сжатия, сопровождающих формирование бассейна.

Бассейн Ридж. Бассейн Ридж расположен между разломами Сан Андреас и Сан Габриэль (Южная Калифорния), которые служат соответственно восточной и западной границами бассейна [31]. Бассейн Ридж, размерами 40 × 15 км, заложен в миоценовое время, в результате правосторонних подвижек по разлому Сан Габриэль, амплитуда которых составляла более 60 км. В плейстоцене активные правосторонние подвижки амплитудой до 240 км происходили по разлому Сан-Андреас, что вызвало миграцию депоцентра. Общая стратиграфическая мощность осадочного выполнения в бассейне Ридж составляет 13.5 км, хотя в результате миграции депоцентов в северо-западном направлении в каждой точке бассейна мощность осадочных отложений не превышает 4.5 км. Нижняя часть осадочного чехла представ-

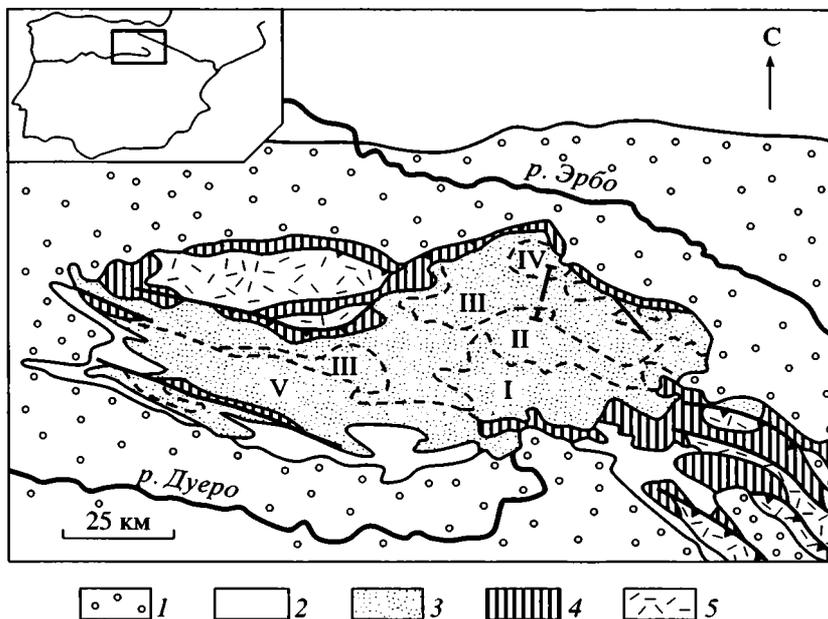


Рис. 4. Геологическая позиция бассейна Сория, по [22]

1 – кайнозой; 2 – верхний мел; 3 – верхнеюрско-нижнемеловые циклотемы I-V; 4 – триас-юра; 5 – палеозойский фундамент

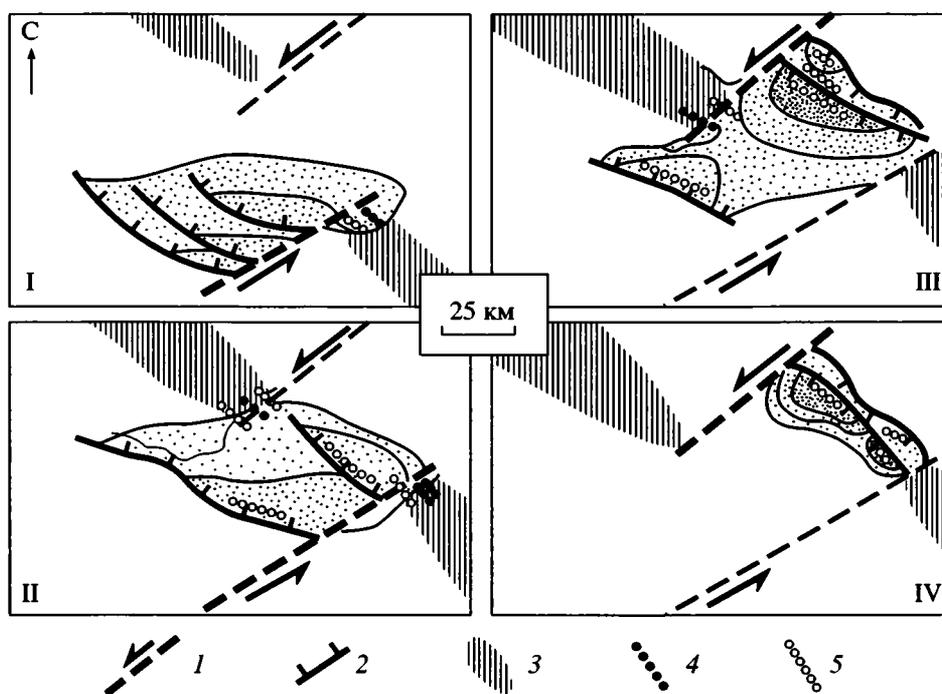


Рис. 5. Развитие бассейна Сория в поздней юре – раннем мелу, по [22]

1 – главные сдвиги; 2 – разломы; 3 – области сжатия; 4 – антиклизы; 5 – синеклизы; I-IV – стадии развития бассейна

лена континентальными отложениями формации Минт, перекрытыми морскими верхнемиоценовыми аргиллитами и турбидитами формации Кастаик мощностью около 2.2 км. Верхняя часть

осадочного выполнения относится к мощной (до 9–11 км) толще так называемой Группы Ридж, представленной в нижней части морскими отложениями, мощностью около 600 м. Основная

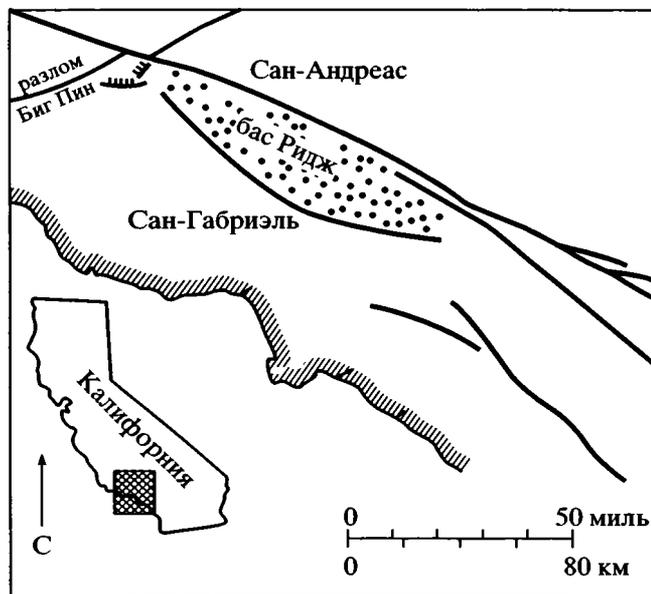


Рис. 6. Структурное положение бассейна Ридж, по [31]

часть этой толщи состоит из трех формаций, занимающих особое пространственное положение в бассейне. Так, на западном борту бассейна развиты грубообломочные брекчии формации Виолин мощностью до 11 км, выклинивающиеся в сторону осевой части бассейна и омолаживающиеся в северо-западном направлении по мере продолжающихся смещений по разлому Сан Габриэль. Эти отложения формировались как делювиальные осыпи и аллювиальные конусы выноса на крутых палеосклонах, примыкающих к разлому Сан Габриэль. Вглубь бассейна эта толща распространяется примерно на 1,5 км, замещаясь более тонкозернистыми отложениями формации Пиис Валли в осевой части бассейна.

Осевая часть бассейна выполнена преимущественно тонкозернистыми мелко- и глубоководными озерными отложениями формации Пиис Валли – глинистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами с прослоями железистых доломитов общей мощностью до 8 км. К восточному борту бассейна приурочена формация Ридж Рут с преобладанием конгломератов и песчаников аллювиальных и дельтовых конусов выноса, речных и озерных отложений общей мощностью до 9 км. Венчает разрез песчано-конгломератовая формация Хангри Валли, представленная аллювиальными и речными отложениями мощностью до 1 км и пользующаяся повсеместным распространением в бассейне (рис. 6, 7). Скорость осадконакопления в бассейне составляла 3 м за 1000 лет.

Бассейн Ридж возник в зоне “освобождающего изгиба” на северо-восточном крыле разлома Сан Габриэль. Правосторонние подвижки по этому разлому были основным структурообразующим

фактором во время развития бассейна. Одновременно с образованием бассейна смещение по разлому вызвало образование “вытолкнутого поднятия” на западном крыле разлома, которое создало источник питания для формации Виолин, заполнявшей западный борт проградировавшего в северо-западном направлении бассейна. Смещение основных движений к разлому Сан Андреас в плиоцене привело к перемещению к югу источника сноса. Осадконакопление в бассейне продолжалось в плейстоцене, после чего бассейн испытал воздымание и складчатость и был перемещен на 220–240 км к северу. Многочисленные консидиментационные деформации осадочного чехла свидетельствуют о сейсмических явлениях, синхронных осадконакоплению.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ И МОДЕЛИ ПРИСДВИГОВЫХ БАСЕЙНОВ

В настоящее время существуют теоретические и многочисленные эмпирические модели присдвиговых бассейнов. Теоретические модели разработаны на основании достаточно упрощенных допущений о термических и механических свойствах литосферы. Тем не менее, на самом обобщенном уровне они соответствуют реальным бассейнам [15, 17, 19–21, 33, 34]. Теоретическая модель наиболее простого типа присдвигового бассейна учитывает состояние напряжений, вторичное разломообразование, вертикальные смещения в результате мельчайших латеральных смещений по границам уступов. Для упрощения принимается, что границы являются плоскостными, вертикальными и параллельными, кора представлена изотропным гомогенным линейно-упругим материалом, а напряжения в коре однородны в пространстве.

В работе [22] приводится модель, для которой рассчитаны вертикальные смещения на внешних окончаниях сдвиговых нарушений в зависимости от горизонтального растяжения в пределах “освобождающей ступени” между двумя сдвигами, т.е. в месте формирования потенциального бассейна. По этим данным максимальные растяжения сконцентрированы во внутренней части ступени, при этом максимальные величины растяжения наблюдаются в двух депоцентрах, примыкающих к окончаниям параллельных сдвигов. Напряжения растяжения в ослабленном виде выходят также за пределы ступени между сдвигами и продолжают в направлении, противоположном смещению по этим сдвигам. Внутри бассейна напряжения растяжения реализуются в виде вторичных нормальных сбросов, пространственная последовательность возникновения которых происходит в направлении, обратном движению по сдвигу. Одновременные напряжения сжатия возникают на внешних сторонах сдвигов, и их максимумы приурочены к окончаниям сдвигов. При максималь-

ЮЗ

СВ

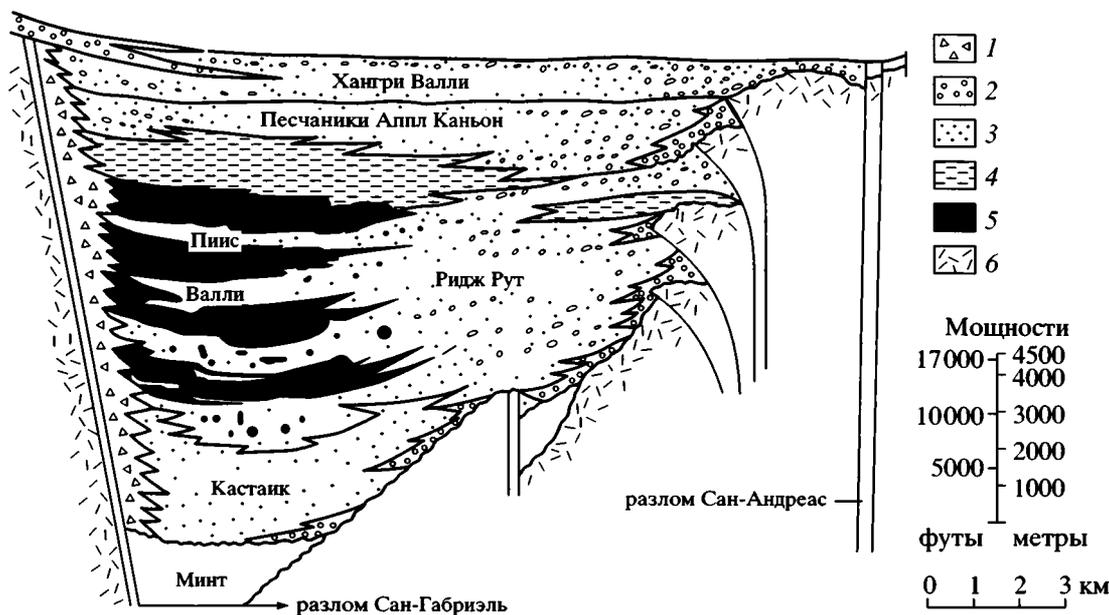


Рис. 7. Сводный геологический разрез бассейна Ридж, по [31]

1 – брекчии; 2 – конгломераты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – сланцы; 6 – фундамент

ном растяжении в бассейне в 15 см величина максимальных поднятий в зонах сжатия достигает 5 см (рис. 8). На этом же рисунке отражены стадии формирования присдвигового бассейна по [33].

Согласно двум другим моделям, представленным в работе [22], расчетные напряжения при растяжении внутри присдвиговой “освобождающей ступени” уменьшаются в 0.6 раз по сравнению с принятым исходным однородным их распределением; минимальные напряжения сжатия стремятся быть параллельными сдвигам. За пределами присдвиговой “освобождающей ступени” возле окончаний сдвигов сосредотачиваются максимальные напряжения, увеличивающиеся в 1.4 раза по сравнению с исходными и стремящиеся быть параллельными сдвигам. При простирании сдвигов под углом 45° и исходных напряжениях 4 бара в пределах присдвиговой “освобождающей ступени” фиксируются минимальные напряжения до -3.7 бара, конфигурация распределения которых параллельна сдвиговым нарушениям и веерообразно расходящаяся за пределами концов сдвигов, с одновременным уменьшением отрицательных значений. Напротив, максимальные напряжения концентрируются на внешних сторонах ступени, у концов сдвигов, и значения их достигают 7 бар (рис. 9, 10). На этих рисунках отчетливо видно “поведение” максимальных и минимальных напряжений и суммарный результат их распределения при формировании присдвигового бассейна.

Микротектоническое моделирование показало пространственное распределение деформаций сжатия и растяжения в формирующихся присдвиговых бассейнах. Высокая концентрация напряжений сжатия на внешней стороне сдвига сопровождается развитием трещин растяжения на другой стороне разлома. При этом отклонения и концентрация максимальных напряжений запечатлены в направлениях и длине стилолитовых пиков. Внутри ступени наблюдаются изогнутые трещины растяжения, их расположение напоминает положение сбросов в бассейне [22, 33]. Таким образом, из приведенных моделей следует, что на внешней стороне присдвиговой “освобождающей ступени” наблюдаются максимальные напряжения, конфигурация которых стремится быть параллельной разломам. Внутри ступени минимальные напряжения распределены перпендикулярно к ограничивающим разломам, но области развития минимальных их значений параллельны этим разломам. На границах “освобождающей ступени” наблюдаются напряжения сжатия, а в пределах ступени – область растяжения. Изогнутые трещины растяжения и сбросы расположены примерно перпендикулярно к ограничивающим сдвигам. При продолжающемся смещении по сдвигам в бассейне формируются две области максимального изгиба вторичных деформаций растяжения, которые продвигаются в направлении противоположном движению сдвига, что приводит к удлинению бассейна [22] (см. рис. 9, 10).

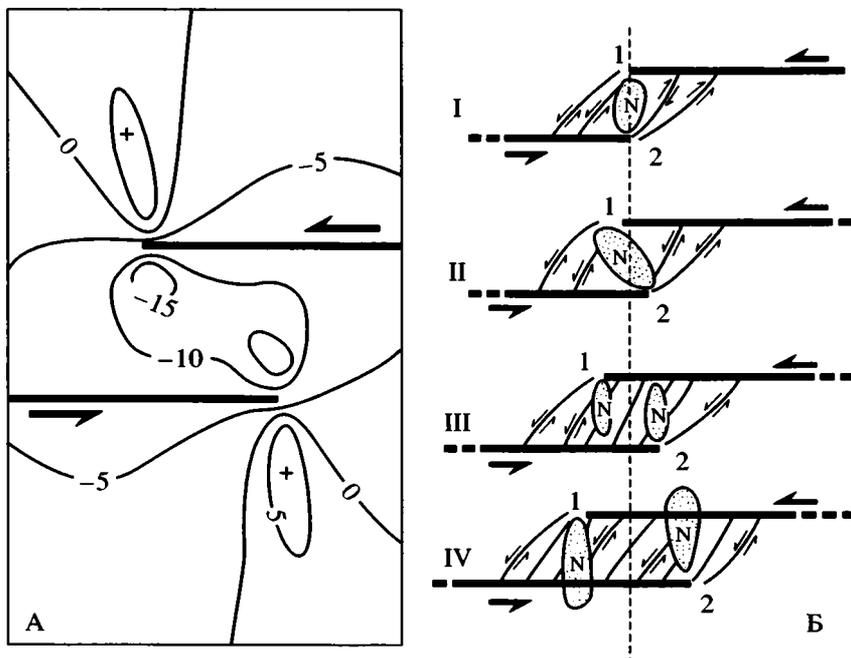


Рис. 8. Схема формирования присдвигового бассейна, по [22, 33]

А – рассчитанные вертикальные смещения на горизонтальной поверхности “освобождающего уступа”; Б – стадии развития присдвигового бассейна I–IV – стадии развития бассейна; N – область формирования сбросов; 1, 2 – положение окончания сдвиговых нарушений в процессе формирования бассейна

В подобных моделях отражаются самые общие характеристики присдвиговых бассейнов. Однако теоретические модели все же не могут учитывать все особенности реально существующих

бассейнов, например, большую протяженность разломов, степень деформаций, большую прочность пород, сложные вариации движения блоков, конседиментационные деформации или вещественные неоднородности смещаемых блоков. Ниже перечислены факторы, которые не могут быть оценены точно в модельных построениях: 1) мощность коры и литосферы до сдвиговых деформаций; 2) величина растяжения и вариации этого параметра с глубиной и по латерали; 3) относительный вклад растяжения литосферы и внедрения магматических пород; 4) сложная разломная геометрия и возможная роль в погружении нагрузки изгибов из-за сокращения коры; 5) недостаточные палеобатиметрические данные для некомпенсированных бассейнов, а для континентальных – недостаток данных для определения погружений; 6) возрастной контроль, особенно в неморских бассейнах; 7) дифференциация степени литификации осадков вследствие уплотнения или цементации поступающими извне минералами; 8) величина фонового теплового потока и тепловой генерации осадочных комплексов; 9) относительный вклад латеральной и вертикальной теплопроводности или движения флюидов в термальной истории бассейна [18]. Поэтому имеющиеся модели не приемлемы для более сложной геометрии или кинематической истории разломов. В этом отношении важно и то, что в теоретических моделях учитывается только начальное, но не последующее разломообразова-

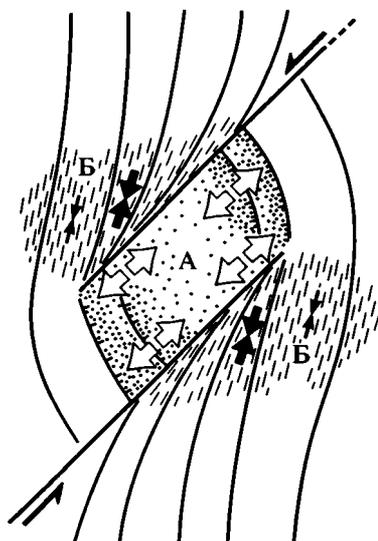


Рис. 9. Модель бассейна, возникшего в зоне освобождающей ступени, по [22]

А – зона растяжения; Б – области концентрации напряжений сжатия.

Густота точек в зоне растяжения соответствует величине погружения; вторичные сбросы перпендикулярны ограничивающим сдвигам

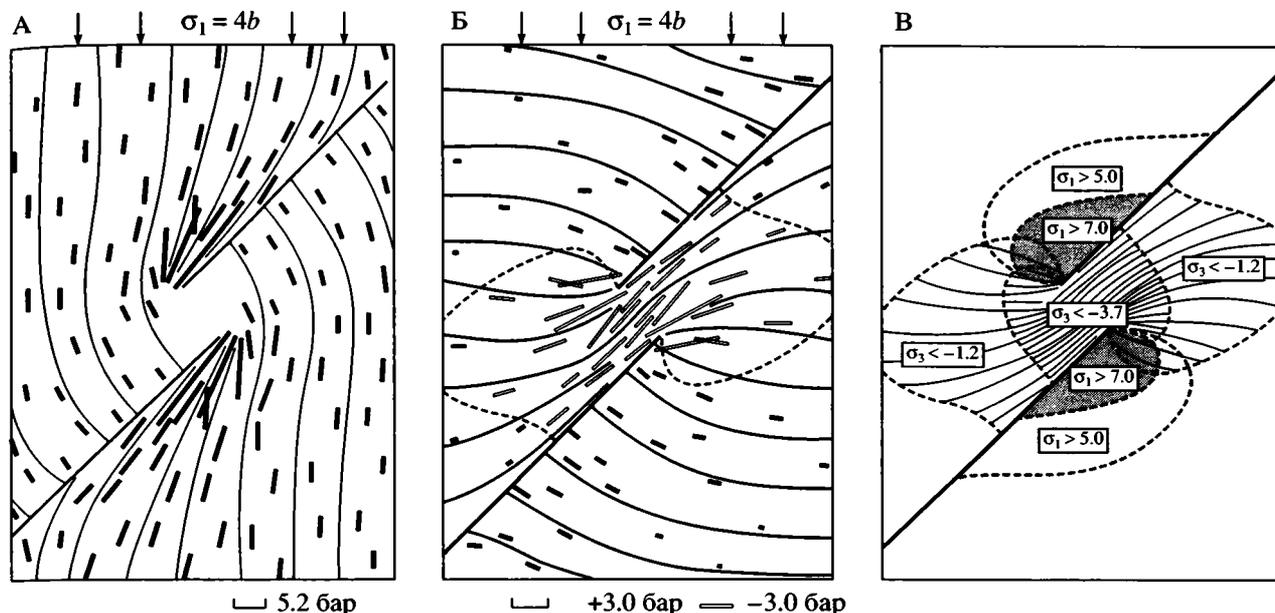


Рис. 10. Математическая модель распределения напряжений в “освобождающей (σ_1) ступени”, по [27]

А – направления и значения максимальных напряжений сжатия (σ_1); Б – направления и значения минимальных напряжений (σ_3); В – распределение высоких значений максимальных и минимальных значений напряжений. $\delta = 4$ – значение баров.

ние, связанное скорее с активизацией древних разломов, чем с порождением новых [33].

Применяются к присдвиговым бассейнам и модели, аналогичные разработанным Д. Маккензи для рифтовых бассейнов с учетом ограниченного времени рифтинга, латерального распределения теплового потока и зависимость от глубины растяжения. Однако, по этим моделям, погружение в рифтовых бассейнах обусловлено резким однородным растяжением литосферы и последующим ее охлаждением, а теоретические расчеты и геологические наблюдения в присдвиговых бассейнах свидетельствуют о весьма незначительных погружениях этих бассейнов, обусловленных пострифтовым охлаждением. Кроме того, присдвиговые бассейны обычно не превышают в ширину 50 км, и большая часть тепловой аномалии иссякает во время фазы растяжения. Против погружения присдвиговых бассейнов вследствие термического охлаждения свидетельствует и неглубокий гипсометрически уровень растяжения в коре, что показано, например, для Венского бассейна [34].

Эмпирические модели присдвиговых бассейнов основываются на учете “очищенных” геологических и геофизических данных по различным бассейнам. Наиболее обоснованными эмпирическими моделями присдвиговых бассейнов считаются модели Дж. Кроувелла [19, 20], а также последовавшие за ними модели ряда авторов [14, 29, 31, 36]. Первые простейшие модели образования присдвиговых бассейнов были предложены для

бассейна Мертвого моря. К этим моделям несколько позже был применен термин “pull-apart”. Предполагалось, что бассейн развивается между двумя параллельными, но разобщенными в плане сдвигами (master strike-slip faults), где область растяжений возникает в зоне окончания этих сдвигов (в последующей терминологии – области “освобождающей ступени”). При этом ширина бассейна остается постоянной и соответствует расстоянию по нормали между сдвигами, а длина бассейна – величине перекрытия обоих разломов. Подобная модель применялась для присдвиговых бассейнов в районе разломной зоны Сан Андреас. Модификация этой простейшей модели была проведена позднее с учетом не простого перекрытия проградирующих окончаний сдвигов, но их соединения коротким косым разломом под углом 10–15°. Этот вторичный диагональный разлом как раз и является родоначальником узкой трещины или бреши, от которой затем растяжение в противоположные стороны приводит к образованию топографического бассейна. Впоследствии изучение сейсмичности в присдвиговых бассейнах Калифорнии подтвердило положение о том, что раскрытие бассейна геометрически соответствует диагональному положению “освобождающего” изгиба по отношению к главному сдвигу. Именно возникновение этих диагональных соединительных разломов обуславливает ромбическую форму присдвиговых бассейнов. На внешней же стороне главного сдвига образуется компенсационное “вытолкнутое” поднятие – “push up”.

Этот механизм принципиально аналогичен механизму “освобождающего” изгиба [19]. На примере бассейна Ридж Дж. Кроувелл показал, что междвиговый бассейн образовался в результате растяжения в зоне “освобождающего изгиба” сдвига. Бассейн может также возникнуть в месте бифуркации или дивергенции разлома, вызывающих возникновение чередующихся приподнятых и опущенных блоков, а также в зонах кулисообразного расположения сдвигов [33].

По мнению многих авторов, ширина бассейна контролируется начальной геометрией разломов и соответствует или расстоянию между двумя сдвигами (в случае “освобождающей ступени”), или величине изгиба по нормали к разлому (в случае “освобождающего изгиба”), а длина бассейна зависит от увеличивающегося смещения сдвигов [14, 16, 33]. Д. Роджерс, на основании теории упругих деформаций, предложил модель, в которой подразумеваются некоторые количественные характеристики образования бассейна [33], полагая, что образование бассейна контролируется размерами перекрытия основных сдвигов, размерами зоны, разделяющей эти сдвиги, а также тем, выходят ли эти сдвиги на поверхность. При этом окончания главных сдвигов осложнены косыми сбросами, возникающими по окраинам развивающегося бассейна. Строение многих конкретных бассейнов подтвердило правильность этих теоретических разработок. Позднее А. Айдин и А. Нур [14] проанализировали зависимость между размерами перекрытия основных сдвигов и размерами зоны, разделяющей эти сдвиги, применительно к 62 различным по величине присдвиговым бассейнам, и пришли к выводу, что существует хорошая корреляция между этими параметрами, составляющая в среднем 3 : 1. Со временем каждый бассейн становился длиннее и шире, благодаря как сдвиговым смещениям, так и развитию сбросов и взбросов, перпендикулярных главному сдвигу, в результате соотношение длины и ширины бассейнов составляет от 3 : 1 до 5 : 1. Увеличение ширины бассейна и возможное увеличение названного соотношения до 5 : 1 может происходить за счет объединения прилегающих бассейнов в единую структуру, а также за счет формирования новых отрезков сдвигового нарушения, параллельных основному разлому. При этом длина бассейна всегда меньше смещения по сдвигам, что позволяет связывать образование бассейнов с самыми последними фазами горизонтальных смещений.

В работе [28], исходя из сакраментального вопроса, “где и почему возникают присдвиговые бассейны?”, приводится обобщение материалов по эмпирическим моделям формирования присдвиговых бассейнов. По мнению авторов, активные бассейны этого типа возникают не как единичные структуры, но как их ассоциации на отрезках сдвигов, которые расположены под углом к теоретическому вектору внутриплитного сме-

щения. Самые длинные присдвиговые бассейны, по-видимому, возникают на самых удаленных местах от полюсов ротации и могут отражать более быстрые движения плит дальше от этих полюсов. Самые широкие бассейны располагаются преимущественно близко друг от друга и возникают в местах самых больших изменений в простираннии разлома относительно вектора смещения основного разлома. И наоборот, наиболее узкие бассейны разобщены большими расстояниями и возникают в местах только небольшого отклонения простиранния разлома от основного вектора смещения. Авторы рассматривают многие конкретные бассейны присдвигового типа и, обобщая имеющийся фактический материал и разработки других исследователей, приходят к выводу, что подобные бассейны возникают на “освобождающих” изгибах отрезков парных сдвигов. Первоначальное растяжение вдоль изгиба приводит к образованию веретенообразного по форме бассейна, часто нарушенного косым разломом (сдвигом), соединяющим окончания основных разломов. Веретенообразная форма бассейна имеет S-образный вид для бассейнов между левосторонними сдвигами и Z-образный – для бассейнов между правосторонними сдвигами. Примерами присдвиговых бассейнов на начальной стадии развития могут служить бассейны в зоне Энриквилло-Плэнтейн Гарден Фолт зоне, содержащей 4 “освобождающих” изгиба (Гаити).

Увеличение раздвижения приводит к образованию топографической депрессии между диагональными разломами, ограничивающими бассейны. Растяжение фундамента под подобными бассейнами может проявиться в виде образования двух или нескольких более мелких присдвиговых бассейнов на более резких освобождающих изгибах сдвига и при большем расстоянии между основными разломами. S- и Z-образные бассейны трансформируются в ромбообразные присдвиговые бассейны при продолжающемся горизонтальном смещении по главным сдвиговым нарушениям. Дальнейшее растяжение приводит также к характерной геоморфологической выраженности присдвиговых бассейнов – тектонических депрессий с выразительными разломными ограничениями. Часто отмечаются два депоцентра в противоположных окраинных частях бассейна, в соответствии с теоретической моделью [29], предполагающей быстрое погружение в двух субовальных разломных зонах.

С продолжением горизонтальных смещений по основным сдвигам возможна дальнейшая предельная трансформация присдвиговых бассейнов в узкие океанические бассейны, примером которых может служить трог Кайман в пограничной зоне между Америкой и Карибами [28]. Важно подчеркнуть, что в соответствии с рассматриваемой моделью, присдвиговые бассейны могут удлиняться, но их ширина остается постоянной, оп-

ределенной расстоянием между окончаниями сегментов сдвига в районе “освобождающей” ступени.

В работе [22] предложена гибридная модель, учитывающая конкретные данные по геологическому строению присдвигового верхненеюрско-нижнемелового бассейна Сория, с учетом результатов математического и микротектонического моделирования распределения значений деформационно-напряженного состояния среды в пределах “освобождающей ступени” вдоль сдвиговых нарушений. Во всех трех случаях рассматривается концентрация минимальных и максимальных напряжений сжатия в “освобождающем” уступе при условии гомогенного, линейного упругого материала. Приведенные теоретические модели находят подтверждение в строении бассейна Сория, возникшего в результате смещений по двум левосторонним сдвигам с простираемим соответственно СВ 50° и СВ 60°. Авторы установили взаимосвязь между деформациями внутри бассейна и за его пределами, и в их модели предполагается, что растяжение внутри бассейна сопровождается одновременным сжатием за его пределами. Именно в этом (одновременном проявлении напряжений растяжения и сжатия соответственно внутри и за пределами бассейна) и заключаются отличия предложенной модели от классической модели Кроувелла. Растяжение приводит к развиту вторичных изогнутых сбросов внутри бассейна, ориентированных перпендикулярно ограничивающим бассейн сдвигам. Бассейн удлиняется, благодаря появлению сбросов в направлении, противоположном движению по сдвигу. Миграция депоцентра со временем ограничивает отложение наиболее молодых отложений возле активных присдвиговых окраин. За пределами бассейна находятся наиболее приподнятые и сжатые области, служащие источниками сноса грубого материала.

Л. Ройден [34] предложил модель формирования Венского осадочного бассейна, на основании анализа его современной геологической структуры, а также реконструкции тектонических движений в Альпийско-Карпатском регионе в третичное время. Венский бассейн обладает типичными чертами присдвигового бассейна – ромбообразной формой, кулисообразным расположением осложняющих разломов, быстрой в геологическом масштабе миграцией депоцентров как показателей последовательного растяжения и, главное, смещениями вдоль левосторонних сдвигов, ограничивающих бассейн, и тесной временной связью растяжений в бассейне с надвигообразованием в Карпатской складчатой зоне. Для понимания механизма формирования этого бассейна увязаны в единую хронологически-динамическую последовательность образования надвигов в соседней Карпатской зоне, смещение по сдвигам и растяжение в бассейне. Разновременность складчатости в Альпийско-Карпатском ре-

гионе была, по мнению автора, главной причиной возникновения трансформных границ между областями с уже закончившейся складчатостью на западе Альпийско-Карпатского пояса (в Восточных Альпах) и продолжающейся складчатостью в Западных Карпатах. Такими границами служили левосторонние сдвиги северо-восточного простираения, смещение по которым и привело к образованию Венского бассейна. Особенностью внутренней структуры Венского бассейна является затухание разломов в подстилающих осадочный чехол аллохтонных карпатских сериях, что свидетельствует о том, что растяжение в этом бассейне было ограничено довольно неглубоким уровнем коры. Венский бассейн предлагается рассматривать как небольшую дыру в карпатских покровах, без существенного влияния на подстилающий древний фундамент. Поэтому свою модель автор называет “thin-skinned”. Предполагается, что мощность верхних горизонтов коры, затронутой сдвиговыми подвижками, не превышала 10 км. При мощности миоценового осадочного чехла 6 км, мощность подстилающих покровов в Венском бассейне сокращена в 2 раза по сравнению с окружающими территориями и составляет около 4 км против 7–8 км к востоку и западу от бассейна. Для осуществления подобного утонения коры требуется смещение по сдвигам амплитудой до нескольких десятков км. Тем самым растяжение в этом бассейне было полностью скомпенсировано надвигообразованием в северной части Западных Карпат в миоценовое время.

Весьма существенно, что автор приведенной “thin-skinned” модели для Венского бассейна не исключает более глубокие уровни коры, по которым проходил срыв перемещаемого материала по сдвигам, для других бассейнов Паннонии. Однако сам факт существования “тонкокожих” присдвиговых бассейнов представляется принципиальным, поскольку свидетельствует о том, что в деформации растяжения при образовании присдвиговых бассейнов вовлекаются только верхние горизонты коры. Именно по этому признаку присдвиговые бассейны существенно отличаются от рифтовых, в образовании которых ведущая роль принадлежит подъему астеносферного материала и вовлечению в деформации всего объема коры и литосферной мантии. По мнению В. Манспейзера [30], при отсутствии поднятия мантийного материала растяжение вдоль сдвига должно происходить благодаря утонению коры и погружению через систему листрического сбросообразования в верхней хрупкой части коры и пластичному утонению нижней коры.

В последние годы большую популярность приобретает точка зрения на происхождение присдвиговых бассейнов в зонах “тектонического бегства” (escape tectonics) блоков коры, разрабатываемая рядом исследователей [12, 36]. Явление “тектонического бегства” связано с проблемой

пространства для выступающих блоков при конвергенции плит. Классическим районом развития подобных бассейнов является зона Северо-Анатолийского сдвига. В результате западного смещения Анатолийской глыбы и механической преграды этому смещению в виде Апулийско-Адриатической плиты, Северо-Анатолийский сдвиг "вынужден" расщепляться на вторичные разломы. Здесь механизм образования осадочного бассейна подразумевает формирование клинообразных новообразованных блоков растяжения, с которыми и связаны присдвиговые бассейны. Примерами последних являются многочисленные осадочные бассейны вдоль южного крыла Северо-Анатолийского сдвига, а также бассейн Мраморного моря [12, 36].

ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИСДВИГОВЫХ БАССЕЙНОВ

Вопрос о тепловом состоянии присдвиговых бассейнов тесно связан с проблемой механизма топографического погружения растягивающегося блока коры, т.е. влияния термической составляющей при погружении коры вследствие охлаждения бассейна, а также с точки зрения температурных условий для созревания органического вещества, что имеет первостепенное значение для нефтегазоперспективности соответствующих структур. Этот вопрос рассматривается в контексте механизма образования присдвиговых и рифтовых бассейнов, учитывая, что по общепринятому механизму образования рифтовых бассейнов происходит смена стадий растяжения и последующего пострифтового охлаждения и, соответственно, вызванного им погружения бассейна [34]. В целом принимается, что бассейны с прекратившимися сдвиговыми деформациями испытывают весьма незначительные термически обусловленные погружения, хотя анализ опубликованных данных по указанной проблеме показывает, что нет общего однозначного решения для всех присдвиговых бассейнов.

Так, в работе [14] приводятся расчеты, выполненные для ряда присдвиговых бассейнов, свидетельствующие о значительной роли охлаждения блока коры, испытывающего растяжение, и одновременного с этим растяжением погружения этого блока. Рассматривались присдвиговые бассейны шириной 100 км и менее; при этом, чем уже бассейн, тем больше роль термического охлаждения в его погружении. Так, для блока шириной 10 км при растяжении со скоростью 3 см/год погружение за 200000 лет приведет к аккумуляции 4–5 км осадков. Предполагается, что небольшие по площади присдвиговые осадочные бассейны испытывают неоднократное растяжение и последующее опускание, обусловленные охлаждением. В работе [22] приведены данные о высокотемпературном метаморфизме осадочных пород в верхне-

юрском-нижнемеловом присдвиговом бассейне Сория. Утонение коры привело к повышению теплового потока и соответствующему усилению погружений, в результате чего осадочные породы в наиболее погруженной части бассейна испытали метаморфизм при температурах около 400°C.

С другой стороны, существуют противоположные взгляды на роль термического охлаждения для небольших по площади и, что наиболее существенно, "thin-skinned" бассейнов. В работе Ройдена [34] этот вопрос детально рассмотрен применительно к Венскому осадочному бассейну. Сравнение значений теплового потока в пределах бассейна и примыкающих регионах показывает, что они характеризуются примерно одинаковыми величинами порядка 50 мВт/м², что исключает наличие тепловой аномалии под Венским осадочным бассейном. Экстраполяция данных по глубинному строению Восточно-Европейской платформы на территорию современного Венского бассейна показывает, что до перекрытия надвигами в миоцене последний также характеризовался термическим равновесием, и заметные температурные аномалии здесь отсутствовали. Однако автор подчеркивает, что вывод об отсутствии роли термического охлаждения и погружения в Венском бассейне ограничивается его пределами и не может быть распространен даже на соседний Паннонский бассейн, где растяжение осуществлялось на более глубоких уровнях коры, что могло обусловить соответствующее прогревание и охлаждение утоненной коры с последующим термическим ее погружением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный материал освещает характер строения сравнительно недавно открытого класса осадочных бассейнов, связанных с проявлениями сдвиговой тектоники, т.е., в чистом виде, обязанных первичным горизонтальным тектоническим движениям. Особенности строения присдвиговых бассейнов показывают, что, несмотря на отличия в их региональном положении, возрасте, размерах, мощности осадочного выполнения, эти бассейны отличаются принципиальными общими чертами: сдвиговыми ограничениями вдоль бассейна, преимущественно ромбической формой, асимметрией в распределении мощностей осадочного выполнения, резкими фациальными изменениями осадочного чехла, смещением депоцентров прогибания, высокой скоростью осадконакопления. Каждый бассейн вытянут параллельно главному сдвиговому нарушению, активное смещение вдоль которого приводило к смещению источников сноса и миграции депоцентров в бассейне. Приведенные особенности строения присдвиговых бассейнов могут расцениваться как критерии выделения структур этого типа.

Главным отличием присдвиговых осадочных бассейнов от других структур этого класса явля-

ется механизм их формирования, связанный с непосредственным проявлением внутрикоровых подвижек, хотя и инициированных более масштабными глобальными геодинамическими процессами. Этим он (механизм образования) принципиально отличается от механизма формирования, например, глубоких осадочных бассейнов континентов и их окраин, где главную роль играют глубинные процессы, затрагивающие всю земную кору и подкоровую часть литосферы непосредственно под осадочным бассейном. Представляется, что выявление присдвиговых бассейнов и расшифровка важных эпизодов геологической истории, запечатленных в их разрезах, обогатят наши представления об устройстве сложных зон сочленения отдельных крупных блоков земной коры, а также сложном характере их взаимодействия.

Рассмотренный материал свидетельствует также, что не все вопросы решены при разработке механизма формирования этого типа бассейнов. Несмотря на обилие теоретических и эмпирических моделей, некоторые принципиальные особенности формирования бассейнов остаются неосвещенными. К таким вопросам следует отнести, например, выяснение соотношений между скоростями смещений по сдвигам и глубиной образующихся бассейнов, а также зависимостей параметров бассейнов от расстояния между генерирующими их отрезками сдвигов, количественные зависимости между генерирующими бассейны сдвигами (например, критическое расстояние между сдвигами, при котором осадочные бассейны уже не могут образоваться) и т.д. Более того, предложенные теоретические модели зачастую противоречат строению изученных бассейнов. Так, в большинстве последних моделей постулируется первичное существование двух депоцентров по краям возникшего бассейна, тогда как в ряде конкретных бассейнов реально существуют несколько депоцентров, обусловленных последующими особенностями седиментации. Практически не рассматривается вопрос о трансформации горизонтальных движений в вертикальные, что необходимо для погружения бассейна. Дальнейшие исследования и моделирование подобных структур может восполнить существующие пробелы в изучении этого интереснейшего вида тектонических структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
2. *Донг-У Ли, Голозубов В.В., Бюнг-Су Ли.* Меловые синсдвиговые бассейны Юго-Восточной Кореи: стратиграфия, фации, механизм формирования // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 1. С. 39–47.
3. *Konn M.L.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
4. *Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
5. *Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 34–112.
6. *Мирлин Е.Г.* От тектоники плит к фрактальной тектонике // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 1. С. 71–74.
7. *Морозов Ю.А., Гентнер Т.М.* Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.
8. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 261 с.
9. Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. 256 с.
10. Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
11. *Тевелев А.В.* Тектоника и кинематика сдвиговых зон. Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. М.: МГУ, 2002. 49 с.
12. *Armijo R., Meyer B., Navarro S., King G., Barka A.* Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation process of the North Anatolian fault // Terra nova. 2002. Vol. 14. № 2. P. 80–86.
13. *Aspler L.B., Donaldson J.A.* The Nonacho Basin (Early Proterozoic), Northwest territories, Canada: Sedimentation and deformation in a strike-slip setting / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 193–209.
14. *Aydin A., Nur A.* Evolution of pull-apart basin and their scale independence // Tectonics. 1982. Vol. 1. P. 91–105.
15. *Aydin A., Nur A.* The types and role of stepovers in strike-slip tectonics / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 35–44.
16. *Burchfiel B.C., Stewart J.H.* "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California // Geol. Soc. America Bull. 1966. Vol. 77. № 4. P. 439–442.
17. *Carey S.W.* A tectonic approach to continental drift / Ed. S.W. Carey. Continental Drift: A Symposium: Univ. Tasmania, 1958. P. 177–355.
18. *Christie-Blick N., Biddle K.T.* Deformation and basin formation along strike-slip faults / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 1–33.
19. *Crowell J.C.* Origin of the Late Cenozoic basins in Southern California / Ed. W.R. Dickinson. Tectonics and Sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1974a. № 19. P. 190–204.

20. *Crowell J.C.* Sedimentation along the San-Andreas Fault, California / Eds. R.H. Dott, Jr., R.H. Shaver. Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1974b. № 19. P. 292–303.
21. *Eisbacher G.H.* Pericollisional strike-slip faults and synorogenic basins, Canadian Cordillera / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 265–282.
22. *Guiraud M., Seguret M.* A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain) / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 159–175.
23. *Hempton M.R., Dunne L.A., Dewey J.F.* Sedimentation in an active strike-slip basin, southeastern Turkey // *Journal of Geology*. 1983. Vol. 91. P. 401–412.
24. *Hempton M.R., Dunne L.A.* Sedimentation in pull-apart basins: active examples in eastern Turkey // *Journal of Geology*. 1984. Vol. 92. P. 513–530.
25. *Johnson S.Y.* Eocene strike-slip faulting and non-marine basin formation in Washington / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 283–302.
26. *Link M.H., Roberts M.T., Newton M.S.* Walker Lake Basin, Nevada: an example of late Tertiary (?) to recent sedimentation in a basin adjacent to an active strike-slip fault / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 105–126.
27. *Liu Xiaohan.* Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans le calcaires fins de Languedoc. Observations et simulations mathématiques. Montpellier: Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 1983. 130 p.
28. *Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C., Burke K.* Development of pull-apart basins // *J. Geology*. 1983. Vol. 91. P. 529–554.
29. *Mann P.* Model for the formation of large, transtensional basins in zones of tectonic escape // *Geology*. 1997. Vol. 25. № 3. P. 211–214.
30. *Manspeizer W.* The Dead Sea Rift: Impact of climate and tectonism on Pleistocene and Holocene sedimentation / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 159–175.
31. *Nilsen T.H., McLaughlin R.J.* Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins of California / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 79–102.
32. *Reading H.G.* Characteristics and recognition of strike-slip fault system / Eds. P.F. Ballance, H.G. Reading. Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones. International Association of Sedimentologists Special Publication. 1980. № 4. P. 7–26.
33. *Rodgers D.A.* Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults / Eds. P.F. Ballance, H.G. Reding. Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones. International Association of Sedimentologists Special Publication. 1980. № 4. P. 27–41.
34. *Royden L.H.* The Vienna basin: a thin-skinned pull-apart basin / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 319–338.
35. *Pitman W.C., Andrews J.A.* Subsidence and thermal history of small pull-apart basins / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 45–50.
36. *Sengor A.M.C., Gorur N., Saroglu F.* Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 227–264.
37. *Zalan P.V. et al.* The Piaui basin: rifting and wrenching in an equatorial Atlantic transform basin / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1985. № 37. P. 177–192.

Рецензенты: В.С. Буртман, В.Н. Шоланд

Pull-Apart Basins: a Review

L. I. Ioganson

Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia

e-mail: evgrog@upei.scgis.ru

Abstract—Pull-apart basins are a specific class of structures related to strike-slip tectonics in various geodynamic settings. Their formation is caused by an intricate kinematic play of crustal blocks and substantially differs from formation of the sedimentary basins pertaining to the other types. The review of the literature, largely foreign, is focused on structure, evolution, and formation mechanism of pull-apart basins.

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” во II полугодии 2005 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в I полугодии 2005 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2005” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики академических организаций, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство по распространению средств массовой информации” (АРСМИ).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на II полугодие 2005 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АРСМИ при предыдущем оформлении подписки.

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

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

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

Издательство “Наука”

Российская академия наук • Издательство “Наука”

Заявка индивидуального подписчика на специальную подписку на журналы Издательства “НАУКА”

с доставкой по почте через Агентство по распространению средств массовой информации (АРСМИ)
во II полугодии 2005 года

Ф.И.О. (полностью) _____

Место работы и должность: _____

Полный почтовый адрес: _____

телефон: _____ e-mail _____

Номер кода, под которым Вы зарегистрированы в АРСМИ (если обращались ранее) _____

Индекс	Наименование журнала	На 2005 год по месяцам (отметьте крестиком)						Кол-во комп- лектов	Итого сумма в рублях
		июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь		
							1		
							1		
							1		
							1		
							1		
							1		
							1		
							1		
							1		
							1		

М. П.

Заполните заявку (копию заявки) и отправьте письмом в Издательство “Наука” по адресу: 117997, ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90, или по факсу (095) 420-22-20, 334-76-50. Информацию о ценах можно узнать в Заявках на специальную адресную подписку, разосланную в организации, или по телефону для справок: (095) 334-74-50 и 105-56-84, 105-56-85, или электронный адрес: irab@arsmi.ru.

ВНИМАНИЕ: Оплата заказа производится через отделение банка или почтовым переводом **только после** получения подписчиком счета с банковскими реквизитами от ЗАО “Агентство по распространению средств массовой информации” (АРСМИ) – официального распространителя изданий Издательства “Наука”.

Издательство “Наука” не гарантирует исполнение заказов, если оплата получена после 15 числа предподписного месяца. Отправка заказанных и оплаченных периодических изданий производится Агентством по распространению средств массовой информации (АРСМИ) в течение 10 дней со дня выхода издания из печати заказными отправлениями на адрес, указанный в настоящей заявке. Претензии по доставке периодических изданий направляйте в АРСМИ по адресу: 127220 Москва, а/я 48, ЗАО “АРСМИ”, тел. (095) 105-56-84, 105-56-85, факс (095) 257-40-75, e-mail: irab@arsmi.ru

Российская академия наук • Издательство “Наука”

Заявка, подписанная руководителем и заверенная печатью организации, направляется письмом в Издательство “Наука” по адресу: 117997, ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90. Для ускорения обработки Вашего заказа вышлите копию заявки по факсу (095) 420-22-20 либо по электрон. почте: irab@arsmi.ru

Заявка на специальную подписку на журналы Издательства “НАУКА”

с доставкой по почте через Агентство по распространению средств массовой информации (АРСМИ)

во II полугодии 2005 года

**Физика. Математика.
Астрономия. Геология.
Технические науки.
Географические науки.
Журналы РАН общего
содержания.**

Наименование организации (сокращенно и полностью) _____

Местонахождение: почтовый индекс _____ Область (край, респ.) _____

город _____ ул. _____ дом _____ корп. _____

код+тел. _____ факс _____ e-mail _____

Полный почтовый адрес организации для писем и бандеролей (если он отличается от адреса местонахождения) _____

Номер кода, под которым Вы зарегистрированы в АРСМИ (если обращались ранее) _____

Просим оформить специальную адресную подписку на отмеченные ниже журналы:

Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодие	Кол-во номеров журнала (впишите в колонку соответствующего месяца число заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на II полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена одного месяца (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
			4	5	6	7	8	9			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70001	Автоматика и телемеханика	6								600	
70010	Акустический журнал	3								700	
70237	Алгебра и анализ	3								650	
70030	Астрономический вестник	3								500	
70024	Астрономический журнал	6								700	
70053	Биофизика	3								750	
70134	Водные ресурсы	3								750	
70162	Вулканология и сейсмология	3								550	
70217	Геология рудных месторождений	3								600	
70218	Геомагнетизм и аэрономия	3								650	
70215	Геоморфология	2								550	
70228	Геотектоника	3								600	
70393	Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология	3								600	
70253	Дефектоскопия	6								500	
70239	Дискретная математика	2								400	
70244	Доклады РАН	18								990	
70287	Журнал вычислительной математики и математической физики	6								400	
70298	Журнал технической физики	6								600	

см. продолжение

Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодие	Кол-во номеров журнала (впишите в колонку соответствующего месяца число заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на II полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена одного месяца (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
			4	5	6	7	8	9			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70303	Журнал экспериментальной и теоретической физики	6								850	
70324	Записки Российского минералогического общества	3								600	
70335	Защита металлов	3								550	
70406	Известия РАН. Механика жидкости и газа	3								650	
70408	Известия РАН. Механика твердого тела	3								650	
70351	Известия РАН. Серия географическая	3								650	
70355	Известия РАН. Серия математическая	3								550	
70356	Известия РАН. Серия физическая	6								650	
70405	Известия РАН. Теория и системы управления	3								700	
70360	Известия РАН. Физика атмосферы и океана	3								750	
70407	Известия РАН. Энергетика	3								600	
70363	Известия русского географического общества	3								500	
70420	Исследования Земли из космоса	3								650	
70459	Космические исследования	3								600	
70447	Кристаллография	3								800	
70493	Литология и полезные ископаемые	3								550	
70560	Математические заметки	6								300	
70512	Математический сборник	6								350	
70502	Математическое моделирование	6								450	
70571	Микроэлектроника	3								500	
70670	Оптика и спектроскопия	6								700	
70642	Петрология	3								550	
70769	Письма в "Астрономический журнал"	6								500	
70768	Письма в "Журнал технической физики"	12								600	
70304	Письма в "Журнал экспериментальной и теоретической физики"	6								600	
70748	Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования	6								550	
70706	Прикладная математика и механика	3								750	
70556	Проблемы машиностроения и надежности машин	3								500	
70741	Проблемы передачи информации	2								500	
70776	Радиотехника и электроника	6								600	
70797	Расплавы	3								500	
73390	Стратиграфия. Геологическая корреляция	3								550	
70982	Теоретическая и математическая физика	6								350	

см. продолжение

Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодие	Кол-во номеров журнала (впишите в колонку соответствующего месяца число заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на II полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена одного месяца (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70965	Теория вероятностей и ее применение	2								550	
70967	Теплофизика высоких температур	3								700	
71002	Успехи математических наук	3								500	
70361	Физика Земли	6								600	
71034	Физика и техника полупроводников	6								600	
71059	Физика и химия стекла	3								700	
71022	Физика металлов и металловедение	6								550	
71058	Физика плазмы	6								600	
71023	Физика твердого тела	6								750	
71036	Функциональный анализ и его приложения	2								350	
71140	Ядерная физика	6								750	
ВСЕГО заказано журналов на сумму: _____											
<i>(прописью)</i>											

НДС не облагается. (В случае введения НДС на научную периодику Издательство будет вынуждено провести соответствующую корректировку на подписную цену.) **Оплату гарантируем на расчетный счет ЗАО "Агентство по распространению средств массовой информации" (АРСМИ) в течение 5 банковских дней после получения счета.**

ДИРЕКТОР ОРГАНИЗАЦИИ

М. П.

ГЛАВНЫЙ БУХГАЛТЕР

ВНИМАНИЕ: Оплата заказа производится только после получения счета от ЗАО "АРСМИ". **Издательство "Наука" не гарантирует исполнение подписных заказов, если оплата получена после 15 числа предподписного месяца.** Отправка заказанных и оплаченных периодических изданий производится Агентством по распространению средств массовой информации в течение 10 дней со дня выхода издания из печати заказными отправлениями на адрес, указанный Организацией в настоящей заявке. Претензии по доставке периодических изданий направлять в АРСМИ по адресу: 127220 Москва, а/я 48; тел. (095) 105-56-84, 105-56-85, факс (095) 257-40-75, e-mail: irab@arsmi.ru

Российская академия наук • Издательство “Наука”

Заявка, подписанная руководителем и заверенная печатью организации, направляется письмом в Издательство “Наука” по адресу: 117997, ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90. Для ускорения обработки Вашего заказа вышлите копию заявки по факсу (095) 420-22-20 либо по электрон. почте: irab@arismi.ru

Заявка на специальную подписку на журналы Издательства “НАУКА”

с доставкой по почте через Агентство по распространению средств массовой информации (АРСМИ)

во II полугодии 2005 года

**Химические науки.
Биологические науки.
Журналы РАН общего
содержания.**

Наименование организации (сокращенно и полностью) _____

Местонахождение: почтовый индекс _____ Область (край, респ.) _____

город _____ ул. _____ дом _____ корп. _____

код+тел. _____ факс _____ e-mail _____

Полный почтовый адрес организации для писем и бандеролей (если он отличается от адреса местонахождения) _____

Номер кода, под которым Вы зарегистрированы в АРСМИ (если обращались ранее) _____

Просим оформить специальную адресную подписку на отмеченные ниже журналы:

Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодие	Кол-во номеров журнала (впишите в колонку соответствующего месяца число заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на II полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена одного месяца (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70008	Агрехимия	6								500	
70112	Биологические мембраны	3								750	
27233	Биология внутренних вод	2								550	
71151	Биология моря	3								650	
71150	Биоорганическая химия	3								600	
70054	Биохимия	6								600	
70056	Ботанический журнал	6								550	
70147	Вопросы ихтиологии	3								700	
70178	Высокомолекулярные соединения	6								700	
70211	Генетика	6								600	
70219	Геохимия	6								550	
70284	Журнал аналитической химии	6								600	
70286	Журнал высшей нервной деятельнос- ти им. И. Павлова	3								700	
70292	Журнал неорганической химии	6								350	
70293	Журнал общей биологии	3								650	
70294	Журнал общей химии	6								700	
70301	Журнал органической химии	6								650	
70296	Журнал прикладной химии	6								700	

см. продолжение

Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодие	Кол-во номеров журнала (впишите в колонку соответствующего месяца число заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на II полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена одного месяца (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70299	Журнал физической химии	6								750	
70302	Журнал эволюционной биохимии и физиологии	3								600	
70333	Зоологический журнал	6								550	
70335	Защита металлов	3								550	
70350	Известия РАН. Серия биологическая	3								700	
70430	Кинетика и катализ	3								750	
70438	Коллоидный журнал	3								750	
71057	Координационная химия	6								600	
70495	Лесоведение	3								550	
70561	Микология и фитопатология	3								550	
70540	Микробиология	3								700	
70562	Молекулярная биология	3								750	
88744	Нейрохимия	2								750	
70359	Неорганические материалы	6								600	
70617	Нефтехимия	3								600	
70669	Океанология	3								750	
70676	Онтогенез	3								500	
70690	Палеонтологический журнал	3								650	
70743	Паразитология	3								500	
70701	Почвоведение	6								550	
70740	Прикладная биохимия и микробиология	3								650	
70773	Радиационная биология. Радиоэкология	3								600	
70777	Радиохимия	3								700	
70786	Растительные ресурсы	2								650	
71024	Российский физиологический журнал им. И. Сеченова	6								600	
70810	Сенсорные системы	2								500	
70981	Теоретические основы химической технологии	3								600	
71003	Успехи современной биологии	3								500	
71007	Успехи физиологических наук	2								600	
71025	Физиология растений	3								750	
71152	Физиология человека	3								750	

см. продолжение

Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодие	Кол-во номеров журнала (впишите в колонку соответствующего месяца число заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на II полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена одного месяца (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
71068	Химическая физика	6								550	
71051	Химия высоких энергий	3								550	
71052	Химия твердого топлива	3								600	
71063	Цитология	6								500	
71113	Электрохимия	6								600	
71110	Энтомологическое обозрение	2								800	
ВСЕГО заказано журналов на сумму: _____											
<i>(прописью)</i>											

НДС не облагается. (В случае введения НДС на научную периодику Издательство будет вынуждено провести соответствующую корректировку на подписную цену.) **Оплату гарантируем на расчетный счет ЗАО "Агентство по распространению средств массовой информации" (АРСМИ) в течение 5 банковских дней после получения счета.**

ДИРЕКТОР ОРГАНИЗАЦИИ

ГЛАВНЫЙ БУХГАЛТЕР

М. П.

ВНИМАНИЕ: Оплата заказа производится только после получения счета от ЗАО "АРСМИ". Издательство "Наука" не гарантирует исполнение подписных заказов, если оплата получена после 15 числа предподписного месяца. Отправка заказанных и оплаченных периодических изданий производится Агентством по распространению средств массовой информации в течение 10 дней со дня выхода издания из печати заказными отправлениями на адрес, указанный Организацией в настоящей заявке. Претензии по доставке периодических изданий направлять в АРСМИ по адресу: 127220 Москва, а/я 48; тел. (095) 105-56-84, 105-56-85, факс (095) 257-40-75, e-mail: irab@arsmi.ru

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокмолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Российского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*