

Номер 4

Июль - Август 1994

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА



**Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский**

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



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 1994 Июль - Август

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

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

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

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

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

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

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией **М.Н. Шуплецова**

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

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 848 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1994 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 1994

Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика <i>А. С. Перфильев, А. А. Пейве, Ю. М. Пуцаровский, Ю. Н. Разницын, Н. Н. Турко</i>	3
Эволюция вулканизма рифтогенных структур окраинных морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны <i>Ю. В. Миронов, Ю. Г. Зорина</i>	15
Надвиговые и сдвиговые зоны на севере России <i>А. А. Межвилк</i>	27
Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки (на примере Альпийско-Гималайского пояса) <i>М. Л. Копп</i>	35
Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии) <i>Е. Ф. Дылевский</i>	52
Особенности строения осадочного чехла в восточной части Азоро-Гибралтарской зоны (бассейн Хосшу) <i>В. Н. Москаленко, Л. И. Коган</i>	63
Гранитно-метаморфический комплекс в чехле Бумбугерского массива (Центральная Монголия) <i>А. В. Рихтер, А. Б. Дергунов, О. И. Лунева, А. В. Рязанцев</i>	73
Нужен ли тектонический кодекс? <i>Л. И. Красный</i>	80

РЕЦЕНЗИИ

Строение литосферы в отраженных волнах <i>Ю. Г. Леонов</i>	85
---	----

ХРОНИКА

Совещание "Тектоника и метаморфизм" <i>Ю. В. Карякин</i>	89
Памяти академика Юрия Александровича Косыгина	92
Памяти Дмитрия Петровича Резвого	94

CONTENTS

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

Number 4, 1994

Romanche Fracture Zone: Composition, Peculiarities
of Evolution, Geodynamics

*A. S. Perfil'ev, A. A. Peyve, Yu. M. Pushcharovsky,
Yu. N. Raznitsin, N. N. Turko*

3

Evolution of Volcanism in Rift Structures of Marginal Seas
in the West-Pacific Transitional Zone

Yu. V. Mironov, Yu. G. Zorina

15

Thrust and Strike-Slip Zones in the North of Russia

A. A. Mezhvilk

27

Transverse Displacements in the Folded Belts and Structural Patterns
Connected with Them (Alpine-Himalayas Belt)

M. L. Kopp

35

Zonation of the Uyanda-Yasachnen Volcanic Belt (NE Asia)
and Its Tectonic Nature

Ye. F. Dylevsky

52

Sedimentary Cover Peculiarities in the Eastern Part of Azores (Khosshu Basin)

V. N. Moskalenko, L. I. Kogan

63

Granite-Metamorphic Complexes in the Cover of Bumbuger Massiv
(Central Mongolia)

A. V. Rikhter, A. B. Dergunov, O. I. Luneva, A. V. Ryazantsev

73

Do We Need a Tectonic Code?

L. I. Krasny

80

REVIEW

The Lithosphere Structure in Reflected Waves

Yu. G. Leonov

85

CHRONICLE

The Conference on "Tectonics and Metamorphism"

Yu. V. Karyakin

89

In Memory of Academician Yuriy A. Kosygin

92

In Memory of Dmitriy P. Rezvoy

94

УДК 551.242(261/264)

РАЗЛОМНАЯ ЗОНА РОМАНШ: СТРОЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ, ГЕОДИНАМИКА

© 1994 г. А. С. Перфильев, А. А. Пейве, Ю. М. Пушаровский, Ю. Н. Разницын, Н. Н. Турко

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 23.09.93 г.

Работа основана на материалах, собранных в 13-м и 16-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов". Рассмотрено тектоническое строение разломной зоны Романш в Экваториальной Атлантике, которая не является в динамическом, кинематическом и историческом смысле единой структурой. Составляющие ее сегменты не только разновозрастны, но и развивались по разным динамическим и кинематическим законам. Зона разлома непостоянна в пространстве: осложняющие ее деформации перемещаются и по простиранию зоны, и вкост простирания, создавая новые разломные зоны с несколько иной пространственной ориентацией. В пределах разлома выделены три геодинамические системы: Ром 1, Ром 2 и Ром 3. Все они отображены на тектонической схеме. В районе восточного сочленения рифта с разломом Романш описан процесс перескока рифтовой долины с одновременной ее проградацией к северу. Рассматривается "сухой" спрединг, отчетливо проявленный в этом районе.

Разломная зона Романш – самая крупная в Центральной Атлантике. Она протягивается приблизительно вдоль экватора от Африки до Южной Америки и названа в честь французского научно-исследовательского судна "Романш", на котором в 1883 г. в этом районе была открыта глубочайшая в Атлантике впадина Вима. Основные морфотектонические черты разломной зоны впервые были установлены Д. Хизеном [10]. Впоследствии сведения о разломной зоне публиковались в работах Э. Бонатти, М. Горини, К.А. Чермака, Р. Белдерсона и др. [1 - 4, 6 - 9, 11, 13, 14]. Проведенные исследования обеспечили практически полное покрытие батиметрической съемкой зоны разлома Романш.

Данная статья основана на материалах двух совместных российско-итальянских экспедиций, проведенных на НИС "Академик Николай Страхов" в 1992 - 1993 гг. по проектам "Глубинные геосферы" и "PRIMAR"¹. В основе анализа строения описываемой разломной зоны лежит тектоническая схема, охватывающая ее среднюю часть длиной около 1000 км.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

Тектоническая схема, представленная на рис. 1, в основном базируется на батиметрических данных. На участках более детальных работ были использованы результаты одноканального непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) и частично обработанные профили многоканального сейсмопрофилирования (МОВ ОГТ). По мере возможности учтены драгировочные и магнитомет-

рические данные, а также сведения по расположению эпицентров землетрясений. Естественно, что использованы все имеющиеся по зоне разлома Романш литературные материалы.

В центральных частях океана главная роль в рельефообразовании принадлежит тектонике и вулканизму, другие рельефообразующие факторы имеют подчиненное значение. Поэтому при составлении тектонической схемы по возможности были исключены вулканические формы рельефа и формы, связанные с осадконакоплением. При рисовке структурных линий для большей объективности был принят принцип проведения границ по верхнему или нижнему перегибу склона. Крутизна склона и относительное превышение отражены в соответствующих знаках. Используемая картографическая основа не равноценна по площади. На большей части акватории она соответствует кондиции проведения изобат через 200 м; для западной трети площади батиметрическая основа менее надежна; для отдельных участков имеются карты с сечением изобат 50 м. Использовались также первичные материалы (батиметрические профили), так как карта, являющаяся сама обобщением, не может отразить в этом масштабе и сечении мелкие, но существенные детали.

При анализе учитывалось, что наклон и крутизна склона не всегда отражают наклон и крутизну соответствующей структуры (разлом, флексура). Обвальные брекчии и оползшие осадки могут маскировать тектонику. В рассматриваемом регионе велика роль гравитационных структур [12], поэтому сам наклон склона не дает прямой информации о действительной природе сместителя (сброс, взброс, надвиг). Вполне естественно ожидать, что сбросы в большинстве случаев будут

¹ Российско-итальянский проект изучения Срединно-Атлантического хребта.

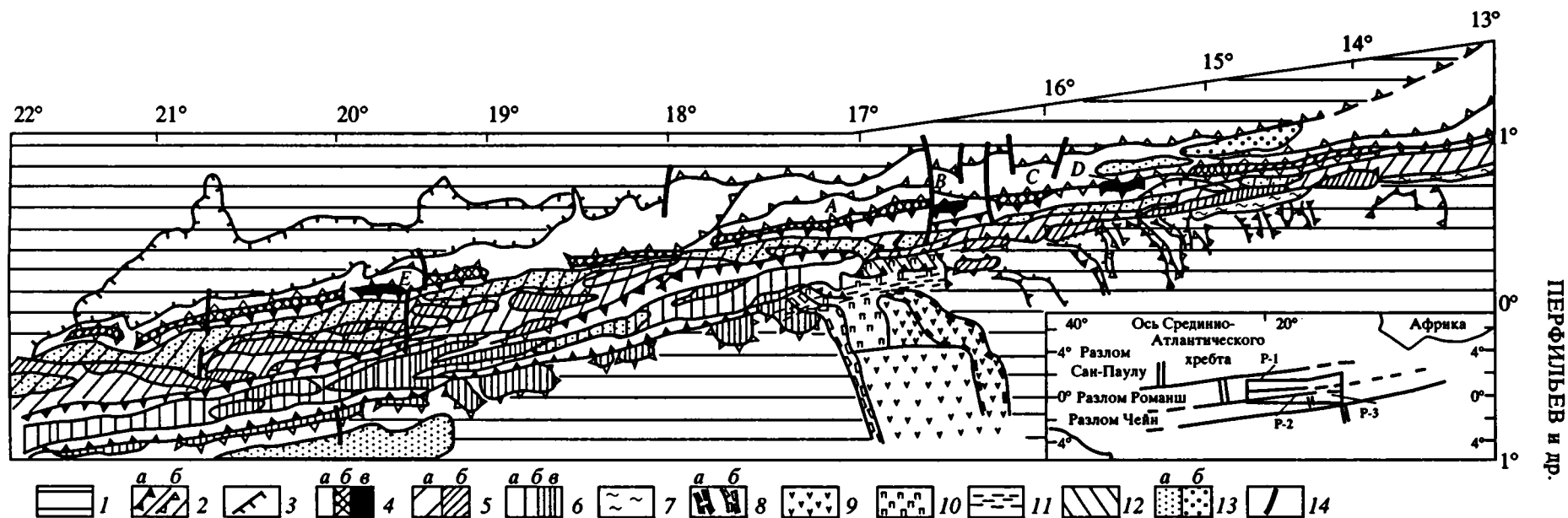


Рис. 1. Тектоническая схема системы разломов Романш.

1 – океанические плиты; 2 – тектонические эскарпы: *a* – крутые, *б* – пологие (линии отвечают верхнему перегибу склона); 3 – границы горизонтальной или наклонной структурной террасы (нижний перегиб склона); 4, 5 – зона разлома Ром 1, его крылья: 4 – поднятое – *a*, *б* – вытянутые и *в* – изометричные поднятия в его пределах, 5 – опущенное – *a*, *б* – поднятия в его пределах; 6 – зона разлома Ром 2: *a* – склоны и *б* – дно желоба, *в* – поднятия в его пределах; 7 – зона разлома Ром 3; 8 - 12 – зона сочленения рифтовой долины с системой разломов Романш: 8 – рифтовые долины: *a* – современная, *б* – древняя (“брошенный” рифт); 9, 10 – области распространения: 9 – базальтов, 10 – перidotитов; 11 – формирующаяся трансформа; 12 – район рассеянного спредингга; 13 – впадины с осадочным чехлом: *a* – горизонтальным, *б* – деформированным внизу и горизонтально-слоистым в верхней части разреза; 14 – мелкие разломы. Буквенные обозначения А - Е расшифрованы в тексте. На врезке показано местоположение района, отображенного на схеме.

отвечать приблизительно верхней кромке перегиба склона, а надвиги и взбросы – нижней.

В пределах рассматриваемой части зоны разлома Романш нами выделяется несколько основных структурных элементов (с севера на юг): северная плита, о строении которой практически нет данных; зона разлома Романш 1 (Ром 1); зона разлома Романш 2 (Ром 2); южные океанические плиты, которые делятся на западную и восточную, разделенные рифтом; рифт и структуры его западного обрамления. Кроме того, на самом востоке рассматриваемой площади с некоторой долей условности обособляется зона разлома Романш 3 (Ром 3).

ОПИСАНИЕ СТРУКТУР

Разлом Романш 1

Разлом Ром 1 с севера ограничен северной плитой (рис. 1). По границе с плитой прослеживается заполненный осадками прогиб. Он виден только в западной части района, уходя восточнее за пределы тектонической схемы. В поперечном сечении разлома выделяются три структурных элемента (с севера на юг): северное поднятое крыло разлома, эскарп разлома, южное опущенное крыло разлома.

Северное поднятое крыло имеет простое строение. Оно полого погружается на север и только в центральном сегменте осложнено дополнительной структурной террасой и соответствующим флексурным перегибом. В приразломной части поднятого крыла выделяются два типа приразломных поднятий. Первый тип представлен линейными коробчатыми структурами с почти горизонтальной вершиной. Для них характерно пологое северное и крутое южное крыло, переходящее в эскарп разлома Ром 1. К этому типу относятся поднятия А и С, показанные на схеме. По сейсмическим данным [5] и результатам

драгирования, вершины поднятий сложены горизонтально-слоистой толщей известняков. Известняки залегают на базальтах, габброидах и гипербазитах (рис. 2).

Второй тип приразломных поднятий представлен изометричными структурами, несколько вытянутыми вдоль разлома (поднятия D и E на схеме). Эти поднятия не примыкают непосредственно к эскарпу разлома, а отделены от него относительно пологим погружающимся на юг склоном. В западной части поднятия D ранее были драгированы известняки и терригенные породы, содержащие палеоцен-эоценовую и раннемеловую микрофауну (Э. Бонатти, устное сообщение). По возрасту эти породы аномально древние для осевой части Срединно-Атлантического хребта, что не может быть объяснено исходя из простого спрединга океанической коры.

Многоканальное сейсмическое профилирование этого поднятия в широтном направлении выявило здесь мощную (около 4 км) сложнодислоцированную толщу (рис. 3) [5]. По мнению Э. Бонатти, данная толща представляет собой мощный пакет деформированных вулканогенно-осадочных образований, возможно, неокеанической природы.

К такому же морфологическому типу относится и поднятие E (рис. 1) в западной части Ром 1. Судя по драгировочным данным, это поднятие сложено породами океанической коры, образующими нормальную последовательность от серпентинизированных перидотитов внизу, габброидов в середине склона до базальтов на вершине. Осадочные породы ни драгировками, ни геофизически здесь не установлены.

Эскарп разлома Ром 1 прослеживается почти непрерывно по простиранию через всю изученную область. На западном и восточном флангах эскарп имеет небольшое относительное превышение и сравнительно небольшую крутизну. В зоне

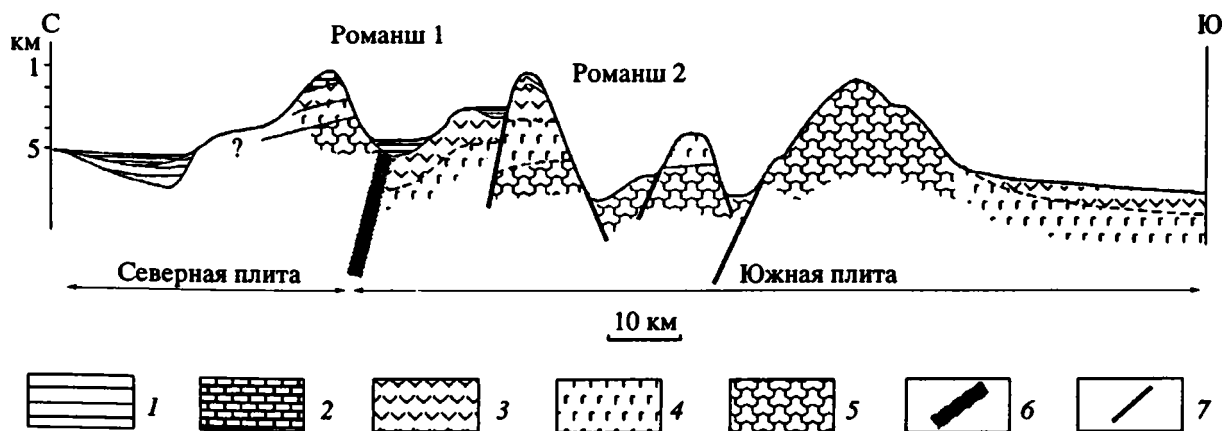


Рис. 2. Схематичный профиль через зону разломов Романш.

1 – осадки; 2 – известняки; 3 – базальты; 4 – габброиды; 5 – ультрабазиты; 6, 7 – основные разломы: 6 – на стадии Ром 1; 7 – на стадии Ром 2.

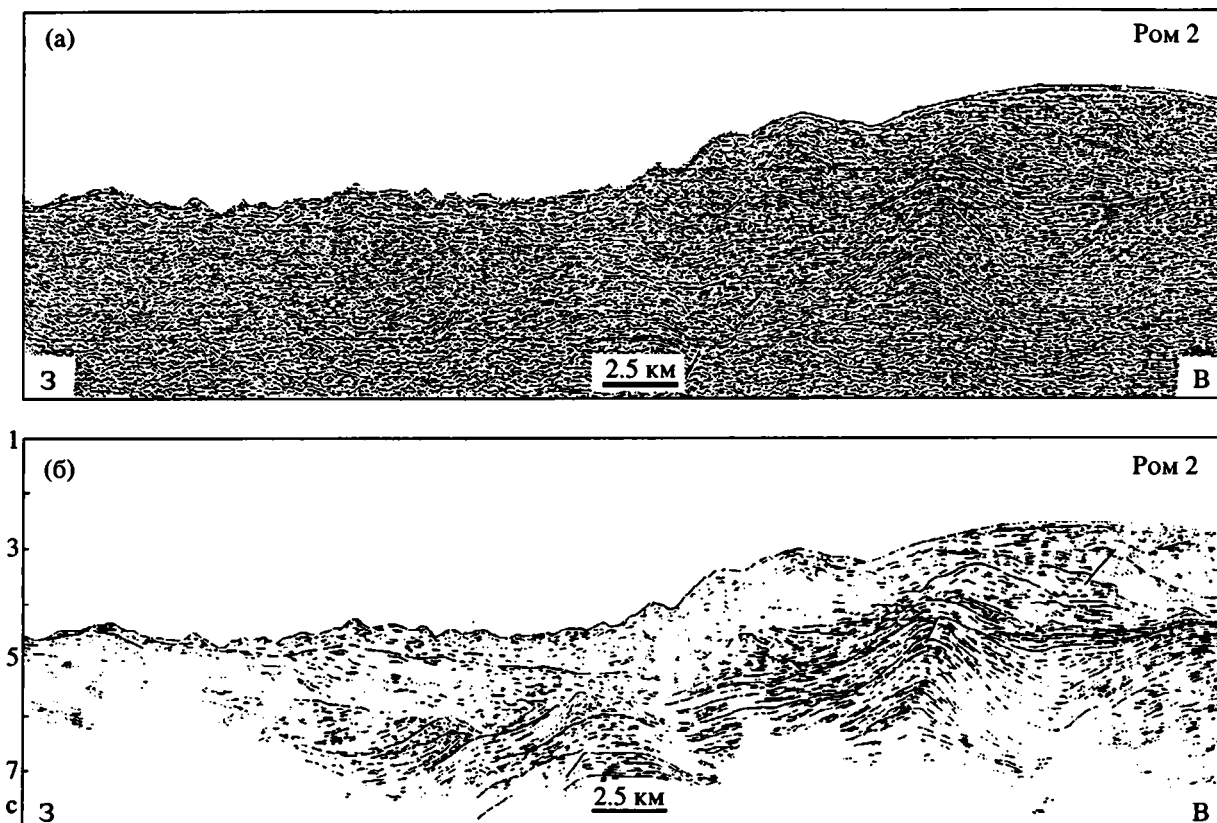


Рис. 3. Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ Ром 2 через поднятие *D* [5]: а – мигрированный временной разрез, б – интерпретация временного разреза.

восточного сочленения рифта и трансформного разлома эти параметры существенно увеличиваются. Эскарп разлома драгирован в нескольких местах. В основании склона поднятия *D* (рис. 1) обнаружены серпентинитовые тектониты с деформированными обломками различных габброидов и пироксенитов. По своему внешнему облику они очень напоминают породы серпентинитовых меланжей офиолитовых ассоциаций. Тектонизированные породы океанической коры также были подняты Э. Бонатти в нижней части эскарпа поднятия *C* и поднятия *A* (рис. 1) [13]. В целом можно предположить, что в нижней части эскарпа разлома Ром 1 преобладают тектонизированные породы океанической коры и верхов мантии.

Опущенное крыло разлома Ром 1 лучше всего выражено в западной части зоны. В его составе выделяются два основных типа структур: коробчатые поднятия и разделяющие их впадины, которые, как правило, в той или иной мере заполнены осадками. Коробчатые поднятия обычно имеют выположенные своды, резко переходящие в сравнительно крутые симметричные крылья. В большинстве случаев одно периклинальное замыкание крутое, коробчатой формы, а другое более пологое и растянутое. Нередко несколько небольших поднятий объединяются в единую поло-

гую сводообразную структуру. Впадины имеют четкие линейные формы с коробчатыми в плане замыканиями. Осадочное выполнение впадин по сейсмическому рисунку меняется от впадины к впадине, а иногда и от краев впадины к ее центру. Это не оставляет сомнения в том, что осадки заполняли первично разобщенные понижения рельефа, а не являются частью общего чехла.

Слоистые осадки, заполняющие впадины, не обнаруживают явных признаков конседиментационных деформаций, но зато имеют все черты прислонения и пассивного заполнения отрицательных форм рельефа. Небольшие наклоны слоистости на краях впадин, скорее всего, соответствуют первичному наклону осадков. Есть все основания предполагать, что осадки запечатывают сформированный ранее рельеф, а их последующие дислокации были очень незначительны. Только в непосредственной близости к зоне разлома Ром 2 появляются признаки тектонического воздействия (наклон слоистости на юг, в сторону зоны разлома Ром 2). Расположение поднятий и прогибов в плане укладывается в четкую систему эшелонированных структур с их правосторонним смещением. Особенно отчетливо это видно в западной части зоны разлома, но достаточно уверенно прослеживается и на востоке.

Значительно сложнее определить динамику и кинематику структурообразования в зоне разлома Ром 1. В поперечном сечении структура близка к одностороннему грабену с поднятым северным крылом. Наличие эшелонированных осложняющих структур в опущенном крыле не оставляет сомнения в праводвиговой составляющей движения по разлому. Нам представляется, что разлом имеет также взбросовую вертикальную составляющую и, соответственно, круто наклонен на север. На это указывает форма структуры в поперечном сечении: наклон поднятого и опущенного крыльев в северном направлении; характер осложняющих структур обоих крыльев, что чаще всего связано со взбросо-сдвигами, и ряд других признаков. С такой морфологией разлома хорошо согласуется появление тектоников в основании эскарпа при относительно ненарушенных породах, слагающих сам эскарп и его верхнюю кромку.

С учетом взбросовой составляющей хорошо объясняются аномально высокие отметки приразломных поднятий всяческого крыла разлома, на которые неоднократно указывал Э. Бонатти в своих работах. По его данным, не только современные отметки значительно выше расчетных, но в конце миоцена - начале плиоцена эти структуры поднялись выше уровня моря. Амплитуда вертикальных движений составляла первые километры.

Разлом Романи 2

По своей морфологии разлом Ром 2 (рис. 1) резко отличается от Ром 1. В поперечном сечении это типичный желоб, ограниченный эскарпами с севера и юга. Он вытянут в восток-северо-восточном направлении и отчетливо прослеживается от западной рамки схемы почти до пересечения с южной ветвью рифта (примерно до $17^{\circ}30'$ з.д.). В поперечном сечении зоны Ром 2 с севера на юг выделяются северный эскарп, погруженное дно желоба, южный эскарп и прерывающиеся по простиранию приразломные поднятия.

Северный эскарп состоит из двух самостоятельных отрезков, расположенных кулисообразно в соответствии с левосторонним сдвигом. Кулисы ориентированы несколько круче к северу, чем желоб. Западный отрезок достаточно изменчив как по относительному превышению верхней кромки эскарпа, так и по крутизне склона. На восточном фланге отрезка оба эти параметра постепенно уменьшаются и эскарп исчезает. Восточный (восток-северо-восточный) отрезок эскарпа формально может быть разделен, в свою очередь, на две части. Однако не исключено, что в этом случае такое разделение связано не с тектоническим, а эрозионно-аккумулятивным фактором. Во всяком случае, именно этой зоне разрыва эскарпа отвечает северо-восточный край единственного осадочного бассейна (впадины Вима) на дне желоба. По простиранию восточного отрезка эскар-

па от его западного конца происходит очень постепенное увеличение относительного превышения и крутизны склона в восточном направлении. Только при подходе к зоне пересечения с рифтом оба эти параметра быстро уменьшаются и эскарп исчезает, переходя в опущенное крыло зоны Ром 1.

Структуры Ром 2 чрезвычайно молодые, дно желоба практически лишено осадков, которые фиксируются только в небольших локальных впадинах. Наиболее глубокой части отвечает впадина Вима, где предполагается распространение осадочного чехла небольшой мощности. На дне желоба прослеживаются одиночные невысокие линейные поднятия. Такое строение нарушается в поперечной зоне между 19° и 20° з.д. Поскольку это поперечное нарушение структур прослеживается через всю зону Ром 2 и через зону Ром 1, мы рассмотрим это явление отдельно.

Южный эскарп также распадается на два отрезка – западный и восточный. Эти отрезки сменяют один другой на том же поперечном сечении, что и соответствующие отрезки северного эскарпа. Наблюдается зеркальное изменение структур: если в северном эскарпе восточный отрезок смещен к югу по отношению к западному, то в южном восточный смещен к северу.

Западный отрезок имеет наиболее крутой и высокоамплитудный эскарп в центральной сегменте. К западу и к востоку от него эти параметры уменьшаются. Аналогично изменяется по простиранию эскарп восточного отрезка, однако восточное окончание эскарпа, в отличие от западного, очень резкое. Восточнее $17^{\circ}30'$ з.д. южный эскарп не прослеживается.

Южные приразломные поднятия не образуют единого поперечного (трансверсивного) хребта, а распространены фрагментарно. В западной части схемы показан линейно вытянутый узкий единый приразломный хребет. Однако именно для этой области батиметрическая основа не очень качественна. Кажущиеся четкие различия могут быть связаны с недостаточной точностью батиметрических карт, положенных в основу анализа. Западнее восточного интерсекта приразломные структуры примыкают к восточному отрезку Ром 2. Именно здесь вместо единого приразломного поднятия распространены только локальные структуры этого типа. Это либо изометричные приподнятые блоки, которые полого погружаются на юг и круто обрываются на север южным эскарпом разлома Ром 2, либо линейные структуры, вытянутые вдоль южного эскарпа. Иногда на сводах тех и других видны небольшие дополнительные линейные поднятия с симметричными склонами. Приразломные поднятия рассечены субмеридиональными, поперечными к простиранию разлома, крутыми грабенообразными структурами. Последние, по-видимому, относятся уже к структуре южной океанической плиты.

Есть некоторые структурные особенности зоны Ром 2, которые не укладываются в простую схему грабена. Прежде всего это приразломные поднятия вдоль южного эскарпа. Нужно сказать, что и вдоль северного эскарпа с его внешней стороны намечается некоторое воздымание структуры, хотя это и не приводит к формированию самостоятельных приразломных поднятий. Приразломные поднятия южного эскарпа мало похожи на антитетические присбросовые структуры, формирующиеся нередко вдоль поднятого крыла сбросов. Все это заставляет искать иной механизм, чем простое растяжение. По-видимому, более корректными будут модели, связывающие диапировое (магматическое ?) воздымание с растяжением и грабенообразованием. Плохо увязываются с простым растяжением и линейные поднятия внутри грабена.

Восточнее рифта в краевой части южной океанической плиты фиксируются субширотные коробчатые асимметричные линейные поднятия. По морфологии (северное крыло более крутое) эти структуры не отличаются от подобных поднятий опущенного крыла Ром 1. Вероятно, отмеченные структуры трассируют прямое продолжение лежащего крыла разлома Ром 1. При движении с запада на восток вдоль Ром 2 его структуры постепенно почти полностью срезают полосу субширотных структур опущенного крыла Ром 1. В своем типичном выражении Ром 2 затухает, не доходя до современного рифта. Северный эскарп при этом прослеживается несколько восточнее южного. Ниже мы попытаемся показать, что южный эскарп Ром 2 продолжается на восток зоной зарождающейся (проградирующей) трансформы.

В поперечной меридиональной зоне, расположенной примерно между $19^{\circ}30'$ - 20° з.д., наблюдается иное строение структур Ром 1 и Ром 2. В этой же поперечной зоне концентрируются эпицентры землетрясений с магнитудой >3 , появление которых именно здесь связано с генеральным изменением простирания всей зоны Романш от субширотного в западной части до восток-северо-восточного в восточной [5]. Поперечная зона по-разному выражена в разломах Ром 1 и Ром 2. В зоне разлома Ром 1 ей отвечают меридиональные поперечные разломы, которые, судя по батиметрии, представляют собой сбросы с поднятым восточным крылом. Характерно, что в поднятом крыле сброса граница разлома Ром 1 смещена к северу по отношению к этой же границе в опущенном западном крыле. Такое смещение еще раз подтверждает наше предположение о наклоне сместителя на север, в сторону поднятого крыла.

В зоне Ром 2 на этом же поперечном сечении разорваны и зеркально смещены северный и южный эскарпы. Дно желоба Ром 2 осложнено здесь тремя продольными линейными поднятиями (медианными хребтами) с крутыми симметричными склонами.

Восточное продолжение зоны разлома Романш

Данных о структурах зоны разлома Романш в восточнее области ее пересечения с восточным сегментом рифта не так много. Здесь мы опираемся только на батиметрию и редкую сеть сейсмических профилей. Восточнее пересечения Романша с рифтом продолжают только структуры Ром 1, принципиально не изменяясь примерно до 14° з.д. Отличие состоит только в том, что на месте структурной террасы, располагающейся в тылу сдвига-взброса Ром 1, к северу от него по поверхности акустического фундамента прослеживается заполненный осадками тыловой прогиб. Восточнее проявляются новые структуры и начинают видоизменяться старые. Здесь тыловой прогиб резко выражен в рельефе и заполнен осадками. Мощность осадочного выполнения и относительная глубина прогиба постепенно увеличиваются в восточном направлении. В строении осадочного чехла появляются два четко выраженных структурных этажа, разделенных несогласием. Нижний деформированный комплекс образует асимметричную конседиментационную клиноформу, мощность осадков в которой возрастает в южном направлении. Верхний слоистый комплекс залегает несогласно, запечатывая эту структуру. Общая картина очень напоминает ту, которая возникает при формировании структур листрических сбросов.

В восточном направлении заметно трансформируется также структура самого Ром 1. Быстро уменьшается амплитуда главного взбросо-сдвига. Это не связано с заполнением осадками, так как ширина осадочного прогиба и мощность осадков резко уменьшаются в этом направлении. В целом можно сказать, что структура Ром 1 в восточном направлении редуцируется до почти полного исчезновения.

Южнее структур Ром 1 появляется новый прогиб, параллельный ему. Этот прогиб фиксируется, начиная с долготы $14^{\circ}30'$ з.д. (рис. 1). В восточном направлении прогиб становится более выраженным и контрастным. В западных сечениях он частично заполнен горизонтально слоистыми осадками, мощность которых в восточном направлении уменьшается вплоть до полного их исчезновения на крайнем востоке (долгота $13^{\circ}10'$). Иными словами, по направлению на восток происходит омоложение этой структуры. Разумеется, данных для выделения самостоятельной структуры, равнозначной Ром 1 или Ром 2, совершенно недостаточно, но нам кажется принципиальным, что вырождение структур Ром 1 на восток сопровождается появлением новой субпараллельной структуры, омолаживающейся в этом же направлении. Условно этот комплекс структур выделен как структура Ром 3.

Южные плиты

О строении южных океанических плит почти не имеется данных. В части, прилежащей к Ром 2, западная из этих плит осложнена субмеридиональными прогибами и поднятиями, которые разделяют приразломные структуры. Более интересные сведения имеются по краевой примыкающей к разлому Ром 1 части восточной плиты, расположенной к востоку от современного рифта. В секторе от 16°30' з.д. до 15° з.д. (рис. 1) субмеридиональные структуры океанической плиты, приближаясь к зоне разлома Ром 1, довольно резко меняют простирание сначала на северо-западное, а затем на субширотное. Это касается как прогибов, так и поднятий.

Выше отмечалось, что, становясь субширотными, поднятия приобретают характерные черты поднятий эшелонированных структур опущенного крыла разлома Ром 1 и, скорее всего, относятся к этой зоне. Вероятно, именно в этой части сохранился структурный переход от долготных структур плиты к субширотным присдвиговым дислокациям опущенного крыла разлома. Это предположение подтверждается структурой слоистых осадочных пород, выполняющих впадины. На сейсмических профилях, пересекающих впадины,

видно, что горизонтально залегающие осадки запечатывают эти изгибающиеся впадины так же, как они запечатывают впадины лежащего крыла в западной части этой же структуры в районе 15° з.д.

Восточнее 14° з.д. в краевой части плиты видны линейные прогибы и поднятия север-северо-западного простирания, которые торцово сочленяются с субширотными структурами Ром 3. На сейсмических профилях, пересекающих долготные прогибы этой системы, видно, что осадочные породы в них либо отсутствуют вовсе, либо развиты очень локально и имеют малую мощность. Скорее всего, они связаны уже с другой динамической системой (Ром 3), для которой, как отмечалось, характерно именно такое распределение осадочных пород.

Рифт и его западное обрамление

В пределах восточного интерсекта выделяются два главных продольных тектонических элемента: современный рифт на востоке и "брошенный" рифт на западе. Кроме того, выделяются два поперечных структурных элемента: малоамплитудный трансформный разлом на юге и зарождающаяся трансформная зона на севере в области сочленения рифта со структурами Романш (рис. 4).

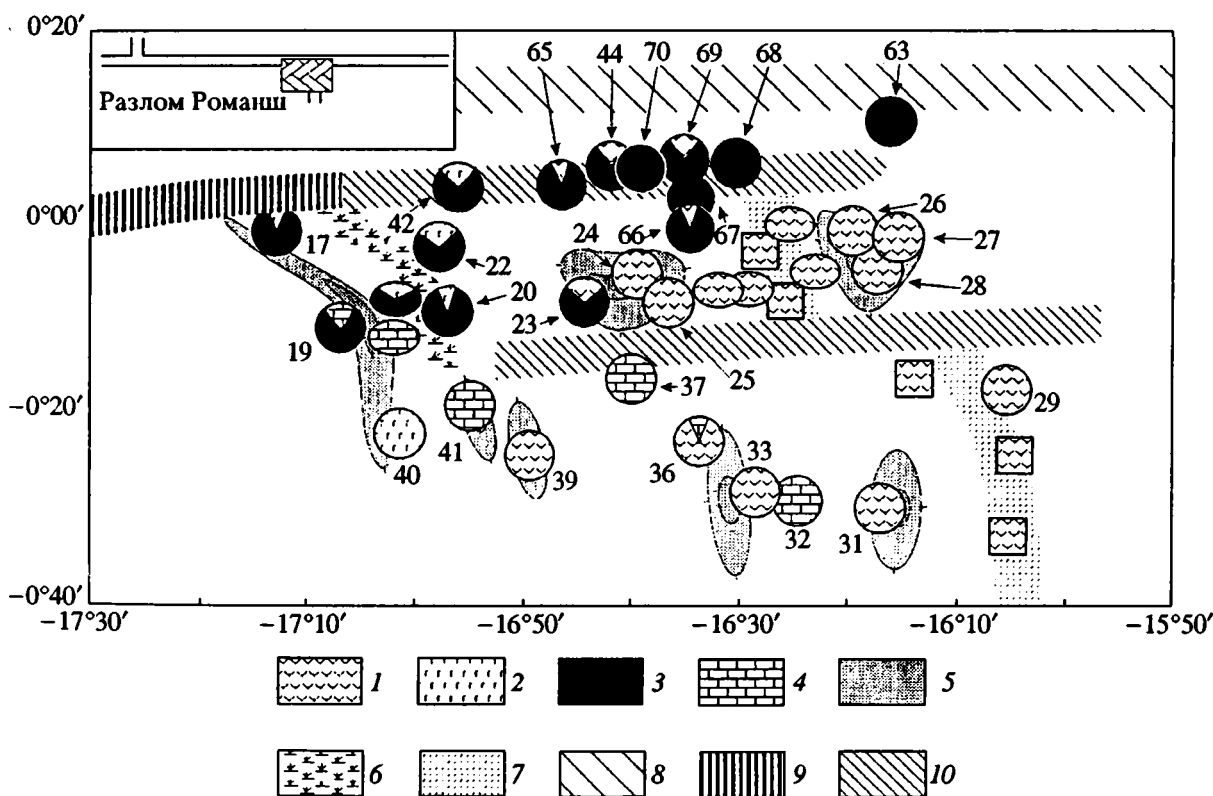


Рис. 4. Схема драгировок восточного интерсекта разлома Романш.

1 - 4 - типы пород: 1 - базальты; 2 - габброиды; 3 - ультрабазиты; 4 - известняки; 5 - 10 - морфоструктуры: 5 - поднятия, 6 - "брошенный" рифт, 7 - современный рифт, 8 - Ром 1, 9 - Ром 2, 10 - малоамплитудные трансформные разломы. Кружки - данные драгировок 16-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", эллипсы - 13-го рейса, квадраты - данные Ж. Шиллинга и Э. Бонатти. На врезке показано положение рис. 4.

Современный рифт распадается на три сегмента: южный, который протягивается до трансформного разлома без смещения; средний, проходящий до зоны зарождающейся трансформы, и северный, непосредственно примыкающий к структурам Романша. Южный сегмент морфологически четко выражен. Рифтовая долина несколько асимметрична: западный борт более крутой, чем восточный. Днище выровненное, пологое. На обоих флангах хорошо выражены поднятия. В южном сегменте в трех точках подняты свежие базальты (*N-MORB*). Средний сегмент построен аналогично. Однако здесь дно рифта осложнено дополнительными продольными поднятиями и разломами. Не так ярко выражены поднятия на флангах рифта. Здесь наряду с *N-MORB* подняты *E-MORB* и щелочные базальты [2]. Северный сегмент, по существу, не может называться рифтом. Здесь нет единой морфологической зоны рифта. Вся прилегающая к Романшу область представляет собой сложную мозаику ортогонально ориентированных мелких блоков прогибов и поднятий, которые иногда имеют очень крутые склоны. Многочисленные драгировки, проведенные в этой зоне, показывают преимущественное развитие серпентинизированных гипербазитов. В отдельных драгах в небольшом количестве встречены свежие базальты, составляющие не больше первых процентов от объема поднятого материала.

Карта аномального магнитного поля, полученная в 13-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", не отражает структуру современного рифта. Нет не только видимого совпадения границ магнитных аномалий со структурами рифта, но и большей части рифта отвечает отрицательная аномалия магнитного поля. Это очень необычно для современных срединно-океанических рифтовых систем, для которых чаще всего наиболее ярко выражена осевая положительная линейная аномалия. Причина этого парадокса неясна.

Нам представляется, что намеченные закономерности объясняются постепенной проградацией и одновременной эволюцией рифтовой системы в северном направлении. Наиболее эволюционно продвинута южная часть, средняя отвечает менее зрелой стадии проградации рифта, когда дренировалась более глубокая часть мантии.

Расположенный западнее "брошенный" рифт был выделен под этим названием Э. Бонатти. Это отрицательная линейная структура, вытянутая, как и рифт, в субмеридиональном направлении. В продольном сечении в нем выделяются два сегмента, разделенных малоамплитудным разломом. Южный сегмент этой структуры выражен изометричной впадиной. Во впадине, по данным 13-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", развиты слоистые осадочные породы, залегающие горизонтально и запечатывающие эту структуру. По флангам впадины прослеживаются линейные поднятия, подчеркивающие ее сходство с рифтом.

На склонах обрамляющих поднятий были драгированы базальты, габброиды и ультрабазиты, а на вершине одного из них – известняки.

Северный сегмент "брошенного" рифта хорошо выражен морфологически. Он представлен узким грабенообразным прогибом с крутыми стенками, относительное превышение которых возрастает в северном направлении. По нашему мнению, данный прогиб можно рассматривать как грабен. Дно грабена покрыто осадками. По бортам выделяются невысокие приразломные поднятия, внешние склоны которых полого наклонены в стороны от грабена. В южной части этот грабен имеет долготное простирание. Севернее, ближе к трогу Ром 2, структура испытывает резкий коленообразный изгиб к западу, а затем, у самого сочленения с трогом, опять к северу. Грабен "брошенного" рифта отгорожен от днища трога невысоким субширотным поднятием.

Судя по драгировкам, свод поднятия западного фланга рифта перекрыт известняками. Драгировки склонов и днища северной части "брошенного" рифта показали полное отсутствие базальтов, столь характерных для рифтовых долин. В драгах были подняты преимущественно гипербазиты и в меньшей степени габбро и известняки.

Появление "брошенного" рифта подразумевает перескок оси спрединга. Соответственно, закономерное увеличение степени измененности стекла в сторону от действующей оси спрединга будет нарушено, так как вблизи "брошенного" рифта вновь должны появиться слабо измененные стекла. Иными словами, могут появиться встречные векторы степени измененности стекла². Для решения задачи были проведены драгировки по широтному профилю от современного рифта через межрифтовое пространство до "брошенного" рифта. Эти драгировки подтвердили нарушение закономерности в распределении степени изменения стекол и, соответственно, закономерность предположения о перескоке оси спрединга от "брошенного" рифта к современному.

В известняках, перекрывающих западный фланг "брошенного" рифта (станция 19 на рис. 4), определены фораминиферы и нанопланктон нижнего миоцена. Известняки, поднятые восточнее, между "брошенным" и современным рифтами (станция 36 на рис. 4) содержат фораминиферы и нанопланктон верхнего миоцена (определения В.А. Крашенинникова и Н.Г. Музылева). Таким образом, палеонтологические данные также подтверждают перескок оси спрединга и соответствующих рифтов.

Сравнение "брошенного" рифта с современным показывает, что первый находится на более

² Базальтовые закалочные стекла служат хорошим критерием для определения относительной продолжительности экспонирования эффузивов на поверхности дна. Поскольку размыв практически исключен, степень измененности стекол пропорциональна относительному возрасту драгированных лав.

зрелой стадии развития. Он морфологически выражен как рифт на всем своем протяжении, область рассеянного спрединга начальной стадии отсутствует. Как и в современном рифте, северная часть характеризуется “сухим” спредингом, хотя граница такого спрединга отодвинута на юг.

Малоамплитудная трансформная зона хорошо выражена в изменении простираций бортов современного рифта. С этой зоной связан резкий коленообразный изгиб рифта, однако при этом не происходит разрыва сплошности его осевой части. В “брошенном” рифте трансформация проведена по смещению его восточного борта на восток в южном сегменте. Характерно, что трансформный разлом не пересекает “брошенный” рифт и не смещает структуры его западного борта. Зона разлома прекрасно выражена на карте аномального магнитного поля, где с ней связаны коленообразные изгибы изомомал и широтные границы локальных аномалий.

Значительно сложнее выглядит поперечная зона, выделенная на карте как зона формирующегося трансформного разлома. Это довольно широкая полоса, в пределах которой структуры испытывают резкие коленообразные изгибы с левосторонним смещением крыльев возникающих горизонтальных флексур. При этом практически отсутствуют субширотные разломы, разрывающие продольные структуры. Такие же изгибы повторяют границы локальных аномалий магнитного поля. Подобная структура прямо на простирании трансформного разлома, но внутри современной неовулканической зоны Исландии была описана В.Г. Трифоновым и подтверждена в более поздних работах. Изгибающиеся структуры в этом случае представлены зияющими трещинами отрыва или цепочками мелких центров трещинных излияний лав. Исследователи, изучавшие эти структуры, рассматривали их как зарождающиеся трансформы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Разломную зону Романш нельзя рассматривать как единую в динамическом, кинематическом и историческом смысле структуру. Разные ее сегменты развивались в разное время по разным динамическим и кинематическим схемам. Более того, зона разлома не постоянна и в пространстве: осложняющие ее деформации перемещаются не только по простираанию структуры, но и вкрест нее, создавая новые разломные зоны с несколько иной пространственной ориентацией. Этот вывод в общем виде содержится в ряде работ [5, 14], хотя есть и другие точки зрения.

Относительно более древняя динамическая система Ром 1 имеет выдержанное восток-северо-восточное простираание, что по геодинамическим критериям концепции тектоники плит соответствует структурам с очень большим полюсным рас-

стоянием. Динамика и кинематика этой структуры определяются праводвиговым перемещением в условиях относительного сжатия, что приводит к формированию взбросо-сдвига с наклоненными на север висячим и лежащим крыльями. По данным батиметрии (к сожалению, не всегда достаточно детальным), эта структура прослеживается далеко на запад от рассмотренного сегмента Романш и нивелируется (исчезает?), не доходя примерно 150 - 200 км до пересечения с западным сегментом рифта, причем не на уровне южного конца рифта, а значительно севернее. Мы пытались показать, что в восточном направлении также происходит выклинивание этой структуры в том поперечнике, где появляется новая субширотная структура, расположенная южнее (Ром 3).

Более молодая (чем Ром 1) структура Ром 2 также своим западным продолжением уходит за пределы территории, показанной на схеме. По всем имеющимся данным, на западе система Ром 2 под прямым углом сочленяется с западным рифтом. Зона сочленения трансформного разлома с рифтом (интерсект) построена обычным образом. Здесь выделяются нодальная впадина и поднятие внутреннего угла, свежие базальты широко распространены в самом интерсекте и т.д.

Восточный интерсект имеет существенно иное строение. Нодальная впадина и угловое поднятие здесь отсутствуют, в самом интерсекте нет выраженной рифтовой долины и практически отсутствует базальтовый вулканизм (“сухой” спрединг диффузного типа). Четко выраженная разломная граница южного ограничения желоба резко обрывается западнее интерсекта.

Нам кажется, что все эти явления взаимосвязаны. По-видимому, в “классическом” случае общая структура интерсекта определяется наложением двух независимых факторов. Динамическая обстановка диктует кинематику структурообразования. Магматизм и продуцирующий его подток горячего вещества обеспечивает диапиризм, который проявляется в таких структурах, как трансверсивный хребет или угловое поднятие. Латеральная магматическая разгрузка может быть частично ответственна за формирование нодальных впадин. Диапиризм, естественно, увеличивает контрастность вертикальных движений, связанных с динамикой. Со своей стороны, контрастность тектонических движений в какой-то мере определяет направленность магматического потока.

В восточном интерсекте мы столкнулись со случаем проградирующего рифта, в котором тектоническая проградация несколько опережает проградацию магматическую. Особенно отчетливо такое отставание видно на примере “брошенного” рифта, где “сухой” спрединг значительно опередил магматический спрединг. Соответственно и здесь проявлены не все характерные признаки “классического” интерсекта, так как южный разлом обрывается западнее. Можно предполагать

дальнейшее развитие процесса, когда зона формирующегося трансформного разлома, которая разделяет области "сухого" диффузного и нормального вулканического спрединга, надстроит на восток трансформную зону Ром 2. Представляется целесообразным обсудить более сложную модель формирования рифтов и трансформных разломов, которая, как представляется, сможет объяснить многие аномальные черты строения и развития этой сложной геодинамической системы.

Другая особенность восточного интерсекта связана с перескакиванием (джампингом) рифта в восточном направлении. Вряд ли джампинг ограничивается только "брошенными" и современными рифтами. Вероятно, таких джампингов было несколько. Детальное изучение дайковых комплексов в офиолитах свидетельствует о широком распространении этого явления в древней океанической коре. Джампинг был впервые изучен в Исландии и отмечен в ряде мест Срединно-Атлантического хребта. Судя по имеющимся данным, как правило, перескок происходит в одном направлении для данной структуры. Поэтому вполне есте-

венно ожидать существования системы брошенных рифтов, расположенных западнее современного интерсекта. Нам представляется, что сочетание последовательной северной проградации рифтов и их восточного джампинга может вполне корректно объяснить кажущуюся дугообразную форму Ром 2 в плане, а также сравнительно резкий изгиб этой структуры в районе $19^{\circ}30'$ з.д., где описана своеобразная поперечная структурная зона.

На рис. 5 сделана попытка отобразить в самом общем виде возможный вариант развития и последовательности тектонических событий на всем отрезке Романш от западного интерсекта до восточной части изученной территории. Западный рифт условно принят за неподвижную координату, относительно которой рассматриваются все латеральные перемещения.

На стадии образования и развития структур Ром 1 западный интерсект располагался несколько севернее современного окончания рифта. Возможно, существовала пассивная часть Ром 1, во всяком случае в современной структуре в 150 км западнее рифта и симметрично по отношению к

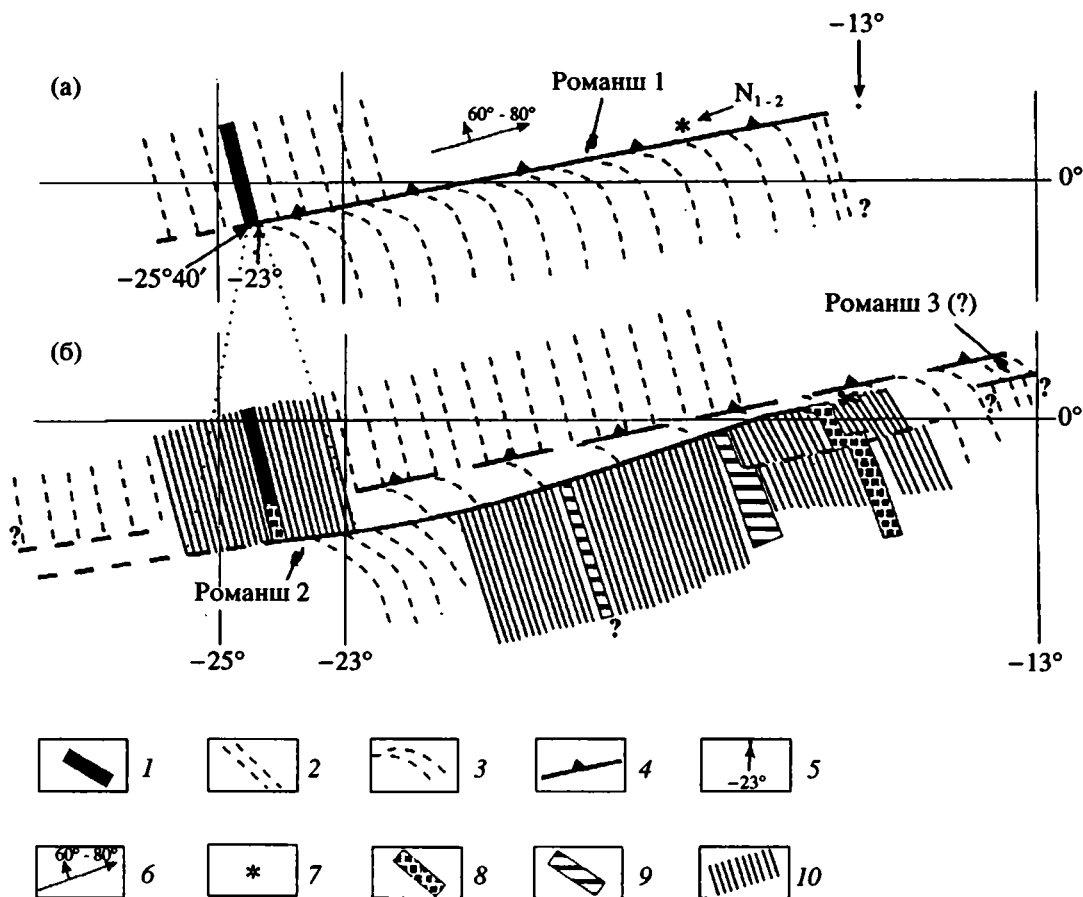


Рис. 5. Принципиальная схема развития зоны разломов Романш для времени существования систем Ром 1 (а) и Ром 2 (б). Для а: 1 – рифт западного и 2 – предполагаемый рифт восточного интерсектов; 3 – новообразованная кора; 4 – разлом Ром 1; 5 – современные координаты реперных точек в координатной сетке времени разлома Ром 1; 6 – направление сдвиговой компоненты и предполагаемый наклон сместителя; 7 – точка с фауной позднего миоцена - раннего плиоцена. Для б: 8 – новообразованные рифты и сегменты рифтов; 9 – "брошенные" рифты; 10 – новообразованная кора.

западному концу Ром 1 на батиметрических картах прослеживается тектонический уступ субширотного простирания. Сложнее определить восточный край разлома. Если допустить, что кинематическая система взбросо-сдвига неизменна на всем протяжении активной части, то восточный интерсект должен был находиться там, где подворачивающиеся к разлому структуры лежащего крыла на востоке сменяются ортогональными. Такая смена происходит примерно на 13° з.д. Далее, произведя несложные реконструкции по восстановлению структуры на уровень завершения активных движений, мы получим искомый результат. При скорости спрединга около 2 см/год эта реконструкция не противоречит находке позднемиоцен-раннеплиоценовой фауны в висячем крыле разлома. Относительные движения плит при такой реконструкции отвечают наблюдаемому структурному рисунку правого сдвига. Можно предположить, что конседиментационное осадконакопление, зафиксированное в тыловой части висячего крыла разлома Ром 1, отвечает времени активного его становления.

Возникновение новой динамической системы Ром 2 привело к отмиранию и запечатыванию старой. Произошла проградация западного рифта на юг в его современное положение без широтного смещения. Была ли проградация одноактной или нет, сказать трудно, но, судя по батиметрии, скорее всего, она была не одноактной. Восточный сегмент рифта возникшей системы сформировался значительно западнее бывшего ранее. Это привело к полной перестройке всей системы и заложению нового трансформного разлома. Новый рифт (восточный) многократно смещался на восток при его последовательной (наверное, тоже скачкообразной) проградации на север вплоть до современного положения. При такой системе пассивная часть трансформы практически не формируется, так как ее компенсирует перескакивание рифта на восток. Нам кажется, что имеющиеся факты укладываются в предложенную схему. Рассмотренная модель исходит из постулатов концепций тектоники плит и тектонической расслоенности литосферы. Однако имеющиеся факты заставляют существенно модифицировать эти представления, дополнив их такими понятиями, как проградация, джампинг, диффузный спрединг и т.д.

Главное, что следует из изложенного материала, это неустойчивость геодинамических систем разломной зоны во времени и в пространстве. За короткий промежуток времени происходит смена геодинамических систем, сопровождающаяся резкой перестройкой главных тектонических границ (рифты, трансформы); при развитии одной геодинамической системы ее главные структуры способны мигрировать (джампинг, проградация). Неясен механизм такой неустойчивости границ и динамических обстановок. По-видимому, причина лежит в тектонической расслоенности литосферы

и вещественно-структурной латеральной неоднородности обособленных литопластин. Относительное перемещение субгоризонтальных литопластин может реализовать многие из описанных явлений. Выявленные нами закономерности свидетельствуют о специфике разломной зоны Романш, являющейся главным рубежом раздела Центральной и Южной Атлантики, имеющих разную геологическую историю. Несмотря на сложную смену во времени нескольких геодинамических систем (Ром 1, Ром 2 и др.), крупнейшая структура – Романш, протянувшаяся с одного континента на другой, занимает устойчивое положение на протяжении по крайней мере всего кайнозоя. Наши данные и анализ иллюстрируют необходимость историко-геологического подхода к изучению разломных океанических структур, подобно тому, как это делается в отношении разломов на континентах. До сих пор такой подход был крайне ограниченным, подавленным чисто геодинамическими абстракциями.

Работа стала возможной благодаря финансовой поддержке Министерства науки и технической политики России (программа "Мировой океан") и Национального Совета по науке (CNR) Италии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пуцаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницын Ю.Н., Пейве А.А., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н. Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 75 - 79.
2. Суцневская Н.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Конюкова Н.Н., Колесов Г.М. Природа рифтового вулканизма района разломов Романш-Чейн (Экваториальная Атлантика) // Геохимия. 1994. № 2 (в печати).
3. Belderson R.H., Jons F.J.W., Gorini M.A., Kenyon N.H. A long range side-scan sonar (Gloria) survey of the Romanche active transform in the Equatorial Atlantic // Marine Geology. 1984. V. 56. P. 65 - 78.
4. Bonatti E., Chermak A., Honnorez J. Tectonic and igneous emplacement of crust in the oceanic transform zones // Deep Drillind Results in the Atlantic ocean: Ocean crust. Maurice Ewing Ser. Amer. Geophys. Union. Ser. 2. 1979. P. 239 - 248.
5. Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G., Boudillon F., Argenio G., De Alteris G., Gasperini L., Gasperini M., Giacquinto G., Ligi M., Lodolo E., Mazarovich A., Peyve A., Sacchi M., Skolotnev S., Trofimov V., Turko N., Zacharov M., Auzende J.M., Mamaloukas-Frangoulis V., Searle R.C. Geological Studies of the Romanche Transform (Equatorial Atlantic): a first report // Giornale di geologia. 1993. Ser. 3a. V. 53. P. 31 - 48.
6. Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A., Gorini M., Honnorez J. Neogen crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 35. P. 369 - 383.
7. Bonte Ph., Labeyrie L.D., Dudley W.C., Blanc P.L., Berthos L., Hekinian R., Duplessy J.C. Morphology and tectonics of the Romanche transform fault: high-resolution

- mapping and precision sampling of the northern slope // *Oceanological Acta*. 1988. V. 5. № 2. P. 235 - 240.
8. *Chermak K.A.* A structural study of the Romanche fracture zone based on geophysical data m.s.: Thesis University of Miami. Miami, Florida, 1979. 222 p.
 9. *Gorini M.A.* The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Golf of Guinea to north-eastern Brazil: Ph. D. thesis. N.Y.: Columbia Univ., 1977.
 10. *Heezen D.C., Bunce E.T., Hersey J.B., Tharp M.* Chain and Romanche fracture zones // *Deep Sea Res.* 1964. P. 11 - 32.
 11. *Honnorez J., Mascle J., Tricart P., Villeneuve M., Bertrand H.* Mapping of a segment of the Romanche Fracture Zone; a morphostructural analysis of a major transform fault of the Equatorial Atlantic // *Geology*. 1991. V. 19. P. 795 - 798.
 12. *Monti S., Mercier H.* Carte bathymetrique de la zone de fracture de la Romanche (1/1 000 000, Seabeam EM12). IFREMER DRO/GM. Cartographie. Brest. 1991.
 13. *Prinz M., Keil K., Green J.A., Reid A.M., Bonatti E., Honnorez J.* Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic ridge and fracture zones // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. № 23. P. 4087 - 4103.
 14. *Searle R.C., Thomas M.V., Jones E.J.W.* Morphology and tectonics of the Romanche transform and its environs // *J. Geophys. Res.* 1993 (в печати).

Romanche Fracture Zone: Composition, Peculiarities of Evolution, Geodynamics

A. S. Perfil'ev, A. A. Peyve, Yu. M. Pushcharovsky, Yu. N. Raznitsin, N. N. Turko

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

This work is based on the materials, collected in 13th and 16th expeditions of R/V "Akademik Nikolaj Strakchov". Tectonic structure of Romanche fracture zone in Equatorial Atlantic, that is not a uniform structure in dynamic, kinematic and historical sense is discussed. Its segments are not only of different age, but they also developed according to different dynamic and kinematic laws. Fracture zone is not stable in space: deformations that affected it, moved along strike as well as across the strike, forming new fracture zones with slightly different spatial orientation. Within the Romanche fracture zone three geodynamic systems could be divided: Rom 1, Rom 2, and Rom 3. All of them are shown on the tectonic scheme. Process of jumping with its simultaneous progradation to the north in the area of eastern rift – Romanche fracture zone intersection is described. "Dry" spreading, clearly seen in this area, is also discussed.

УДК 551.242(265)

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

© 1994 г. Ю. В. Миронов, Ю. Г. Зорина

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва
Поступила в редакцию 27.03.92 г.

Характер эволюции вулканизма при развитии рифтогенных структур окраинных морей определяется силой влияния потоков флюидов, отделяющихся от погружающейся литосферной пластины, и, соответственно, положением структур относительно зон субдукции. Диапазон изменения состава пород зависит от типа и мощности коры, на которой закладываются структуры, и степени раскрытия последних. При всем многообразии проявления вулканизма, связанном с сильной изменчивостью данных параметров в пределах активных окраин континентов, конечным продуктом дифференциации во всех случаях являются породы, аналогичные толеитам срединно-океанических хребтов.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование большинства котловин окраинных морей связано с развитием рифтогенных структур. Последние обычно группируются в протяженные рифтовые пояса, приуроченные к границам перехода континент–океан и связанные с суперзонами субдукции [6, 7, 40]. Значительное место в современной глобальной структуре Земли занимает Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс. Определяющая его развитие суперзона субдукции представлена отдельными конкретными зонами субдукции, сопряженными с глубоководными желобами (рис. 1). Относительно последних рифтогенные структуры могут занимать различное положение. Происхождение большинства из них связано с расщеплением сопряженных с глубоководными желобами энсиматических (бассейны Южно-Фиджийский, Паресе Вела, трог Марианский и Огасавара), реже – энсиалических (трог Окинава) островных дуг по схеме, предложенной Д. Каригом [26]. Некоторые протяженные структуры этой группы формируются на коре различных типов. Примером может служить рифтогенная система Лау–Хавр–Таупо, заложенная в большей своей части на коре энсиматических островных протодуг Лау–Тонга и Колвилл–Кермадек, а на юге – на континентальной коре о-ва Северный Новой Зеландии.

Относительно малочисленную группу образуют рифтово-спрединговые структуры, заложенные глубоко в тылу островных дуг. В отличие от линейновытянутых параллельно зоне субдукции структур предыдущей группы они образуют системы разноориентированных рифтов, охватывающие обширные изометричные области. В результате развития таких систем на континентальной коре сформирована котловина Японского моря, а на океанической – Северо-Фиджийского бассейна. Некоторые рифтогенные зоны не имеют очевидной связи с конкретными зонами субдукции. Обычно они закладывались на континен-

тальной коре (бассейн Вудларк, Южно-Китайское, Тасманово, Коралловое моря). Сюда же с некоторой долей осторожности можно отнести спрединговую зону бассейна Манус, развившуюся, предположительно, на океанической коре.

Таким образом, несмотря на то, что большинство рифтогенных структур Западно-Тихоокеанского пояса так или иначе связано с процессами растяжения в суперзоне субдукции, они довольно разнообразны по своему положению относительно конкретных зон субдукции и типу земной коры, на которой они закладываются. Кроме того, параметры структур существенно меняются по мере их эволюции. Так, например, на начальной стадии расщепления островных дуг образуются внутридуговые рифты, в которых мощность исходной коры постепенно уменьшается. По мере развития спрединговых процессов и, соответственно, удаления области магмообразования от зоны субдукции внутридуговые рифты эволюционируют в задуговые зоны спрединга с новообразованной океанической корой.

Первые обобщения результатов геохимических исследований преимущественно охватывали данные о составе пород задуговых зон спрединга, связанных с расщеплением островных дуг. Они показали, что наиболее распространенными здесь вулканитами являются базальты, занимающие по соотношению литофильных элементов с крупными и малыми ионными радиусами промежуточное положение между толеитами срединно-океанических хребтов и островных дуг [10]. При этом одни авторы считали, что содержание крупноионных элементов (“островодужной компоненты”) в базальтах повышается по мере развития системы зон субдукции [10], другие связывали смену островодужных базальтов породами, близкими к толеитам срединно-океанических хребтов, прежде всего с прогрессирующим раскрытием каждого из отдельных бассейнов, входящих в такие системы [11]. Указывалось также на некоторые различия в эволюции вулканизма в

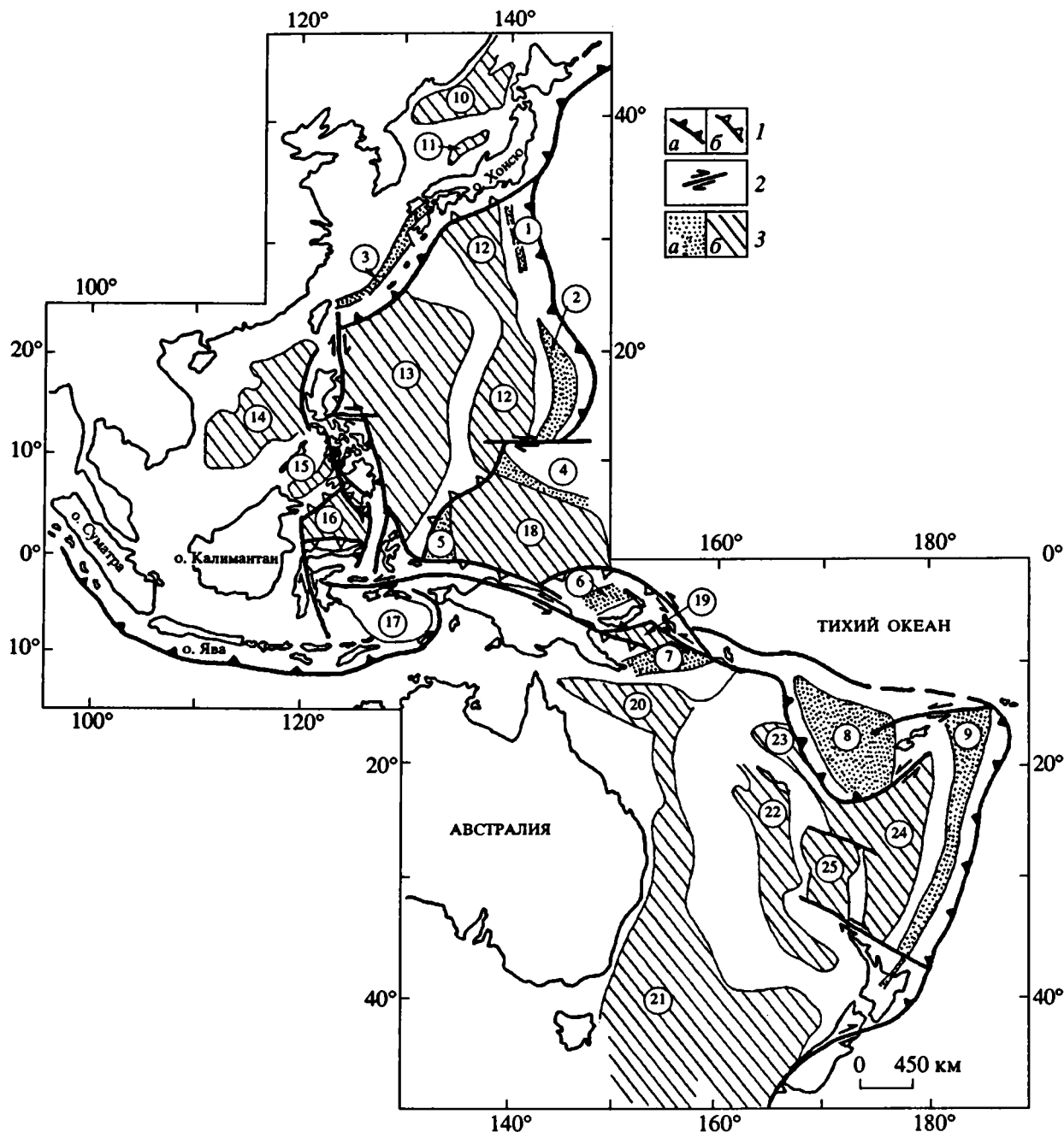


Рис. 1. Схема расположения рифтогенных структур Западно-Тихоокеанской переходной зоны.

1 – зоны субдукции: а – активные, б – неактивные; 2 – сдвиги; 3 – рифтогенные структуры: а – активные, б – неактивные (1 – Огасавара, 2 – Марианский трог, 3 – Окинава, 4 – Сорол, 5 – Эуи, 6 – Манус, 7 – Вудларк, 8 – Северо-Фиджийская, 9 – Лау-Хавр-Таупо, 10 – Япономорская, 11 – Хонсю, 12 – Сикоку-Паресе Вела, 13 – Западно-Филиппинская, 14 – Южно-Китайская, 15 – Сулу, 16 – Сулавеси, 17 – Банда, 18 – Каролинская, 19 – Соломоновоморская, 20 – Коралловоморская, 21 – Тасмановоморская, 22 – Новокаледонская, 23 – Лоялти, 24 – Южно-Фиджийская, 25 – Норфолк).

котловинах Филиппинского и Японского морей, принадлежащих к разным типам [11].

Резко возросшее в последние годы количество данных позволяет вновь вернуться к данной проблеме и уточнить некоторые закономерности эволюции вулканизма в рифтогенных структурах окраинных морей в зависимости от их положения относительно зон субдукции и типа коры, на ко-

торой они закладываются. Чтобы максимально избежать возможных ошибок при определении положения рифтогенных структур относительно зон субдукции в момент формирования вулканистов, мы, в основном, ограничились рассмотрением активных структур. Для большинства из них восстановить полные временные ряды формаций не удастся, поскольку даже в настоящее время

опробованы преимущественно не перекрытые осадками четвертичные вулканиты, а информация по более древним породам крайне фрагментарна. Кроме того, значительная часть этих структур находится на относительно ранних стадиях формирования, и, следовательно, наблюдаемые в них временные ряды формаций резко редуцированы. По этим причинам основные результаты проведенного нами обобщения были получены, вслед за Т.И. Фроловой с соавторами [11], путем сопоставления данных о вулканизме однотипных структур или их отдельных частей, находящихся на разных стадиях раскрытия.

При анализе вариаций состава пород мы столкнулись с традиционной проблемой ограниченности количества геохимических данных и нестандартности приводимых разными авторами комплексов химических элементов. Достаточно полную и однотипную информацию удалось собрать по петрогенным элементам, что определило петрохимическую направленность работы. Наряду с общепринятыми параметрами (общая щелочность, кремнекислотность, серия щелочности и др.) мы широко использовали отношение содержания титана и калия. Эти элементы обладают резко различными по величине ионными радиусами, что позволяет рассматривать отношение их содержания в качестве петрохимического аналога упоминавшихся выше геохимических параметров для сопоставления базальтов срединно-океанических хребтов, островных дуг и задуговых зон спрединга. Более того, в координатах титан-калий различия между этими породами выражены более контрастно. Так, например, если на наиболее популярной дискриминационной диаграмме Д. Вуда тантал-торий-гафний точки составов пород задуговых зон спрединга накладываются на граничащие одно с другим поля толеитов срединно-океанических хребтов и островных дуг [9], то на диаграмме титан-калий поля последних изолированы одно от другого впервые выделенным полем базальтов задуговых зон спрединга [8]. Хотя это поле и перекрывает поле базальтов срединно-океанических хребтов, значительная его часть образует самостоятельную область. Таким образом, данная диаграмма представляет достаточно широкие возможности для анализа вариаций состава базальтов как в рифтогенных структурах в целом, так и в задуговых зонах спрединга в частности.

Ниже приводятся данные по наиболее изученным объектам с различным положением относительно зон субдукции и типом земной коры, находящимся на разных стадиях раскрытия.

РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ, СВЯЗАННЫЕ С РАСЩЕПЛЕНИЕМ ОСТРОВНЫХ ДУГ НАД ЗОНАМИ СУБДУКЦИИ

В этом разделе описаны рифт Огасавара, Марианский трог и задуговой бассейн Лау, которые образуют ряд находящихся на разных стадиях эволюции

структур, связанных с расщеплением энсиматических дуг. Для энсиматических островодужных систем на примере трога Окинава можно проследить лишь самые ранние стадии подобного процесса.

Внутридуговой рифт Огасавара, заложенный 2 млн. лет назад, рассекает в продольном субмеридиональном направлении Идзу-Бонинскую энсиматическую дугу. С севера на юг ширина рифта увеличивается с 35 до 60 км, а глубина моря – с 1000 до 3800 м. В структуре рифта выделяются сегменты Хатидзе, Сумису, Торисимо и Нисиносима, последовательно сменяющиеся в южном направлении. Все они представляют собой асимметричные грабены. Крутизна и высота ограничивающих сбросовых уступов на востоке (зона сочленения с вулканической дугой Сичито-Ива-Сима) больше, чем на западе, где рифт граничит с реликтовой дугой Ниси-Сичито [15, 36]. Так, например, в сегменте Сумису, в котором проводились наиболее детальные исследования, крутой восточный уступ ($15^\circ - 30^\circ$) возвышается над дном грабена на 600 - 1500 м, а высота более пологого ($7^\circ - 16^\circ$) западного уступа на севере составляет 400 - 550 м, а на юге – 800 - 1100 м. Процессы рифтогенеза протекают здесь на островодужном фундаменте и сопровождаются вулканической деятельностью.

В пределах грабена Сумису и его обрамления выделено свыше 200 вулканических центров диаметром 1 - 3 км и высотой построек 100 - 200 м. Вулканы, как правило, приурочены к подножию сбросовых уступов. За исключением отдельных крупных подводных гор вулканы группируются в цепочки, вытянутые параллельно субмеридиональным разломам. Большинство зафиксированных излияний относится к центральному типу, хотя встречаются и трещинные излияния. Состав вулканитов варьирует от толеитовых базальтов до натриевых риолитов [15], что сходно с вулканическими образованиями в смежной вулканической дуге Сичито-Ива-Сима. На основании наличия гиперстена в вулканитах дуги последние относились к известково-щелочной серии [3]. Позднее в результате более детального петрологического и геохимического анализа было установлено, что для гиперстеновых вулканитов характерны высокие содержания Mg и Sr и низкие – Zr, Ti и Y, что характерно для бонинитовых серий. В разрезе они перемежались с типичными раннеостроводужными толеитами [30]. Проведенный нами анализ петрохимических данных подтверждает вывод о принадлежности рассматриваемых вулканитов к бонинит-толеитовой серии, характерной для эмбриональных энсиматических островных дуг (рис. 2). Наряду с породами вулканической дуги в исследуемую выборку попали и вулканиты рифта Огасавара. Некоторая их часть по соотношению Ti и K аналогична островодужным. Однако отдельные анализы попадают в поле базальтов задуговых зон спрединга. Это согласуется с ранее высказанным предположением о том, что уже на стадии внутридугового

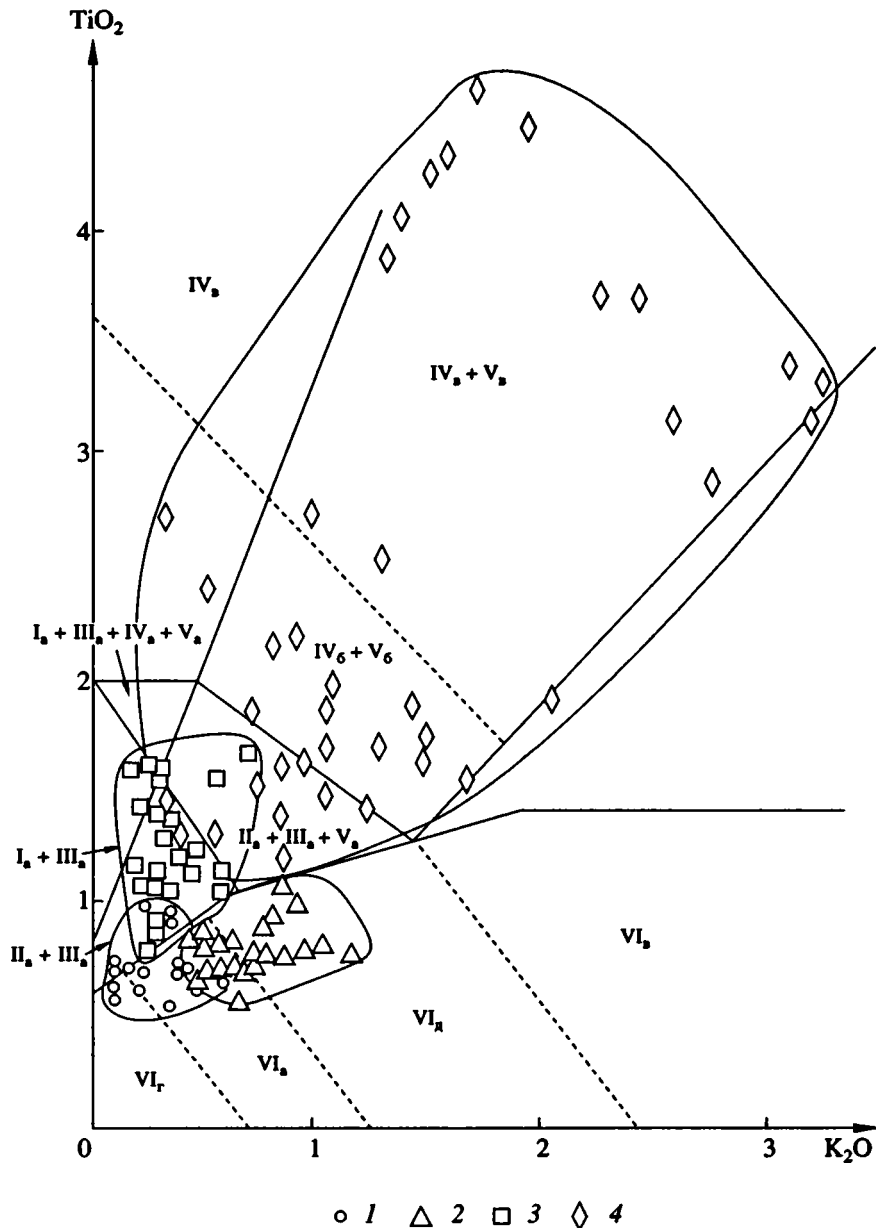


Рис. 2. Положение составов базальтов некоторых рифтогенных структур северной части Западно-Тихоокеанской переходной зоны на дискриминационной диаграмме TiO_2 - K_2O .

1 - 4 - базальты конкретных структур: 1 - Идзу-Бонинской дуги и трога Огасавара, 2 - Марианской дуги, 3 - Марианского трога, 4 - котловины Японского моря; I - VI - поля базальтов из различных типов структур по [8]: I - срединно-океанических хребтов, II - трансформных разломов, III - задуговых зон спрединга, IV - внутриокеанических островов, V - областей внутриконтинентального вулканизма, VI - островных дуг; а - д - поля разновидностей базальтов по [8]: а - толеиты нормальной и б - повышенной щелочности, в - субщелочные и щелочные, г - бониниты, д - известково-щелочные.

рифта может наблюдаться некоторое смещение состава базальтов в сторону состава толеитов срединно-океанических хребтов [12].

Марианский трог примерно 6.5 млн. лет назад расщепил Марианскую энсиматическую островную протодугу на одноименную вулканическую дугу с широко проявленным толеитовым и известково-щелочным андезитоидным вулканизмом и реликтовую Западно-Марианскую дугу. По сравнению с трогом Огасавара Марианский трог пред-

ставляет собой более зрелую деструктивную структуру с глубинами от 2800 до 4800 м. В результате спрединга здесь была сформирована земная кора мощностью 4.5 - 7.6 км, близкая по строению к океанической [18]. По данным глубоководного бурения, раскрытие Марианского трога происходит симметрично относительно осевой зоны с низкой полускоростью спрединга (1.7 - 2.3 см/год). В результате комплексных исследований вдоль геотраверса 18° с.ш. в осевой части трога досто-

верно установлен грабен шириной 10 - 15 км и относительной глубиной 1 - 2 км. Дно грабена находится на глубине 4800 м. Под грабеном выявлен диапир разуплотненного мантийного вещества, служащий поставщиком толеитовой магмы [18].

На многочисленных станциях драгирования в пределах осевого грабена встречены толеитовые базальты, реже андезитобазальты, состав которых уже неоднократно обсуждался в литературе как наиболее типичный для большинства задуговых спрединговых бассейнов [21, 23 и др.]. На дискриминационной диаграмме титан-калий (рис. 2) подавляющая часть точек составов базальтов Марианского трога попадает в самостоятельную область вулканитов задуговых зон спрединга, расположенную между полями толеитов срединно-океанических хребтов и островных дуг.

Бассейн Лау-Хавр. Особенностью данного спредингового бассейна, разделяющего энсиматическую вулканическую дугу Тонга-Кермадек и реликтовую дугу Лау-Колвилл, является веерооб-

разная форма (рис. 3). На севере (бассейн Лау) раскрытие началось 3.5 - 2.5 млн. лет, а на юге (бассейн Хавр) - 2.0 - 1.8 млн. лет назад. С севера на юг уменьшаются полускорость спрединга (от 3.8 до 2.7 см/год) и ширина бассейна (от 350 до 100 км) [17, 32, 41]. Наиболее детально изучен бассейн Лау с мощностью молодой океанической коры около 8 км. В центральной осевой зоне спрединга молодые базальты образуют короткие гряды преимущественно север-северо-восточного и меридионального простирания. В южной части бассейна Лау зона спрединга, с которой связана аккреция молодой коры, резко смещена к востоку и выражена в рельефе дна хребтом Валу Фа [37]. В гребневой части хребта, возвышающегося над окружающим дном на 500 м, протягивается осевой грабен, ограниченный разломами, амплитуда смещения по которым достигает 300 - 500 м [24]. Выявленный под хребтом Валу Фа на глубине 3.5 км отражающий горизонт со скоростью сейсмических волн 1.6 - 1.8 км/с интерпретируется как кровля

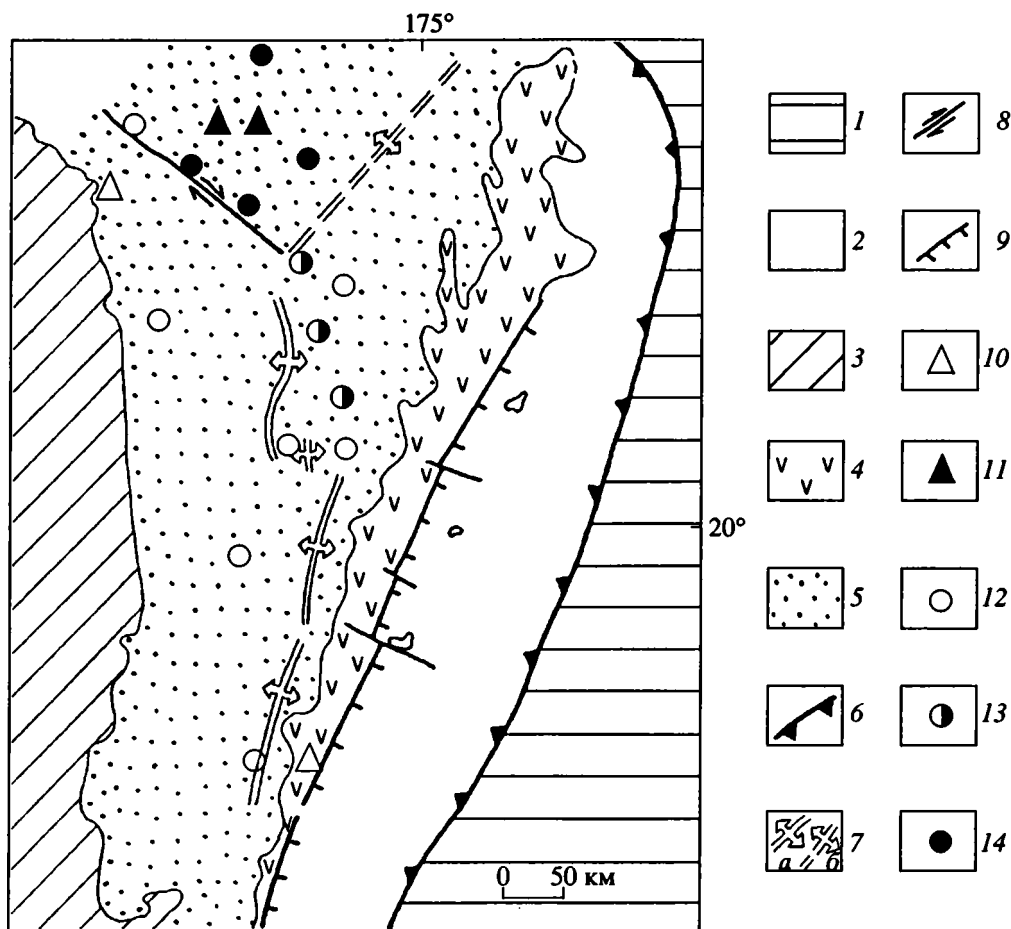


Рис. 3. Схема распространения разновидностей базальтов в бассейне Лау (рис. 1).

1 - 5 - структуры: 1 - Тихоокеанская плита, 2 - фронтальная часть островодужной системы Тонга, 3 - реликтовая дуга Лау, 4 - вулканическая дуга Тонга, 5 - бассейн Лау; 6 - 9 - тектонические элементы: 6 - зоны субдукции, 7 - оси спрединга: а - установленные, б - предполагаемые, 8 - трансформный разлом Пегги, 9 - сбросы; 10 - 14 - разновидности толеитов: 10 - островодужные, 11 - повышенной щелочности, 12 - "типичные" задуговых зон спрединга, 13 - промежуточные по составу между "типичными" толеитами задуговых зон спрединга и срединно-океанических хребтов, 14 - срединно-океанических хребтов.

магматической камеры шириной 2 - 3 км [35]. В северной, наиболее широкой части бассейна Лау фиксируется тройное сочленение субмеридионального спредингового хребта с трансформным разломом Пегги и безымянным активным спрединговым хребтом северо-восточного простирания. В осевой части последнего проявлен грабен, ограниченный уступами высотой 300 - 500 м [22].

Точки составов базальтов, драгированных в различных частях бассейна Лау [22, 23], образуют на дискриминационной диаграмме систему самостоятельных трендов, веерообразно смещающихся один относительно другого от поля остро-

дужных базальтов к полю толеитов срединно-океанических хребтов (рис. 4). В западной части бассейна, вблизи реликтовой дуги, известны позднемiocеновые базальты, имеющие характеристики островодужных толеитов. По-видимому, они представляют собой вулканиты начальных этапов развития структуры (стадия внутривулканического рифта). Кроме того, на флангах бассейна распространены базальты, состав которых описывается трендом, занимающим центральную часть поля базальтов задуговых зон спрединга. Современные базальты такого же состава, ассоциирующиеся с небольшим количеством дацитов, драгированы в пределах осевой зоны южной, наиболее узкой части бассейна Лау. Севернее, в осевой зоне спрединга, преобладают породы, точки составов которых сгруппированы вблизи границы с полем толеитов срединно-океанических хребтов. И, наконец, в северной, наиболее раскрытой части бассейна Лау, обращенной в сторону Центральной котловины Тихого океана, непосредственно вблизи тройного сочленения и северо-восточной осевой зоны спрединга распространены базальты, аналогичные породам срединно-океанических хребтов. В пределах же микроплиты, расположенной к северу от тройного сочленения, на многочисленных поднятиях, иногда возвышающихся в виде небольших островов (Ниуаффо, Хрон), обнаружены толеитовые базальты и андезиты повышенной щелочности натриевой серии. Вулканиты подобного состава типичны для внутриокеанических островов. Вероятно, эти вулканические постройки связаны с субширотной зоной проявления внутривулканического вулканизма, которая начинается от островов Самоа, обрамляет с севера бассейны Лау и Северо-Фиджийский (острова Ротума, Ануда, Тикопиа), а далее на запад прослеживается в виде цепочки мелких атоллов, простирающейся параллельно северному побережью Соломоновых островов, Новой Ирландии и островов Адмиралтейства.

Окинавский трог рассекает тыловую часть энсиалической дуги Рюкю (рис. 5). На севере трог переходит в грабен Беппу-Симабара (о-в Кюсю). Степень развития деструктивных процессов увеличивается с севера на юг, что выражается в уменьшении в том же направлении мощности земной коры от 25 до 15 км, а гранито-гнейсового слоя - от 16 до 5 км [27, 31]. Соответственно увеличивается и глубина трого. Если днище грабена Беппу-Симабара расположено на суше, то глубина относительно уровня моря в пределах собственно трого закономерно увеличивается от менее 200 м в его северной части до 2720 м в южной. Параллельно этому меняется как морфология трого, так и характер проявления в нем вулканических процессов.

В пределах грабена Беппу-Симабара излияния лав и многочисленные гидротермальные источники в основном приурочены к восточному борту. Наиболее детально здесь изучена вулканическая зона Хохи, расположенная на севере грабена

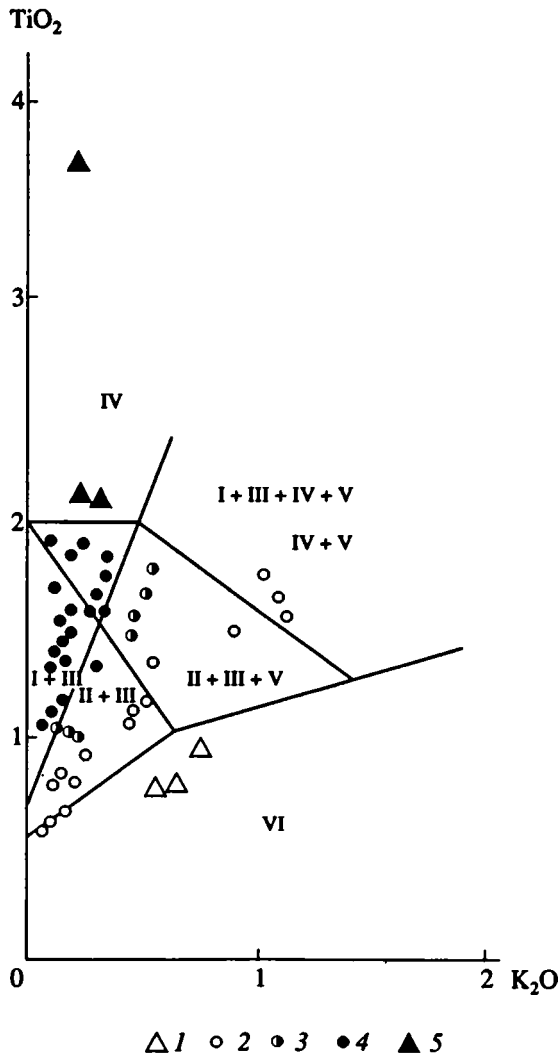


Рис. 4. Положение составов базальтов некоторых рифтогенных структур южной части Западно-Тихоокеанской переходной зоны на дискриминационной диаграмме TiO_2-K_2O .

1 - 5 - базальты: 1 - вулканической дуги Тонга и реликтовой дуги Лау, 2 - фланговых и южной частей бассейна Лау, 3 - центральной части бассейна Лау, 4 - северной части бассейна Лау и бассейнов Северо-Фиджийского и Манус, 5 - поднятий и мелких островов в северной части бассейна Лау и в Северо-Фиджийском бассейне; I - VI - рис. 2.

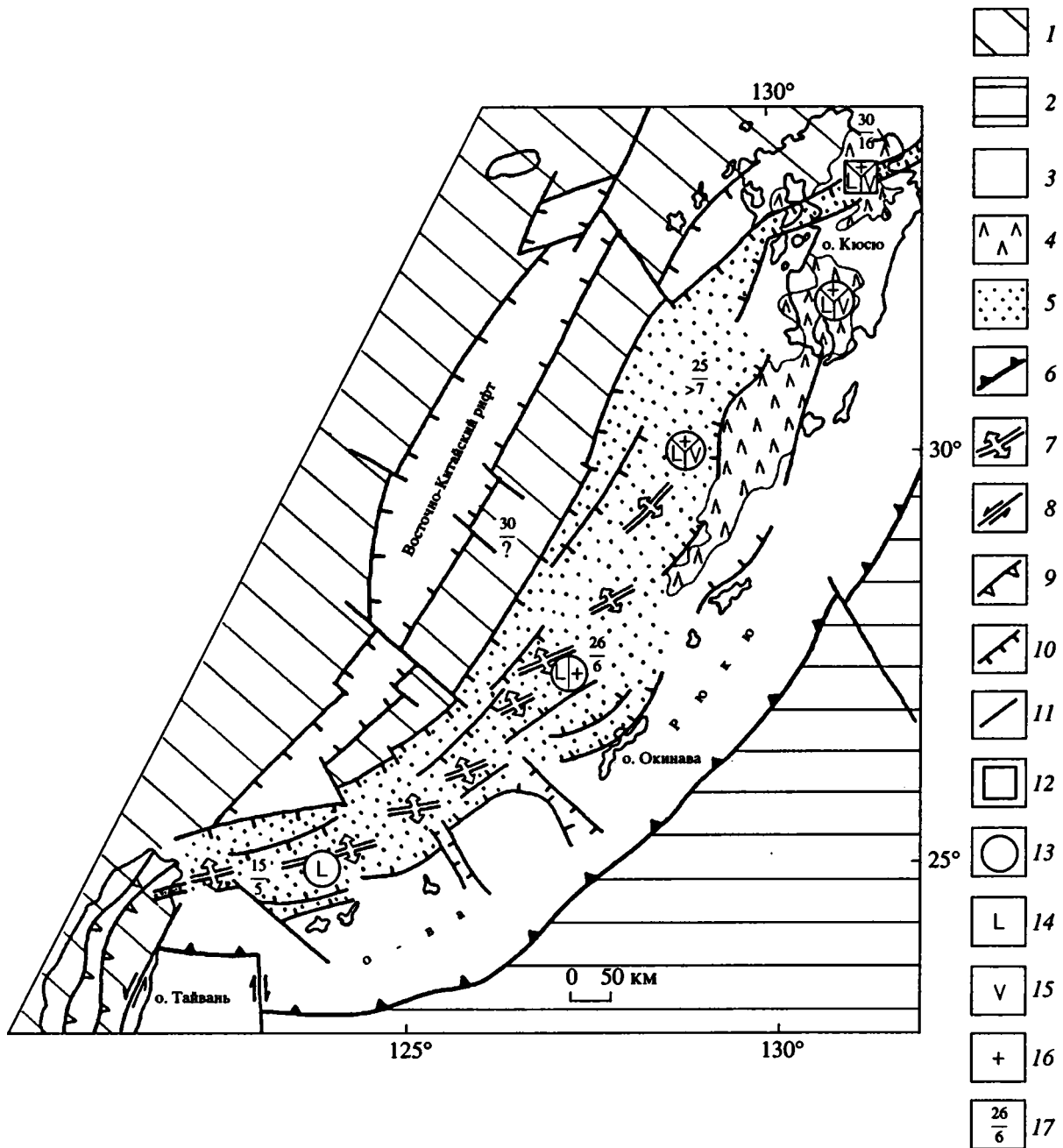


Рис. 5. Схема тектонического строения и вулканизма трого Окинава (рис. 1).
 1 – Евразийская плита; 2 – Тихоокеанская плита; 3 – фронтальная часть островодужной системы Рюкю; 4 – вулканические дуги; 5 – трог Окинава; 6 – зона субдукции; 7 – оси растяжения; 8 – сдвиги; 9 – надвиги; 10 – сбросы; 11 – прочие разломы; 12, 13 – петрохимические серии: 12 – известково-щелочная, 13 – островодужная толеитовая; 14 – 16 – вулканические породы: 14 – основного, 15 – среднего и 16 – кислого составов; 17 – мощность земной коры / мощность гранито-гнейсового слоя.

[25]. Дотретичный фундамент, залегающий на глубине около 3 км, сложен меловыми гранитами и палеозойскими сланцами, которые перекрыты ранне-среднемиоценовыми. В плиоцене - плейстоцене в зоне Хохи изверглось более 5000 км³ вулканического материала. Его радиометрический возраст изменяется от 5 млн. лет на окраинах до 0.3 млн. лет в центральной части грабена. Вулканизм ранней стадии (5 - 2 млн. лет) характери-

зуется обширными извержениями андезитовых лав, образовавшими плато и связанными с трещинными излияниями субширотного простирания. На более поздней стадии (2 - 0 млн. лет) формируются вулканы центрального типа с андезитовыми и дацитовыми куполами. Базальты и риолиты имеют резко подчиненное значение. Вулканисты зоны Хохи относятся к известково-щелочной калиево-натриевой серии, причем

содержание калия закономерно увеличивается на протяжении последних 5 млн. лет. Такая эволюция состава вулканитов показывает, что, несмотря на развитие грабена, вулканизм в зоне Хохи развивается по типичной островодужной схеме.

В пределах северной части Окинавского трога имеются многочисленные подводные возвышенности и мелкие острова, сложенные андезитами и дацитами неоген-четвертичного возраста [4]. По составу они отвечают островодужным толеитовым вулканитам калиево-натриевой серии, что свидетельствует о том, что и здесь формирование магматических очагов происходило при воздействии флюидов, отделяющихся от субдуцируемой пластины. Следует отметить, что активные внутририфтовые вулканические гряды наблюдаются только южнее широты о-ва Окинава, в то время как активный вулканизм в смежной островной дуге Рюкю проявлен исключительно севернее этого острова. По всей вероятности, дуговой и заостроводужный вулканизм сменяются во времени и пространстве по мере миграции спрединга [38, 39].

В центральной и южной частях трога отчетливо выделяются две фазы рифтогенеза. В первую фазу сформировался собственно трог, ограниченный серией нормальных листрических сбросов, образование которых происходило одновременно со средне-позднемиоценовым воздыманием территории. Вторая фаза рифтогенеза началась около 2 млн. лет назад и продолжается по настоящее время. Она характеризуется заложением эшелонированно расположенных сегментов осевого грабена, частично перекрывающихся и направленных под некоторым углом к листрическим сбросам начальной стадии рифтогенеза [38]. С сегментами осевого грабена связано проявление активного вулканизма.

В средней части Окинавского трога, где впервые появляются активные внутритроговые вулканы, осевой грабен имеет ширину 50 км и глубину относительно окружающих районов 200 м. В его центральной части закартирован ряд параллельных гряд, сложенных молодыми базальтами и риолитами [20]. Имеющиеся в нашем распоряжении данные [29] позволяют отнести их к "островодужным" толеитовым вулканитам калиево-натриевой серии. На юге изученный фрагмент осевого грабена шириной 40 км ограничен нормальными сбросами, вертикальные смещения по которым варьируют от нескольких метров до 40 м. Амплитуда смещения по разломам и углы падения их сместителей больше на север-северо-восточной стороне рифтовой депрессии, обращенной в сторону островной дуги Рюкю. По сейсмическим данным, в пределах депрессии выявлены горсты и полуграбены, длина которых не превышает первых десятков метров. В наиболее погруженных частях осевой депрессии протягиваются вулканические гряды. С последних драгированы свежие пузырчатые базальты, химический и изотоп-

ный состав которых свидетельствует об их принадлежности к островодужной серии [38].

На примере Окинавского трога видно, что на ранней стадии деструкции континентальной коры над зоной субдукции вулканиты сохраняют островодужный характер. По мере развития процесса щелочной и известково-щелочной преимущественно андезито-дацитовый вулканизм, типичный для зрелых энсиалических дуг, сменяется толеитовым вулканизмом калиево-натриевой серии, свойственным менее зрелым энсиалическим дугам. При этом непрерывно дифференцированные формации сменяются контрастно дифференцированными. Таким образом, наблюдаемый ряд вулкано-генных формаций в целом сходен с эволюционным рядом развития вулканизма при наращивании мощности земной коры в энсиалических дугах [1], но прямо противоположен ему по знаку. Специфическим является лишь проявление однородных островодужных базальтов в наиболее развитой южной части трога. Непосредственно в энсиалических дугах базальты с подобными характеристиками появляются лишь на ранних стадиях в составе дифференцированных формаций совместно с палингенными кислыми породами.

РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ, ЗАЛОЖЕННЫЕ ГЛУБОКО В ТЫЛУ ОСТРОВНЫХ ДУГ

В этой группе рассматриваются системы разноориентированных рифтов, которые охватывают обширные изометричные области и развиваются на значительном удалении от зон субдукции. К таким рифтовым системам относятся структуры Северо-Фиджийского бассейна (на океанической коре) и Японского моря (на континентальной коре).

Северо-Фиджийский бассейн. Происхождение котловины связано с длительным и сложным развитием системы разновозрастных и разноориентированных спрединговых зон [13, 14]. Наиболее древние вулканические породы, имеющие возраст 12 - 13 и 5 - 6 млн. лет, драгированы в пределах одновозрастной с ними спрединговой палеозоны северо-западного простирания. По составу они аналогичны типичным толеитам срединно-океанических хребтов [34]. Отсутствие каких-либо островодужных блоков к северо-востоку от этой зоны, по-видимому, свидетельствует об ее заложении на окраине Тихоокеанской плиты. Примерно 3 млн. лет назад на новообразованной океанической миоценовой коре возникла спрединговая зона, активная по настоящее время. Ее южная часть имеет субмеридиональное простирание. Она пересекает котловину Северо-Фиджийского бассейна на две примерно равные части и удалена от восточного склона Ново-Гебридского желоба, фиксирующего выход сейсмофокальной зоны на поверхность, на расстояние от 385 км на юге до 525 км на севере. Расчетная полускорость спрединга относительно высока (3.6 - 4.4 см/год) [13, 14], что обуславливает сходство

выявленных здесь структур со структурами быстроспрединговых срединно-океанических хребтов. Морфологически зона спрединга выражена подводным хребтом шириной 15 - 50 км, осложненным плато, линейными поднятиями и депрессиями. Осевой гребень хребта шириной 2 - 18 км возвышается над прилегающими участками дна на 200 - 300 м. Иногда в пределах гребня четко прослеживается осевая грабен глубиной 200 - 400 м. Гребневая часть хребта состоит из сегментов длиной 30 - 60 км, которые расположены эшелонированно или смещены по косонаправленным разломам на расстояние 4 - 13 км. Севернее сочленения с зоной Северо-Фиджийского разлома спрединговая зона меняет простирание на северо-западное. Ее осевая часть выражена здесь рифтовой долиной шириной 10 - 22 км и глубиной до первых сотен метров, что характерно для более медленноспрединговых срединно-океанических хребтов.

Активный вулканизм рассматриваемой зоны спрединга сосредоточен в пределах осевого гребня и рифтовой долины, а также на изолированных подводных горах, удаленных от оси на расстояние до 110 км. Состав драгированных в осевой зоне толеитовых базальтов аналогичен лавам срединно-океанических хребтов (рис. 4) [13].

Японское море. Данные по геологии и магматизму этого бассейна в значительной степени обобщены в ряде работ [2, 11 и др.]. До палеогена здесь существовала окраина континента, которая представляла собой сложную систему поясов палеозойской и мезозойской складчатости, развившихся на докембрийской континентальной коре. В палеогене на месте современного Японского моря в тылу окраинно-вулканического пояса начались процессы деструкции континентальной коры. Первым по времени свидетельством этого процесса является эоцен-олигоценый комплекс андезитов и андезитобазальтов с подчиненным количеством базальтов, в котором отмечается антидромная последовательность. По составу эти породы относятся к толеитам повышенной щелочности калиево-натриевой серии, характерным для внутриплитных обстановок. Находки нижнемиоценовых континентальных отложений свидетельствуют о том, что процессы деструкции континентальной коры начались в условиях суши.

На Восточно-Корейской возвышенности и возвышенности Криштофовича, расположенных в юго-западной части котловины Японского моря, выявлены олигоцен-раннемиоценовые наземные кислые вулканы повышенной щелочности. Выше по разрезу они сменяются щелочными "внутриплитными" подводными базальтами средне-позднемиоценового возраста. Таким образом, продолжение начавшихся в эоцене процессов деструкции континентальной коры привело к появлению в среднем миоцене котловины Японского моря. Она представляла собой систему разноориентированных рифтов, разделенных подводными возвышенностями. При этом, если на

возвышенностях базальтовый вулканизм прекратился не позднее конца миоцена, то в рифтовых структурах он продолжался вплоть до плиоцена, а в Цусимской котловине – до раннего плейстоцена. Собственно спрединговые процессы, по-видимому, играли крайне ограниченную роль, и новообразованная океаническая кора возникла лишь в отдельных наиболее крупных рифтах. В большинстве же участков Японского моря мы имеем дело лишь с утоненной и базифицированной в разной степени корой континентального типа.

Это позволяет предположить, что относительное расстояние рифтогенных структур Японского моря от зоны субдукции в момент их заложения мало отличалось от современного, которое составляет примерно 600 - 900 км. Такое значительное удаление от зоны субдукции обусловило формирование магматических расплавов за пределами влияния потока флюидов, отделяющихся от погружающейся литосферной пластины. На дискриминационной диаграмме это проявляется в приуроченности точек состава базальтов Японского моря к полю пород внутриконтинентальных структур (рис. 2). Небольшое в целом общее растяжение оказалось недостаточным для прекращения вулканизма в прилегающей Японской островной дуге, что привело к длительному проявлению магматизма как в самой дуге, так и в котловине. Последнее не характерно для рассмотренных выше задуговых бассейнов, связанных с расщеплением островных дуг непосредственно вблизи зоны субдукции [31, 33].

РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ, НЕ ИМЕЮЩИЕ ОЧЕВИДНОЙ СВЯЗИ С ЗОНАМИ СУБДУКЦИИ

Наиболее изученными объектами этой группы являются активные спрединговые зоны бассейнов Вудларк и Манус. Первый из них заложен на континентальной, второй – предположительно на океанической коре. К сожалению, информация по вулканогенным породам даже в этих бассейнах крайне ограничена и в целом ряде случаев носит предварительный характер.

Бассейн Манус. Раскрытие бассейна, начавшееся 4.0 - 3.5 млн. лет назад и продолжающееся до сих пор, обычно связывается с расщеплением островной дуги [28]. Согласно этой точке зрения, острова Адмиралтейства и Манус представляют собой реликтовую, а Новая Британия – вулканическую дугу. С этим не согласуется факт одновременного проявления вулканизма как в самом бассейне, так и в обеих дугах (в том числе и в "реликтовой"). Отмеченное противоречие можно избежать, если рассматривать бассейн Манус как структуру типа pull-apart, возникшую в зоне растяжения между двумя субширотными сдвиговыми дислокациями. В качестве следствия из такой гипотезы вытекает возможность заложения зоны спрединга не на островодужной коре, а на блоке океанической коры,

чем, в свою очередь, проще объясняется состав драгированных здесь базальтов, аналогичный составу толеитов срединно-океанических хребтов [16] (рис. 4). Следует отметить, что на востоке, где зона спрединга внедряется в вытянутые под углом к ней островодужные структуры Новой Ирландии, известны молодые вулканические постройки центрального типа с широко проявленным вулканизмом среднего и кислого состава (доклад С. Скотта на III Международном совещании по тектонике литосферных плит, Звенигород, 1991 г.).

Бассейн Вудларк расположен в южной части Соломонова моря. Его глубина составляет 3500 - 4000 м. С севера и юга бассейн ограничен соответственно поднятиями Вудларк и Луизиада, представляющими собой блоки континентальной коры. Ось спрединга субширотного простирания расчленена на отдельные сегменты системой трансформных разломов. Отличительной чертой этой зоны спрединга является асимметрия. Если в северном направлении полускорость спрединга достигает 3.6 - 4.7 см/год, то в южном - не превышает 2.4 см/год [42]. Распределение линейных магнитных аномалий свидетельствует о более раннем (3.5 млн. лет) раскрытии восточной части бассейна по сравнению с западной (примерно 2 млн. лет). В результате спрединга здесь сформирована океаническая кора мощностью 3.8 - 7.8 км, подстилаемая разуплотненной мантией со скоростью сейсмических волн 7.5 - 7.9 км/с [19]. По данным М.И. Кузьмина с соавторами (доклад на III Международном совещании по тектонике литосферных плит, Звенигород, 1991), в осевой зоне с подножья вулканической постройки центрального типа (гора Франклин) драгированы свежие подушечные, а из кальдеры - покровные базальты типа толеитов срединно-океанических хребтов. На западе зону спрединга продолжает система разломов, нарушающая подводную часть блока континентальной коры Папуа-Новая Гвинея. Здесь широко распространены вулканы центрального типа, сложенные щелочными базальтами и риолитами, особенности состава которых позволяют отнести их к продуктам "внутриплитного" вулканизма. Таким образом, развитие вулканизма в бассейне Вудларк идет по схеме, близкой к наблюдаемой при внутриконтинентальном рифтогенезе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Состав пород в рифтогенных структурах окраинных бассейнов довольно разнообразен и зависит от положения относительно зон субдукции, типа коры, на которой закладывается данная структура, и степени раскрытия последней. На самых ранних стадиях формирования внутридуговых трогов вулканы близки по составу к породам расщепляемой ими островной дуги. Это обусловлено мощностью земной коры, близкой в обеих структурах, и однотипным влиянием на физико-химические условия генерации и последующей дифференциации магм со стороны потока

отделяющихся от субдуцируемой пластины флюидов. По мере развития внутридуговых рифтов мощность земной коры постепенно уменьшается. Этот процесс сопровождается уменьшением общей щелочности и калиевости расплавов, что прямо противоположно изменению тех же параметров по мере созревания островных дуг. Заключительным проявлением "островодужного" вулканизма в рифтах на энсиматических дугах является излияние толеитовых вулканитов натриевой серии, а на энсиалических дугах - калиево-натриевой серии, свойственных наименее зрелым дугам этих типов [1].

Более сложно ведет себя соотношение пород различной кремнекислотности. Как известно, в процессе созревания энсиматических дуг наблюдается преобладание сначала однородных базальтов, затем контрастно дифференцированных и позднее - непрерывно дифференцированных формаций с одновременным увеличением роли кислых дифференциатов, что соответствует гомодромному пути развития [1]. В энсиалических дугах широкое проявление на ранних стадиях палингенных кислых расплавов, напротив, приводит к антидромному пути развития. При эволюции внутридуговых рифтов в обоих случаях наблюдается антидромная последовательность, связанная, по-видимому, с уменьшением степени вовлечения кислого корового материала.

С началом спрединга зона магмообразования начинает постепенно удаляться от зоны субдукции и соответственно выводиться из зоны влияния потока надсубдукционных флюидов. На этой стадии находится большинство задуговых спрединговых бассейнов. Породы приобретают специфический состав, промежуточный по соотношению некогерентных элементов между островодужными толеитами и породами срединно-океанических хребтов. Повышенное в этих лавах (относительно расплавов в срединно-океанических хребтах) количество воды нередко приводит к появлению здесь небольшого количества кислых дифференциатов (натриевые дациты). В наиболее раскрытых задуговых бассейнах формируются базальты, аналогичные толеитам срединно-океанических хребтов.

В рифтогенных структурах, заложенных на значительном удалении от зон субдукции или вне видимой связи с последними, зона магмообразования с самого начала находится за пределами влияния потока надсубдукционных флюидов. Это предопределяет существенные отличия в характере эволюции вулканизма от наблюдаемого в рифтогенных структурах, связанных с расщеплением островных дуг. Если структуры развиваются на океанической коре, то уже на начальных этапах в осевой зоне формируются базальты, аналогичные толеитам срединно-океанических хребтов. При рифтообразовании на континентальной коре сначала образуются контрастно дифференцированные субщелочные и щелочные формации, которые по мере утонения коры

довольно быстро сменяются толеитами повышенной щелочности. После разрыва континентальной коры в осевой зоне спрединга начинают изливаться толеитовые лавы, аналогичные расплавам в срединно-океанических хребтах.

Описанная эволюция вулканизма сходна с эволюцией при развитии внутриконтинентальных рифтов, переходящих впоследствии в межконтинентальные спрединговые структуры [5]. В рамках петрогенетических моделей наблюдаемое уменьшение щелочности обычно рассматривается как результат постепенного уменьшения глубинности магматических очагов и степени вовлечения корового материала. Несколько меньшей по сравнению с внутриматериковыми областями мощностью земной коры на окраинах континентов, по-видимому, можно объяснить отсутствие в окраинно-континентальных рифтах наиболее глубоких кимберлитовых расплавов и более частое проявление толеитов, близких по составу к базальтам срединно-океанических хребтов.

Таким образом, конечным продуктом эволюции вулканизма во всех рифтогенных структурах окраинных морей являются породы, аналогичные толеитам срединно-океанических хребтов. Однако состав расплавов, изливающихся на начальных стадиях развития, и характер его изменения на пути к формированию океанической коры определяются степенью близости структуры к зоне субдукции и параметрами земной коры, на которой они закладываются. Близость к зонам субдукции сказывается в воздействии на условия генерации и последующей дифференциации магм (снижение температуры плавления, повышение парциального давления H_2O , изменение теплового режима) со стороны потока отделяющихся от погружающейся пластины флюидов. В сфере влияния таких потоков оказываются рифтогенные структуры, связанные с расщеплением островных дуг. Тренды эволюции расплавов в этих структурах и в рифтах, заложенных на значительном удалении от зон субдукции, существенно различаются между собой на дискриминационных диаграммах.

Хотя рифтогенез контролируется процессами, зарождающимися значительно ниже основания земной коры [6], тип и мощность последней влияют на распределение температуры и давления в подкоровых частях мантии, а также на масштаб и характер процессов ассимиляции и палингенного плавления корового материала. Чем сильнее исходная кора отличается по своим параметрам от коры океанического типа, тем больше диапазон их изменения в процессе развития рифтогенных структур и, соответственно, шире размах эволюции состава расплава.

Полученные закономерности можно использовать при проведении палеорекоonstrukций в областях развития офиолитовых толщ, которые все чаще рассматриваются как аналоги комплексов, формирующихся в рифтогенных зонах активных окраин континентов [5, 9].

Авторы выражают большую признательность Е.Г. Мирлину за существенные замечания и полезные рекомендации, высказанные в ходе подготовки данной работы к печати, а также Т.М. Папеско за помощь при обработке петрохимических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Недра, 1988. 248 с.
2. Геологическое строение дна Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1983. 55 с.
3. Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Вулканы северной подводной части Изу-Бонинской дуги // Геология дна дальневосточных морей. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 46 - 60.
4. Леликов Е.П., Съедин В.Т. Вулканогенные и интрузивные породы северной части трога Окинава (Восточно-Китайское море) // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 175 - 184.
5. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.
6. Милановский Е.Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Наука, 1987. С. 5 - 24.
7. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 3 - 15.
8. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484 - 1487.
9. Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Роберт С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134 - 165.
10. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102 - 133.
11. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 216 с.
12. Arc volcanism and rifting (Leg 126 shipboard scientific party) // Nature. 1989. V. 342. № 6245. P. 18 - 20.
13. Auzende J.-M., Eissen J.P., Lafoy Y. et al. Seafloor spreading in the North Fiji Basin (SW Pacific) // Tectonophysics. 1988. V. 146. № 1 - 4. P. 317 - 351.
14. Auzende J.-M., Lafoy Y., Marsset B. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (SW Pacific) // Geology. 1988. V. 16. № 10. P. 925 - 929.
15. Brown G., Taylor B. Sea-floor mapping of the Simisu Rift, Izu-Ogasawara (Bonin) island arc // Bull. Geol. Surv. Japan. 1988. V. 39. № 1. P. 23 - 38.
16. Davies H.L., Price R.C. Basalts from the Solomon and Bismark Seas // Geo-Marine Letters. 1987. V. 6. № 4. P. 193 - 202.
17. Dupont J. Le cadre general et les traits essentiels de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec // Tral. et doc. ORSTOM. 1982. № 147. P. 249 - 261.
18. Fryer P., Hussong D. Seafloor spreading in the Marianna Trough: results of Leg 60 drill site selection surveys // Init. rep. of the DSDP. 1982. V. LX. P. 45 - 56.
19. Fuzumoto A.S., Hussong D.M., Campbell J.F. et al. Crustal and upper mantle structure of the Solomon Islands as revealed by seismic refraction survey of

- November - December 1966 // *Pacific Sci.* 1970. V. 24. P. 315 - 332.
20. *Halbach P., Nakamura K., Wahsner M. et al.* Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin // *Nature*. 1989. V. 338. № 6215. P. 496 - 499.
 21. *Hart S.K., Glassley W.E., Karrig D.E.* Basalts and sea floor spreading behind the Mariana island arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1972. V. 15. P. 12 - 18.
 22. *Hawkins J.W.* Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 28. № 3. P. 283 - 297.
 23. *Hawkins J.W., Melchior J.T.* Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. № B13. P. 11434 - 11453.
 24. *Jenner G.A., Cawood P.A., Rautenschlein H. et al.* Composition of back-arc basin volcanics, Valu Fa Ridge, Lau Basin: Evidence for a slab derived component in their mantle source // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1987. V. 32. № 1 - 3. P. 209 - 222.
 25. *Kamata H.* Volcanic and structural history of the Hoho volcanic zone, central Kyushu, Japan // *Bull. Volcanol.* 1989. V. 51. № 5. P. 315 - 332.
 26. *Karrig D.E.* Structural history of the Mariana island arc system // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1971. V. 83. P. 323 - 344.
 27. *Kasahara J., Naguma Sh., Koresawa S. et al.* Seismic activity and crustal structure in back-arc basins near Japanese islands deduced from ocean bottom seismological observations // *J. Phys. Earth.* 1988. V. 36. № 1. P. 31 - 38.
 28. *Katz H.R.* Stratigraphy of the SW Pacific // *Sedimentation and mineral deposits in the Southwestern Pacific Ocean.* Academic Press, 1986. P. 5 - 82.
 29. *Kimura M., Uyeda S., Kato Y. et al.* Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough backarc basin, Japan // *Tectonophysics.* 1988. V. 145. № 1 - 4. P. 319 - 324.
 30. *Lapierre H.* ODP: Leg 126. Ouverture intra-arc et evolution du basin avant-arc Izu-Bonin // *Geochronique.* 1990. № 33. P. 12.
 31. *Lee C.S., Shor G.G., Bibee J.L. et al.* Okinawa trough: origin of a back-arc basin // *Marine Geol.* 1980. V. 35. № 1 - 3. P. 219 - 241.
 32. *Malachoff A.* Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. № 85. P. 4109 - 4125.
 33. *Molnar P., Atwater T.* Interarc spreading and Cordillerian tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic spreading // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 41. P. 330 - 340.
 34. *Monjaret M.C., Bellon M.* Petrology and K-Ar geochronology of the New Hebrides back-arc troughs // *Abstracts. 28th Intern. Geol. Congr. Amer. Geophys. Union. Wash.: D.C., 1989. V. 3. P. 3 - 491.*
 35. *Morton J.L., Sleep N.H.* Seismic reflections from Lau Basin magma chamber // *Geology and offshore Resources of Pacific island arcs - Tonga region.* Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series. 1985. V. 2. P. 441 - 453.
 36. *Murakami F.* Structural framework of the Sumisu Rift, Izu-Ogasawara arc // *Bull. Geol. Surv. Jap.* 1988. V. 39. № 1. P. 1 - 21.
 37. *Parson L.M., Pearce J., Hodkinson R.* Ridge jump, progradation and migration in back-arc sitting Lau Basin, Southwest Pacific // *Abstr. 28th Intern. Geol. Congr. Amer. Geophys. Union. Wash.: D.C., 1989. V. 2. P. 2 - 576.*
 38. *Sibuet J.C., Foucher J.P., Auzende J.M.* Structure of back-arc basins from recent observations in Okinawa trough, Lau and North Fiji basins // *Abstr. 28th Intern. Geol. Congr. Amer. Geophys. Union. Wash.: D.C., 1989. V. 3. P. 3 - 108.*
 39. *Sibuet J.C., Letouzey J., Barbier F. et al.* Back arc extension in the Okinawa trough // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. № B13. P. 14041 - 14063.
 40. *Tamaki K., Honza E.* Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the western Pacific // *Episodes.* 1991. V. 14. № 3. P. 224 - 230.
 41. *Weissel J.K.* Magnetic lineations in marginal basins of the western Pacific // *Phil. Trans. R. Soc. London,* 1981. A300. P. 223 - 241.
 42. *Weissel J.K., Taylor B., Karner C.D.* The opening of the Woodlark basin, subduction of the Woodlark spreading system, and the evolution of Northern Melanesia since Mid-Pliocene time // *Tectonophysics.* 1982. V. 87. № 1 - 4. P. 253 - 277.

Рецензенты: Е.Е. Милановский, А.Я. Шараськин

Evolution of Volcanism in Rift Structures of Marginal Seas in the West-Pacific Transitional Zone

Yu. V. Mironov, Yu. G. Zorina

Central Scientific Research Institute of Geological Prospecting for base and precious metals, Moscow

Evolution of rift volcanism in marginal seas is determined by the influence of fluid flows that separate from subducting lithosphere slab, and consequently by the position of structures relative to subduction zones. Rock composition is determined by the type and thickness of the crust on which structures are formed and extent of their opening. Taking into consideration high diversity of volcanism that is connected with large variations of these parameters in active continental margins, the final differentiation product in all cases are rocks similar to mid-oceanic ridge tholeiites.

УДК 551.243(415)

НАДВИГОВЫЕ И СДВИГОВЫЕ ЗОНЫ НА СЕВЕРЕ РОССИИ

© 1994 г. А. А. Межвилк

ВО "ВНИИОкеангеология", Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 05.05.93 г.

На севере России прослеживаются глобальные надвиговые и сдвиговые зоны, сопряженные между собой (динамопары). Надвиги создаются во фронтальной части движущихся в горизонтальной плоскости блоков земной коры, а сдвиги – в их боковых частях. Надвиги дают возможность определить генеральные направления сжатия в земной коре, как глобальные, так и локальные. От Охотско-Чукотского пояса до Тимана, южнее 72° с.ш., тангенциальное смещение с юры до настоящего времени происходило преимущественно с востока на запад, тогда как Новоземельская островная дуга смещалась на северо-запад, а Карская плита сближалась с Сибирской платформой в юго-восточном направлении на протяжении протерозоя и фанерозоя.

Многолетнее изучение надвиговых и сдвиговых структур в полевых условиях и литературные данные позволяют выделить на севере России глобальные надвиговые и сдвиговые зоны, сопряженные между собой и образующие гигантские динамопары. Надвиги преобладают во фронтальной части двигавшихся в горизонтальной плоскости блоков земной коры, в местах скучивания структур, а сдвиги – в их боковых частях. Это дает возможность определить генеральные направления сжатия в земной коре, как глобальные, так и локальные, а геологическое строение зон сжатия позволяет установить возраст проявления наиболее интенсивного разломообразования.

Все разломы северных территорий России от локальных до глобальных располагаются не хаотически, как многие изображают на картах, а строго закономерно. На это впервые для южных территорий указал в 1961 г. А.И. Суворов [27].

Связь надвигов с направлением тангенциального сжатия позволяет восстановить динамические процессы в земной коре не только в современном, но и в историческом плане. Если внимательно рассматривать структуры севера России, их внутреннее строение и ориентировку, то легко увидеть направление тангенциальных сил, действующих в земной коре. Тангенциальное смещение развивалось с юрского времени в двух основных направлениях: по параллелям с востока на запад и по меридианам попеременно с юга на север и с севера на юг (рисунок). Все остальные направления сжатия образуются в результате разложения основных сил и могут существенно отличаться от основных направлений.

На территории севера России нами выделены следующие четыре глобальные динамопары: Верхоянская, Енисейская, Уральская и Охотско-Чукотская. От каждой надвиговой системы отходят сдвиговые зоны под углом, близким к 45° , сопровождаемые, в свою очередь, опережающими на-

двигами, служащими компенсацией горизонтального смещения блоков.

Верхоянская динамопара состоит из надвиговых структур меридионального простирания и Монголо-Охотского пояса, в котором преобладают левосдвиговые структуры с общим северо-восточным простиранием (аз. пр. 50° около Охотского моря). Длина надвиговых структур Верхоянья более 2000 км, а Монголо-Охотского пояса – более 4500 км. Верхоянские надвиговые структуры проявились в меридионально ориентированных отрезках хребтов (Орулганский, Сетте-Дабанский). Наибольшая интенсивность надвиговых дислокаций приурочена к западному подножью гор на границе с Предверхоянским прогибом [10, 11]. Надвижение верхнепалеозойских пород на край Сибирской платформы в Орулганском отрезке привело к образованию пережатых линейных складок в юрско-меловых породах в восточной части прогиба. Местами они перекрыты палеозойскими породами (Унгухтахский покров). Суммарная горизонтальная амплитуда надвижения палеозойских пород на платформу достигает 50 - 80 км [14].

В Сетте-Дабанских горах на край платформы надвинуты протерозойские и нижнепалеозойские породы в виде параллельных чешуй. В надвиговых зонах Верхоянья отсутствуют магматические породы.

Процесс сжатия в районе Верхоянья, кроме надвигов, привел к образованию крупнейших сдвиговых деформаций внутри платформы, таких, как Алданский, Оленекский, Муна-Анабарский, Молодо-Попигаевский.

Алданский левый глубинный сдвиг разделяет две надвиговые зоны (Орулганскую и Сетте-Дабанскую). Он прослеживается по средней части Виллюйской синеклизы и уходит далеко на юго-запад [14]. Между устьем р. Виллюй и р. Томпо (500 км) в зоне сдвига породы мезозоя собраны в узкие линейные складки гребневидной формы, кулисообразно

подставляющие одна другую. Ориентированы они по отношению к сдвигу под углом 10° - 20° . Приразломные структуры местами перекрыты угленосными неогеновыми отложениями, углы падения в которых иногда достигают 80° , что подтверждает подновление сдвига в кайнозое [14].

Оленекская сдвиговая зона проходит от устья р. Лены через устье р. Оленек до устья р. Анабар (470 км), отделяя Сибирскую платформу от Быковского массива [14]. В пределах сдвига мезозойские породы собраны в гребневидные асимметричные складки, кулисообразно отходящие на юг от сдвига под углом 10° - 15° .

Муна-Анабарская (1500 км) и Молодо-Поппайская (700 км) зоны сдвигов отходят от Верхоянского надвига и протягиваются в северо-западном направлении в теле платформы. Эти сдвиги заложены еще в протерозое и продолжают подновляться и в новейшее время [16, 17, 19].

Енисейская глобальная динамопара состоит из надвигов вдоль р. Енисей (севернее р. Подкаменная Тунгуска) и Восточно-Саянской сдвиговой зоны с простиранием 310° - 320° ; Енисейские надвиги отчетливо выявлены сейсмикой. Они служат границей между Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой. Здесь можно выделить три основных эшелона надвиговых дислокаций. Главная из них прослеживается вдоль р. Енисей между г. Дудинка и р. Елогуй (650 км) и проходит в восточном направлении вдоль подножья Хараелахских гор, где Сибирская платформа контактирует с Енисей-Хатанским прогибом. Здесь преобладает взбросо-сдвиговое перемещение. Общая длина надвиговой зоны 1400 км. Дугообразный изгиб с выпуклостью на северо-запад приходится на район г. Дудинка [21, 23].

В 50 - 100 км западнее основной зоны расположен Малохетский эшелон надвигов, дугообразно повторяющий контур платформы. По геофизическим данным дислокации прослеживаются на 600 км. Судя по геологическому строению, наибольшая активность зоны приходилась на поздний палеозой.

Третья, самая молодая, зона надвигов – Имангдинская – проходит по западным концам озер Лама и Хантайка. Длина ее 1300 км. Она отстоит от основной зоны на 100 км в районе г. Дудинка и до 200 км на широте 64° с.ш. Восточное ее крыло сложено высоко поднятыми (до 1000 м) пермо-триасовыми эффузивами, а западное – породами нижнего и среднего палеозоя. Между основной и Имангдинской зонами надвигов располагается крупная складка волочения, обычно называемая Хантайско-Рыбнинским валом. Эта складка осложнена продольными надвигами и поперечными сдвигами [21, 23]. Результирующая смещения платформы направлена на северо-запад по азимуту 310° - 320° . Повсеместно надвинутый край платформы в западном и северном направлениях

испытал неравномерное блоковое поднятие и длительное время подвергался размыву. Верхнепротерозойские породы в зоне надвига подняты к поверхности в районе г. Игарка и в устье р. Хантайка. Пермо-триасовые породы на северном краю платформы у надвига подняты и контактируют с юрско-меловыми отложениями, среди которых выступают блоки пород силура, девона, карбона. Во фронтальной части надвига располагаются мезо-кайнозойские впадины [23]. По мере удаления от надвиговой зоны подошва юрских отложений резко погружается, а мощность юрско-меловых толщ увеличивается до 5 км, тогда как на правобережье р. Енисей они встречаются редко.

Следующая глобальная надвиговая зона – Уральская, имеющая меридиональное простирание, тесно связана с Байдарацким левым сдвигом, около которого она обрывается. Длина всей надвиговой зоны превышает 2000 км. Кроме того, с Байдарацким сдвигом сопряжены надвиговые структуры о-ва Новая Земля, образующие свою динамопару. Сдвиговая зона проходит вдоль северной границы Пай-Хоя¹ и срезает южное окончание о-ва Новая Земля. О наличии сдвиговой зоны свидетельствуют взаимоотношения структур в южном конце о-ва Новая Земля. Здесь с южной стороны Байдарацкого сдвига простирания пород палеозоя параллельны сдвигу, а с северной стороны структуры кулисно подставляют одна другую. По геологическим структурам юга о-ва Новая Земля видно, что сдвиг активно формировался в позднем палеозое и мезозое.

От Уральских надвигов в сторону Восточно-Европейской платформы отходят крупные сдвиговые зоны, такие как Коротайхинский и Тиманский сдвиги. Коротайхинский сдвиг ограничивает одноименный грабен, расположенный с южной стороны Пай-Хоя. Он вытянут более чем на 300 км. В нем развиты мезо-кайнозойские отложения. Крупная Тиманская сдвиговая зона с простиранием 330° вытянута на 1200 км. В ее пределах выведены на поверхность палеозойские и протерозойские породы в виде крупных линз.

Глобальная Восточно-Саянская сдвиговая зона по простиранию на северо-западе совпадает с Байдарацкой. Общая их длина составляет 3300 км.

На Северо-Востоке России ведущую роль в тектонике играет пограничная зона между Азиатским континентом и Тихим океаном – Монголо-Охотский пояс, северная часть которого обычно называется Охотско-Чукотским поясом. В этом поясе существенную роль играют структуры сжатия с элементами левого сдвига. Длина пояса от г. Магадана до залива Креста 1700 км, простирание северо-восточное (аз. пр. 50°). Зона построена сложно, видимо, сказалась длительная история ее формирования. В ее пределах широко

¹ По новейшим данным, здесь преобладают взбросо-сдвиговые деформации.

развиты разнообразные интрузии и эффузивы. С конца юры до неогена Охотско-Чукотская зона развивалась по типу краевого шва [26]. Большинство крупных сдвиговых зон отходит от Охотско-Чукотского пояса в северо-западном направлении (аз. пр. 310°) под прямым углом. Сдвиги охватывают обширную площадь от устья р. Колымы до ее верховья (1000 км). Предыдущие исследователи их обычно называли нейтральным термином "разлом". Детальные геологические данные позволяют выделить среди них надвиги и сдвиги.

Широкое поле сдвигов ограничено на севере Анюйско-Алазейской зоной сдвигов. Длина ее около 1500 км. Эта зона сдвигов в восточной части служит границей между Анюйским мегантиклинорием на севере и Олойским прогибом на юге. Территория Анюйского мегантиклинория к концу валанжина преобразовалась в крупную антиклинальную структуру и стала ареной напряженного гранитоидного магматизма [26] с надвижением масс в южном направлении.

В северо-западном направлении Анюйско-Алазейская сдвиговая зона по геофизическим данным проходит по побережью Восточно-Сибирского моря и вдоль западного края Новосибирских островов. Большая часть зоны закрыта молодыми отложениями и водой.

Иньяли-Дебинская зона сдвигов служит южной границей Колымского массива. Часто эту зону называют синклинорием [25], так как она сложена мощными (до 7700 м) отложениями триаса - юры. Для зоны характерно "клавишное" строение - горсты чередуются с грабенами, в которых около разломов развиты сложные мелкие складки вплоть до гофрировки пород. Молодые грабены, межгорные прогибы и впадины заполнены позднеюрскими осадочно-вулканогенными формациями и раннемеловыми угленосными молассами [25]. В юго-восточной части Иньяли-Дебинской зоны сдвигов, в цепи Черского, расположено согласное Омлевское горстовое сооружение, сложенное палеозойскими толщами, ограниченное глубинными разломами и окруженное мезозойскими породами. Омлевский горст внутри рассечен параллельными сдвигами, ограничивающими линейные грабены, к которым приурочены четвертичные вулканические конусы и небольшие интрузии щелочных габброидов и лампрофиров. Сдвиг обычно рассматривается как краевой шов (разлом) между Колымским массивом и Яно-Колымской складчатой системой [25].

Иньяли-Дебинская зона сдвигов является наиболее активной в тектоно-магматическом отношении частью Яно-Колымской складчатой области. Для нее характерно наличие гранитоидных интрузий, вытянутых вдоль зоны сдвигов, и повышенная и высокая аномальность магнитного поля [3].

Омолонский массив, примыкающий к Колымскому массиву с востока, ограничен с севера

Березовской, а с юга Коркодонской зонами сдвигов. Они образуют динамопары с Колымской и Ярхондонской зонами надвигов. Массив сложен протерозойскими и нижнепалеозойскими породами. В зоне Коркодонского сдвига располагаются согласные линейные блоки, местами перекрытые мезозойскими породами. Березовская зона сдвига служит границей Омолонского массива с Олойским прогибом. Эту зону иногда называют прогибом, который ограничен глубинными разломами, сопровождавшимися вулканитами андезитового состава. В палеозое Березовская зона представляла собой узкий тектонический "ров" в теле жесткого массива [1]. Во фронтальной части Омолонского массива находятся Колымская и Ярхондонская надвиговые структуры. Обычно их называют "поднятиями" без уточнения их динамики. Структурное их положение и геологическое строение свидетельствуют об их поднятии в результате сжатия между Колымским и Омолонским массивами. Все эти структуры возникли, по видимому, внутри бывшей единой платформенной области в среднем палеозое в результате смещения масс в западном направлении.

Крупная Полоустная надвиговая зона расположена во фронтальной части Колымского массива. Длина ее 700 км. Зона с общим широтным простираем имеет в плане волнистое, дугообразное строение. О надвиговой ее природе, в частности, свидетельствует наличие сопряженного передового Ольджойско-Полоустного прогиба, выполненного мощной (4000 м) толщей юрских и меловых отложений. Прогиб асимметричен с более крутым бортом у надвигов. В тыловой части надвигов в мезозое образовалась тыловая Верхнеалазейская впадина.

Проведенный краткий обзор крупнейших сдвигово-надвиговых структур севера России между 64° и 72° с.ш. выявляет очень важную общую закономерность. Все они созданы в результате смещения блоков земной коры, начиная с юры, с востока на запад. Есть данные, что на этих же территориях в доюрское время векторы сжатия местами имели противоположное направление. Это особый вопрос, который здесь рассматриваться не будет.

Особое место среди описанных регионов занимает Таймыро-Североземельская складчатая область. Здесь можно проследить длительное и однонаправленное сближение Карской плиты с Сибирской платформой, происходившее с протерозоя до мезо-кайнозоя в юго-восточном направлении по азимуту $130^\circ - 140^\circ$. В результате образовались рамповые структуры, в которых отрицательные и положительные блоки разного размера сближены по надвигам. Это подтверждается особенностями морфологии складок (линейная их конфигурация, единая для всего Таймыра южная и юго-восточная вергентность) и повсеместным распространением покровно-надвиговых

структур. Крупные продольные надвиги привели в соприкосновение разнофациальные разрезы протерозоя и палеозоя [2, 8, 20, 21], причем наблюдается смена пород по возрасту от древних к молодым в юго-восточном направлении. Зональное геологическое строение Таймыро-Североземельской складчатой области на первых порах рассматривалось как чередование разновозрастных геосинклиналей и складчатостей [5, 6].

На поверхность выходит ограниченная часть Таймыро-Североземельской складчатой области на п-ове Таймыр и на о-вах Северная Земля. Большая часть структур перекрыта мезо-кайнозойским чехлом и водами морей. Геофизические данные позволяют проследить структуры в закрытых районах и представить их общее геологическое строение.

Вся складчатая система с востока и запада ограничена глобальными глубинными сдвигами, служившими как бы "рельсами", между которыми происходило сближение Карской плиты с Сибирской платформой. Общее простирание структуры северо-восточное (аз. $50^\circ - 60^\circ$). Длина ее между пограничными сдвигами составляет 1000 км, ширина 600 км. На севере рассматриваемый регион ограничен Кировским, а на юге – Рассохинско-Балахнинским надвигами. Между ними располагаются тектонические пластины разного размера, осложненные и ограниченные надвигами и сдвигами. Все пластины имеют одинаковое дугообразное строение с выпуклостью на юго-восток. На западном конце они простираются в широтном, а в районе о-вов Северная Земля – в меридиональном направлении. Конфигурация пластин повторяет юго-восточную границу Карской плиты, а к структурам Сибирской платформы они перпендикулярны.

Частично Карская плита обнажена на о-вах Октябрьской Революции, Пионер и Комсомолец. Судя по их строению, чехол плиты сложен карбонатными и терригенными породами кембрия мощностью до 2200 м, ордовика – до 1500 м, силура – до 1900 м, девона – до 3200 м. Эти породы залегают на островах слабо волнисто. В южной части Карской плиты, по геофизическим данным В.Э. Волка, расположен прогиб, повторяющий ее контур. Прогиб вытянут в широтном направлении на 500 км и подходит к северному окончанию о-ва Новая Земля. Это типичная передовая палеозойская впадина, образовавшаяся около Кировского надвига. Высоко поднятая его фронтальная часть обнажена на восточном краю о-ва Октябрьской Революции и отчетливо прослеживается геофизическими методами под водой вдоль надвига. В зоне надвига породы кембрия и ордовика сильно дислоцированы и прорваны гранитоидами и основными интрузиями.

О фундаменте этого прогиба и всей Карской плиты можно судить по строению о-ва Большевик, где широко представлены протерозойские (рифей - венд) терригенные и карбонатные по-

роды, прорванные позднедевонскими - среднекаменноугольными штоками и дайками гранитоидов, тоналитовых порфиритов, гранит-порфиров. На метаморфических породах резко несогласно залегают пермо-триасовые породы мощностью до 290 м, что свидетельствует о глубоком размыве в начале мезозоя.

Полоса пород между Кировским и Прибрежным надвигами в позднем палеозое представляла собою фронтальную часть Карской плиты, высоко поднятую в виде островной дуги. Во фронтальной ее части располагаются сильно метаморфизованные породы фундамента [7], дающие в гравитационном поле отрицательные аномалии. Это, скорее всего, свидетельствует об аллохтонном залегании древних пород подобно так называемому Шренковскому выступу, покровное залегание которого убедительно показал Л.В. Махлаев [9]. Сама плоскость надвига наблюдалась Ю.М. Мальцевым [8] на левом притоке р. Мамонта, где она падает на север под углом 10° .

Между Главным Таймырским и Пясино-Фаддеевским надвигами располагается полоса протерозойских и палеозойских пород длиной 1000 и шириной от 25 до 80 км с очень сложной тектоникой. В этой полосе разными авторами выделено много свит, корреляция которых почти невозможна.

Эта полоса по Пясино-Фаддеевскому надвику сближена с Тарейской мегапластиной длиной 650 км, шириной от 30 до 60 км, сложенной нижне-, среднепалеозойскими породами в карбонатных фациях. По надвику в восточной части района подняты на поверхность породы фундамента так называемого Фаддеевского выступа площадью 800 км². Тектонические контакты "выступа" не изучались, но, судя по тому, что структурное положение его похоже на Шренковский покров, его можно причислить к покрову. "Выступ" сложен самыми разнообразными метаморфическими породами (амфиболиты, гранат-биотитовые сланцы, плагиогнейсы, граниты и др.). Байкальский возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет от 870 до 1150 млн. лет [2].

Тарейская мегапластина по Пограничному надвику контактирует с Быррангской мегапластиной, сложенной интенсивно смятыми верхнепалеозойскими терригенными породами общей мощностью более 7000 м. Они разорваны многочисленными надвигами и пронизаны силлами и дайками основных пород. Внутри этой мегапластины встречаются грабенообразные структуры, сложенные эффузивами пермо-триаса мощностью до 2000 м. Ширина мегапластины на востоке 130 км. В юго-западном направлении она расширяется до 250 км и в этом же направлении погружается под юрско-меловые отложения Енисей-Хатангского прогиба.

Сейсмикой установлено, что Енисей-Хатангский прогиб разделен по диагонали крупными Рассохинским и Балахнинским "валами". "Валы"

- платформы и Таймыра // Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. Новосибирск: Наука, 1984. С. 4 - 16.
22. *Межвилк А.А.* Новые данные по геологии Енисей-Хатангского прогиба по материалам космической съемки // Космические методы исследования в Арктике: Сборник научных трудов ПГО "Севморгеология". Л., 1984. С. 49 - 66.
23. *Межвилк А.А.* Роль горизонтальных движений в формировании тектонических структур и месторождений Норильского района // Геотектоника. 1984. № 1. С. 99 - 110.
24. *Межвилк А.А.* Расчленение метаморфических пород Анабарского массива по аэромагнитным данным // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1213 - 1216.
25. *Мерзляков В.М.* Тектоника юго-восточной части зоны сочленения Колымского срединного массива с Яно-Колымской складчатой системой // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. IV. С. 96 - 101.
26. *Садовский А.Г.* Структуры активизации и проблема тектонического районирования восточной окраины Колымской палеоплатформы // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. IV. С. 102 - 110.
27. *Суворов А.И.* Успенско-Актаская динамопара разломов в Центральном Казахстане // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137. № 4. С. 938 - 941.

Рецензент: А.И. Суворов

Thrust and Strike-Slip Zones in the North of Russia

A. A. Mezhvilk

All-Russia Scientific Research Institute of Oceanology, Sant-Petersburg

Global thrust and strike-slip zones connected as dynamopairs are traced in the North part of Russia. Thrusts predominate in the frontal part of the moving in horizontal plain blocks of the earth crust in the areas of structural pilling and strike-slip faults in their side parts, this makes it possible to find out general direction of compression (from the global to the local) in the earth crust. Geological structure of compression zones makes it possible to determine age of the most intense fault formation.

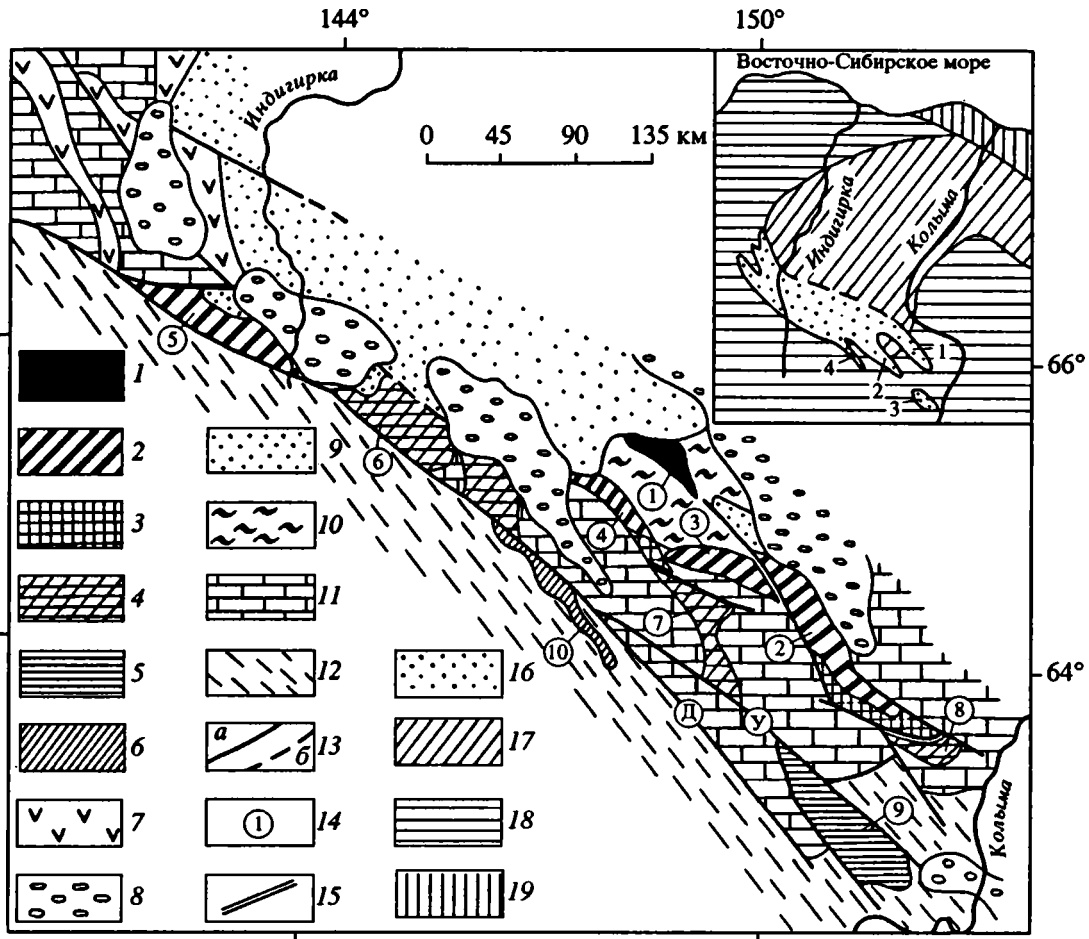


Рис. 1. Схема геологического строения Уядино-Ясачненского вулканического пояса.

1 - 3 - формации Илинътаасской зоны: 1, 2 - натриевых: 1 - базальтов повышенной щелочности, 2 - базальтов-риолитов, 3 - базальт-андезитовая; 4 - 6 - формации Дарпирской зоны: 4 - андезит-дацит-риолитовая и трахибазальтовая неразделенные, 5 - андезитовая и риолитовая, 6 - риолитовая и дацит-риолитовая; 7 - позднеюрские вулканиды неясной формационной принадлежности; 8 - 12 - преимущественно осадочные отложения: 8 - кайнозойские и нижнемеловые терригенные, 9 - верхнеюрские терригенные, 10 - нижнемезозойские и палеозойские кремнисто-вулканогенно-терригенные и карбонатно-терригенные Рассошинской зоны Алазейско-Олойской эвгеосинклиальной складчатой системы, 11 - в основном палеозойские карбонатные и терригенно-карбонатные окраинных поднятий, 12 - нижнемезозойские терригенные Инъяли-Дебинского синклиория Яно-Кольмской мегэосинклиальной складчатой системы (10 - 12 - по [21]); 13 - разломы: а - достоверные (Д - Дарпирский, У - Улахан), б - предполагаемые; 14 - вулканические районы: 1 - Зырянско-Ураданский, 2 - Омuleвско-Налучинский, 3 - Сибекеньинский, 4 - Тарын-Юрях-Булкутский, 5 - Умбинский, 6 - Интахский, 7 - Среднемулевский, 8 - Верхнесеймчанский, 9 - Лыглыхтахский, 10 - Сумуно-Урультунский; 15 - границы смежных вулканических районов. На врезке: 16 - Уядино-Ясачненский вулканический пояс (трабены: 1 - Элекчанский, 2 - Гармычанский, 3 - Лыглыхтахский, 4 - Сумуно-Урультунский прогиб); 17 - Алазейско-Олойская эвгеосинклиальная складчатая система; 18, 19 - мегэосинклиальные складчатые системы: 18 - Яно-Кольмская, 19 - Чукотская.

толщей глыбовых и подушечных с яшмовыми включениями лав базальтоидов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев (1000 - 1500 м). Для Тарын-Юрях-Булкутского района типичны покровы массивных с глыбовой отдельностью лав базальтоидов, перемежающиеся по всему осадочно-вулканогенному разрезу (1800 - 2500 м) с вулканиками кислого состава, пачками кремнисто-глинистых сланцев, горизонтами песчаников, туфоконгломератов, более редкими андезитобазальтами, андезитами и их туфами. К юго-восточным окраинам как Тарын-Юрях-Булкутского, так и Омuleвско-Налучинского районов роль ан-

дезитобазальтов, андезитов и их туфов существенно увеличивается.

В Умбинском прогибе (рис. 1) комплекс верхнеюрских вулканических и осадочных пород (1500 - 1800 м), подстилаемый верхнебат-келловейскими терригенными отложениями, образуют базальтовые туфобрекчии, перекрытые пачками подушечных и глыбовых базальтоидных покровов, лав и туфов риолитов и риодацитов, андезитобазальтов и андезитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с окаменелостями оксфордского и киммериджского веков [24]. В самой верхней толще, сложенной преимущественно салическими лавами и

туфами, считавшейся В.Г. Даниловым условно средне-верхневолжской (устное сообщение), автором обнаружены остатки позднекимериджских - ранневолжских, по определению С.К. Паракецова (СВКНИИ), двустворок. Покровы вулканитов Умбинского и Тарын-Юрях-Булкутского районов сопровождают протяженные (до 12 км) узкие субвулканические тела базальтов и риолитов, а также почти изометричные экструзии и жерловины кислых магматитов брекчиевой текстуры.

Дарпирской зоне свойственны преимущественно кимериджские вулканиты. В Лыглыхтахском районе (рис. 1) они образуют совместно с терригенными породами веринскую свиту [23], в нижней части которой (до 500 м) представлены в основном туфами андезитов, а в верхней (до 1000 м) – риолитами, риодацитами, трахириолитами, их игнимбридами и туфами. В Сумуно-Урульгунском прогибе (рис. 1) вулканиты характерны для сумунской и серганынской свит кимериджского возраста [23]. В разрезе первой из них (150 - 680 м) находятся риолиты, трахириолиты, их туфы и игнимбриды, наряду с которыми среди более молодых пород серганынской свиты (до 1100 м) присутствуют андезитодациты, дациты и андезиты. Сочетающиеся с лавами и туфами песчаники и аргиллиты содержат либо окаменелости морских организмов, либо остатки наземной флоры. Сопряженные с покровами субвулканические тела (до 300 км²) и экструзии риолитов, дацитов и андезитов по форме выходов близки главным образом к изометричным.

Вблизи северо-восточных окраин Дарпирской зоны кимериджским вулканитам подчинены более древние вулканические породы. Так, в Верхнесеймчанском районе (рис. 1) к средней и отчасти к нижней подсвитами илиньтасской свиты, соответствующим кимериджскому и оксфордскому ярусам, приурочены покровы риолитов, риодацитов, андезитов и более редких базальтов [23]. Еще шире возрастной объем вулканогенных образований Среднеомулевского района (рис. 1), среди которых примерно одинакова роль салических пород, андезитов и их туфов. Меньше подушечных базальтоидов, сосредоточенных в мощной пачке глинистых сланцев. Среднеомулевский район сопряжен на северо-западе с Тарын-Юрях-Булкутским районом, вулканиты которого принадлежат к келловейско-кимериджской илиньтасской свите. А его юго-восточным продолжением служит смещенный по разлому Улахан (рис. 1) Лыглыхтахский грабен [20], где, как отмечалось, находится кимериджские вулканические породы. Следовательно, можно считать, что возраст лав и туфов Среднеомулевского района меняется от келловейско-кимериджского на северо-западе до кимериджского – на юго-востоке. Наконец, риолиты, андезиты и подчиненные им базальты Интахского района (рис. 1) принадлежат к толщам, соответствующим кимериджскому, отчасти оксфордскому и, возможно, волжскому ярусам [24].

Таким образом, зональность пояса, обусловленная вариациями возраста вулканитов, проявляется в том, что вкрест его простирания от северо-восточного фланга к юго-западной окраине происходит смена самой древней вулканической ассоциации все более молодыми совокупностями вулканогенных пород. Принципиально те же изменения возраст вулканитов претерпевает и по простиранию, например, Элекчанского и Гармычанского грабенов. Примечательна, кроме того, закономерная смена по латерали фаций вулканических образований. В северо-восточных районах пояса доминируют продукты трещинных излияний базальтоидов, но уже вблизи юго-западных окраин Илиньтасской зоны, кроме базитовых лав, существенна роль туфов главным образом кислых вулканитов и андезитов, занимающих до 30 - 40% всего объема вулканического материала. Еще шире продукты эксплозий распространены в Дарпирской зоне, где их доля достигает 60 - 70%.

Как одно из проявлений зональности пояса выступает неодинаковая в разных его частях степень деформаций осадочно-вулканогенных толщ. Наиболее интенсивно они деформированы в Илиньтасской зоне, особенно в Умбинском и Тарын-Юрях-Булкутском районах, где смяты в разнорядковые, в том числе узкие (0.2 - 0.5 км шириной) складки с крутыми (до 75° - 80°) углами наклона крыльев. Вдоль зон разломов вулканиты превращены здесь нередко в тонколистоватые зеленые сланцы. Для Дарпирской зоны характерны в основном моноклинали и широкие складки с пологим (до 40°) падением слоев на крыльях.

Изменения формационных качеств вулканических ассоциаций пояса выражают его петрологическую зональность и являются следствием направленных от одного района к другому вариаций как роли вулканитов разной кремнекислотности (рис. 2), так и петрохимических свойств пород. Суммарный эффект таких вариаций демонстрируют латеральные ряды формаций. Наиболее полный из них иллюстрирует основную особенность петрологической зональности пояса (рис. 3), состоящую в последовательной смене вкрест простирания этой структуры от ее северо-восточного фланга к юго-западной окраине базитовой формации (натриевых базальтов повышенной щелочности) базальт-риолитовой, затем – базальт-андезитовой, андезитовой, риолитовой и дацит-риолитовой (рис. 1, 2, 3). Характерно, что принципиально такой же направленностью обладают изменения формационных качеств вулканических ассоциаций и по простиранию, например, Элекчанского и Гармычанского грабенов (рис. 1).

Из петрохимических свойств вулканитов пояса, подверженных латеральным вариациям, внимание привлекает обычно только их калиевоность, возрастающая от северо-восточного фланга структуры к ее юго-западной окраине [6, 11]. Между тем меняются и другие свойства пород. В частности, измен-

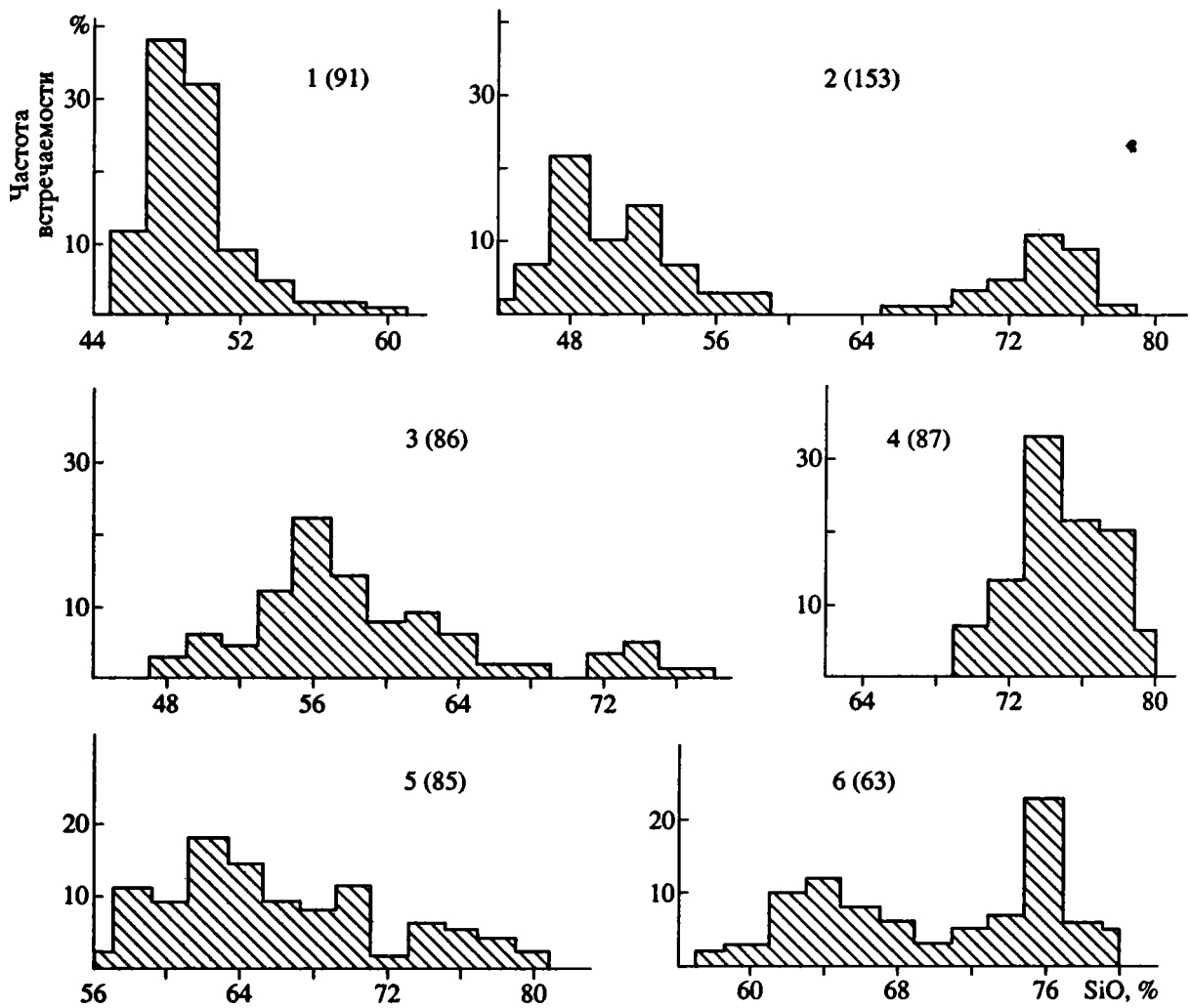


Рис. 2. Распределение вулканитов Уядино-Ясаченского пояса по содержаниям кремнезема.

1 - 6 – формации (в скобках указаны числа анализов, принятых в расчет): 1 – натриевых базальтов повышенной щелочности Зырянско-Ураданского района; 2, 3 – для Тарын-Юрях-Булкутского и Омудевско-Налучинского районов: 2 – натриевых базальтов-риолитов, 3 – базальт-андезитовая; 4, 5 – для Лыглыхтахского района: 4 – риолитовая, 5 – андезитовая; 6 – дацит-риолитовая Сумуно-Урультунского района.

чива их общая щелочность. Ее, однако, иногда отождествляют с калиевостью и потому считают, что северо-восточную часть пояса маркируют низкокалиевые толеитовые вулканиты, а юго-западную – известково-щелочные магматиты с большими концентрациями K_2O [6]. Согласно такой точке зрения изменения суммарных содержаний щелочей в породах незаконномерны и обусловлены вторичными их преобразованиями, в том числе спилитизацией. Но фактические материалы свидетельствуют о том, что уровень щелочности преобладающей части вулканитов пояса является свойством их первичного состава, а латеральные вариации этого и некоторых других петрохимических параметров обладают определенной направленностью.

О щелочности изверженных пород судят, как известно, по соотношениям концентраций $(Na_2O + K_2O)$ и SiO_2 или $(Na_2O + K_2O)$ и Al_2O_3 , а ее уровень

оценивают по различным для магматитов разной кремнекислотности индикаторным минералам [16]. По соотношениям между $(Na_2O + K_2O)$ и SiO_2 , почти целиком определяющим характер щелочности базитов [16], и особенностям минерального состава среди базальтоидов пояса различаются базальты и субщелочные их разновидности, или трахибазальты. Причем субщелочные базиты обнаруживаются в разных районах, включая те, которые принадлежат, по [6], к фронтальной части бывлой островной дуги.

Доля трахибазальтов наиболее велика среди пород формации натриевых базальтов повышенной щелочности в Зырянско-Ураданском районе (рис. 1). Они занимают 80 - 85% от всего объема распространенных здесь вулканитов. Среди них различаются пироксеновые афировые базиты, а также оливин(?)-пироксеновые порфиоровые

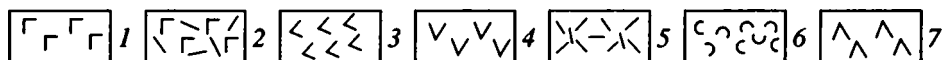
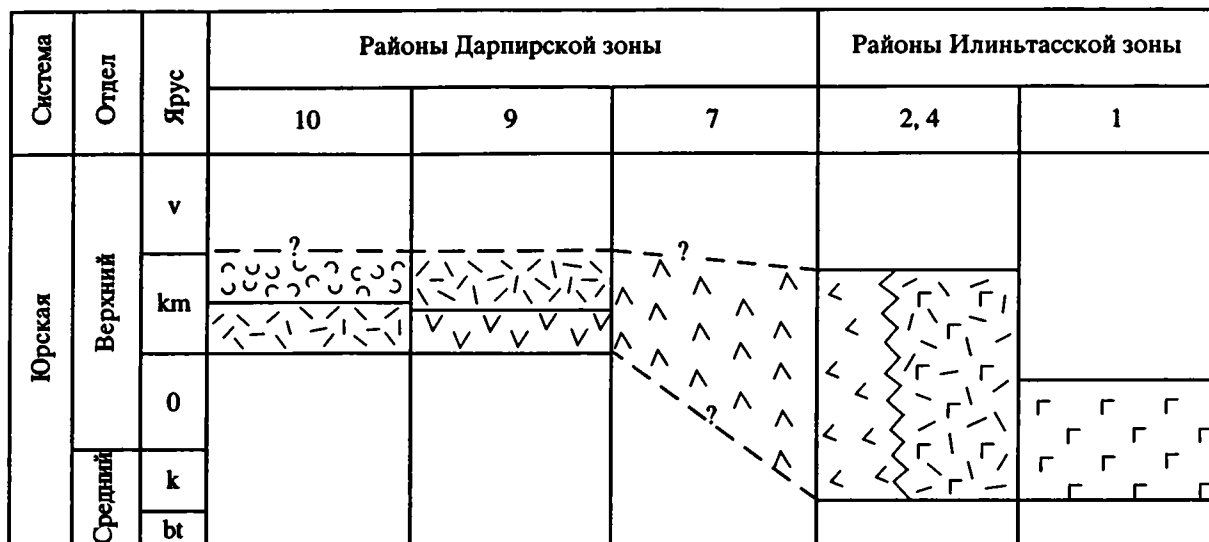


Рис. 3. Ряды вулканических формаций Уяндино-Ясачненского пояса.

1 - 7 - формации: 1, 2 - натриевых: 1 - базальтов повышенной щелочности, 2 - базальтов-риолитов, 3 - базальт-андезитовая, 4 - андезитовая, 5 - риолитовая, 6 - дацит-риолитовая, 7 - андезит-дацит-риолитовая и трахибазальтовая разделенные. Цифрами обозначены вулканические районы (рис. 1).

и микропорфировые. Преобладают порфировые лавы (60 - 65%), слагающие среднюю часть разреза ураданской толщи, основание и верхние горизонты которой представлены покровами соответственно афировых (25 - 30%) и микропорфировых (около 10%) пород. Минералогических признаков повышенной щелочности нет только у пироксеновых трахибазальтов, состоящих из ос-

новного плагиоклаза, низкоглиноземистого авгита (табл. 1), титаномагнетита (до 12 - 15%) и преобразованного вулканического стекла. Тем не менее им свойственны типичные для субщелочных базитов повышенные концентрации щелочей, особенно Na_2O , а также TiO_2 и P_2O_5 , высокая железистость, низкая или умеренная глиноземистость (табл. 2).

Таблица 1. Составы минералов субщелочных базальтов Уяндино-Ясачненского пояса, мас. %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	50.14	50.11	50.36	65.50	45.68	52.38	47.20	65.24	49.15	51.07	46.40
TiO_2	1.39	2.37	0.53	0.01	2.60	1.18	3.52	-	1.93	1.59	6.20
Al_2O_3	2.31	4.36	4.50	17.89	5.08	3.97	5.80	18.30	3.26	3.26	4.26
FeO^*	12.22	10.13	6.98	0.05	13.20	7.32	10.37	0.45	11.72	7.16	11.79
MnO	0.34	0.24	0.10	-	0.23	0.24	-	-	0.33	0.19	0.32
MgO	14.60	12.66	14.77	0.02	10.75	15.87	11.13	0.09	12.48	14.15	8.22
CaO	17.67	19.86	21.97	-	20.35	19.27	20.27	-	19.61	20.97	20.07
Na_2O	0.34	0.58	0.36	0.17	0.91	0.16	0.38	0.42	0.36	0.42	0.96
K_2O	0.01	-	0.02	16.71	0.01	-	0.01	15.33	-	0.01	0.11
Cr_2O_3	0.06	0.14	0.40	0.02	0.22	0.19	0.18	0.01	-	0.09	0.13
NiO	-	0.01	-	-	0.04	-	-	-	0.09	0.01	0.01
Сумма	99.08	100.46	99.13	100.39	99.07	100.52	99.10	99.84	99.23	98.92	98.47
<i>n</i>	10	6	11	2	4	9	22	4	4	6	2

Примечание. Минералы: 1 - 3, 5 - 7, 9 - 11 - пироксены, 4, 8 - калиевые полевые шпаты из трахибазальтов: 1 - 5 - пироксеновых (1), оливин(?)-пироксеновых порфировых (2 - 4), оливин(?)-пироксеновых микропорфировых (5) Зырянско-Ураданского района; 6 - 8 - оливин(?)-пироксеновых Омудевско-Налучинского района; 9 - пироксеновых Умбинского района; 10, 11 - оливин(?)-пироксеновых Среднеомудевского района. Звездочкой отмечено суммарное железо в форме FeO. Анализы выполнены в лаборатории минералогии и геохимии СВКНИИ ДВО РАН на микроанализаторе "Камебакс" Е.М. Горячевой. *n* - число анализов.

Таблица 2. Средние содержания петрогенных оксидов (в мас. %, пересчитанных на сухой остаток) и микроэлементов (в г/т) в главных разновидностях вулканитов Уядино-Ясаченского вулканогенного пояса

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	49.44	49.64	48.26	49.22	50.73	74.69	51.12	57.93	49.01	50.50	59.26	75.05	49.52	58.46	75.03
TiO ₂	2.16	1.49	1.54	2.56	1.68	0.22	1.58	1.04	1.35	1.27	1.00	0.32	1.87	1.27	0.25
Al ₂ O ₃	15.85	18.40	17.68	16.04	16.80	13.27	18.88	18.21	18.23	18.42	15.70	13.05	17.70	17.79	13.31
Fe ₂ O ₃ *	13.06	9.97	12.45	11.21	10.39	3.04	10.51	8.64	10.78	11.91	9.18	3.02	12.53	7.72	2.21
MnO	0.21	0.17	0.19	0.17	0.16	0.05	0.16	0.11	0.21	0.21	0.19	0.09	0.19	0.15	0.05
MgO	5.60	6.90	8.66	5.64	6.54	0.76	4.52	2.41	6.35	4.63	3.95	0.62	5.14	2.18	0.56
CaO	8.21	7.80	6.05	10.04	9.77	1.72	8.21	5.77	9.62	7.89	4.90	1.16	8.91	5.40	1.35
Na ₂ O	4.52	4.47	3.99	3.77	3.01	3.39	3.91	4.08	3.80	3.25	4.48	4.44	3.28	4.46	4.58
K ₂ O	0.56	0.92	1.00	0.95	0.65	2.81	0.92	1.65	0.37	1.72	1.14	2.17	0.57	2.19	2.60
P ₂ O ₅	0.36	0.24	0.18	0.40	0.27	0.05	0.23	0.16	0.20	0.28	0.20	0.07	0.31	0.33	0.04
Rb	<10	<10	16	22	<10	74	25	58	<10	19	12	36	<10	52	68
Sr	285	443	251	355	305	114	285	238	286	284	190	103	317	344	196
Ba	434	547	1118	-	-	-	-	-	265	566	364	549	383	774	862
Cr	82	162	264	-	-	16	-	-	142	36	36	57	114	27	13
Ni	54	152	184	113	205	27	103	17	104	14	11	7	78	17	9
Co	82	78	136	49	68	14	62	23	75	39	32	9	125	29	12
n	30	29	15	24	21	15	8	27	15	13	2	14	6	25	8

Оксид, элемент	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	49.38	49.89	60.80	75.20	75.16	48.94	74.74	60.69	65.68	75.53	76.60	61.65	64.73	76.59
TiO ₂	2.56	1.65	1.30	0.32	0.24	2.06	0.21	0.86	0.65	0.16	0.22	1.04	0.92	0.24
Al ₂ O ₃	15.61	16.57	15.61	12.30	13.11	16.17	13.17	16.72	16.29	12.98	12.21	16.22	15.87	12.19
Fe ₂ O ₃ *	14.20	11.03	9.56	3.66	2.79	10.70	2.89	7.65	5.22	2.29	2.14	7.15	6.56	3.03
MnO	0.19	0.15	0.13	0.07	0.06	0.18	0.04	0.16	0.09	0.04	0.04	0.13	0.11	0.04
MgO	4.54	6.93	2.40	0.80	0.55	6.42	0.52	3.07	1.31	0.39	0.46	2.60	2.02	0.38
CaO	8.21	8.87	4.09	2.37	0.53	10.68	1.27	5.32	3.68	0.75	0.68	5.45	3.63	0.73
Na ₂ O	3.94	3.43	4.24	3.58	3.75	3.76	3.64	2.23	3.82	2.77	2.29	3.05	2.99	2.52
K ₂ O	0.84	1.14	1.57	1.60	3.79	0.75	3.38	2.14	3.11	5.06	5.34	2.53	2.97	4.24
P ₂ O ₅	0.53	0.34	0.30	0.10	0.03	0.33	0.14	0.20	0.15	0.02	0.02	0.18	0.20	0.04
Rb	21	28	39	56	-	16	105	60	100	150	201	70	80	-
Sr	257	302	152	204	-	308	153	215	200	85	44	207	200	-
Ba	-	-	-	-	-	318	-	-	-	-	1298	-	-	-
Cr	40	61	17	7	-	240	6	24	8	7	13	18	9	6
Ni	45	93	7	2	-	160	6	19	4	4	6	39	20	11
Co	35	60	33	5	-	105	4	24	5	4	9	28	17	7
n	24	16	26	28	10	16	5	27	10	35	17	10	21	9

Примечание. Породы: 1 - 4, 10, 21 - трахибазальты, 5, 9, 13 - базальты, 7, 16, 17 - базальты и трахибазальты, 8, 11, 14, 23, 27 - андезиты, 18 - андезиты и исландиты, 24, 28 - дациты, 6, 12, 15, 19, 20, 22, 25, 26, 29 - риолиты. 1 - 19 - формации Илин-тасской зоны: 1 - 3 - натриевых базальтов повышенной щелочности Зырянско-Ураданского района, 4 - 8 - натриевых базальтов-риолитов (4 - 6) и базальт-андезитовая (7, 8) Омuleвско-Налучинского района, 9 - 15 - натриевых базальтов-риолитов (9 - 12) и базальт-андезитовая (13 - 15) Тарын-Юрях-Булкутского района, 16 - 19 - натриевых базальтов-риолитов Умбинского района; 20 - 29 - формации Дарпирской зоны: 20, 21 - андезит-дацит-риолитовая (20) и трахибазальтовая (21) Средне-омулевского района, 22 - андезит-дацит-риолитовая Верхнесейчанского района, 23 - 25 - андезитовая (23, 24) и риолитовая (25) Лыглыхтахского района, 26 - 29 - риолитовая (26) и дацит-риолитовая (27 - 29) Сумуно-Урультунского района. Звездочкой отмечены суммарные содержания железа в форме Fe₂O₃. Прочерки означают отсутствие данных. n - число анализов.

В порфировых трахибазальтах фенокристаллы плагиоклаза и преобразованного оливина(?) находятся в базисе из полевых шпатов и клинопироксена, характеризующегося повышенными ролями воластонитового минала и Al_2O_3 (табл. 1), что считается типичным для пироксенов субщелочных и щелочных базальтов [10]. О повышенной щелочности таких пород свидетельствует также сочетание в их матрице плагиоклаза с калиевым полевым шпатом (табл. 1). В сравнении с пироксеновыми трахибазальтами они выделяются большей калиево-стью и глиноземистостью, меньшей титанистостью и железистостью, гораздо более высокими содержаниями Ba, Sr и Ni (табл. 2). Очевиден также субщелочной характер микропорфировых оливин(?)—пироксеновых базальтоидов. Они содержат в базисе титанавгит (табл. 1), являющийся одним из индикаторов минералов трахибазальтов [16], обладают самой высокой среди базитов района калиево-стью, наибольшими концентрациями Rb, Ba, Sr, Ni и Co (табл. 2). С афировыми трахибазальтами их сближает уровень железистости, а с порфировыми — содержания глинозема.

Заметно меньше трахибазальтов в контрастных формациях, где они ассоциируют с базальтами, сравнимыми по большей части свойств с породами толентовой серии. Их доля измеряется, по-видимому, 45 - 55% от общего объема базальтоидов в Омудевско-Налучинском и Умбинском районах и 30 - 40% — в Тарын-Юрях-Булкутском. При этом отдельными свойствами состава они напоминают ту или иную разновидность описанных выше трахибазальтов.

Субщелочные базальты Омудевско-Налучинского района по характеру фенокристаллов и структур сходны с уже рассмотренными микропорфировыми оливин(?)—пироксеновыми трахибазальтами, содержат в матрице основной плагиоклаз, калиевый полевой шпат и моноклинный пироксен, состав которого меняется от низкожелезистого, обогащенного глиноземом авгита до титанавгита (табл. 1). Но по химическому составу они близки к пироксеновым трахибазальтам Зырянско-Ураданского района, от которых отличаются несколько меньшими железистостью и щелочностью, но более высокими титанистостью и калиево-стью (табл. 2). Ассоциирующие с ними базальты характеризуются заметно меньшими концентрациями щелочей и большей кремнекислотностью (табл. 2).

В контрастной формации Умбинского района среди трахибазальтов и базальтов различаются высокотитанистые железистые базиты, содержащие умеренноглиноземистый авгит (табл. 1), и магнезиально-железистые умереннотитанистые базальтоиды. Субщелочные их разновидности сопоставимы соответственно с афировыми пироксеновыми и микропорфировыми оливин(?)—пироксеновыми трахибазальтами Зырянско-Ураданского района, от которых их отличает, глав-

ным образом, меньшая щелочность, но большая калиево-сть (табл. 2).

Трахибазальты формации натриевых базальтов—риолитов в Тарын-Юрях-Булкутском районе представляют собой плагиофировые базиты с фенокристаллами плагиоклаза, единичными вкрапленниками клинопироксена и полевошпат-хлоритовым базисом. Они выделяются наибольшими среди всех базальтоидов пояса концентрациями калия и минимальными содержаниями Sr, Ni и Co. Но по высокой глиноземистости и умеренной титанистости эти базиты неотличимы от ассоциирующих с ними базальтов (табл. 2). По сумме щелочей они уступают всем трахибазальтам Зырянско-Ураданского района и лишь отдаленно напоминают их микропорфировые разновидности, которые, однако, обладают меньшими глиноземистостью и кремнекислотностью.

Еще меньшую роль играют трахибазальты в Среднеомудевском районе, где вместе с базальтами занимают 15 - 20% всего объема вулканитов. По составу пироксена, меняющегося от умеренноглиноземистого авгита до титанавгита (табл. 1), и большинству петрохимических свойств они сходны с оливин(?)—пироксеновыми трахибазальтами Омудевско-Налучинского района, но отличаются меньшей щелочностью, более низкими содержаниями титана и оксидов железа (табл. 2).

Изложенное выше показывает, что роль трахибазальтов и базальтоидов в целом, уровень их щелочности сокращаются наиболее существенно в направлении от северо-восточного фланга Илинътасской зоны к ее юго-западной окраине и далее к Дарпирской зоне (рис. 4). Менее значимы, но отчетливы такие же изменения и по простира-нию структуры. Столь же сложна общая композиция латеральных вариаций других петрохимических свойств базальтоидов. Об их направленности вкост простираания Илинътасской зоны позволяют судить различия между трахибазальтами Зырянско-Ураданского и Тарын-Юрях-Булкутского районов. От северо-восточного фланга структуры к ее юго-западной окраине эти базиты обогащаются K_2O и Al_2O_3 , но обедняются оксидами Na, Fe, Mg и Ti (табл. 2). Железистость пород в этом же направлении увеличивается.

Характерную для базальтоидов пояса направленность вариаций по латерали уровня щелочности нельзя считать следствием особенностей их зеленокаменных преобразований, состоящих в деа-нортитизации плагиоклазов и замещении других первичных минералов хлоритом, карбонатом, серпентином, тальком, лейкоксенном, гидроокислами железа и, реже, эпидотом. Такие изменения базитов повсеместны, но наиболее широко проявлены в Умбинском и Тарын-Юрях-Булкутском районах, а минимальны — в Зырянско-Ураданском. Анализ распределения в базальтоидах K_2O , Na_2O и CaO, являющихся наиболее подвижными компонентами, показывает, что эти преобразования ведут в ос-

новном к снижению роли K_2O в части пород. На диаграмме $CaO-Na_2O-K_2O$, используемой обычно для оценки характера изменений вулканитов, расположение фигуративных точек только 30 - 35% базальтов и трахибазальтов отвечает "спилитовому сдвигу". Содержания щелочей и CaO в большинстве вулканитов независимы от степени их преобразований, в том числе от такой величины, как потери при прокаливании в изученных образцах.

Андезитоиды пояса по характеру латеральных вариаций химического состава отчасти похожи на базиты. Те из них, которые принадлежат к Илинътасской зоне, напоминают породы толеитовых серий. Они обладают низкой калиево-стью и повышенной железистостью, а вулканиты среднего состава базальт-андезитовой формации выделяются, кроме того, высокой глиноземистостью (табл. 2). В сравнении с ними андезиты Дарпирской зоны характеризуются существенно более высокой калиево-стью, но меньшими суммарными содержаниями щелочей (рис. 4, табл. 2). Их отличают, кроме того, большие концентрации Rb , но меньшие Sr . По количеству глинозема они сравнимы с андезитоидами контрастных

ассоциаций пояса, но уступают породам базальт-андезитовой формации. Следовательно, щелочность, железистость и глиноземистость вулканитов среднего состава заметно снижаются, а калиево-сть возрастает в направлении от Илинътасской зоны к Дарпирской.

Направленность латеральных вариаций щелочности риолитов, определяемой, как известно, главным образом соотношениями $(Na_2O + K_2O)$ и Al_2O_3 или величиной коэффициента агпаитности [16], прямо противоположна той, которая характерна для базитов и андезитоидов. В Илинътасской зоне салические вулканиты относятся в основном к контрастным формациям, характеризуются весьма низкими концентрациями щелочей, K_2O в особенности, и Rb , повышенными содержаниями окислов железа и, таким образом, сопоставимы с вулканитами толеитовых серий (табл. 2). Причем их щелочность, например, от Омудевско-Налучинского района к Тарын-Юрх-Булкутскому слабо возрастает, а концентрации CaO и MgO убывают. Риолиты Дарпирской зоны по совокупности свойств относятся к породам известково-щелочной и отчасти к субщелочной сериям. Они выделяются существенно

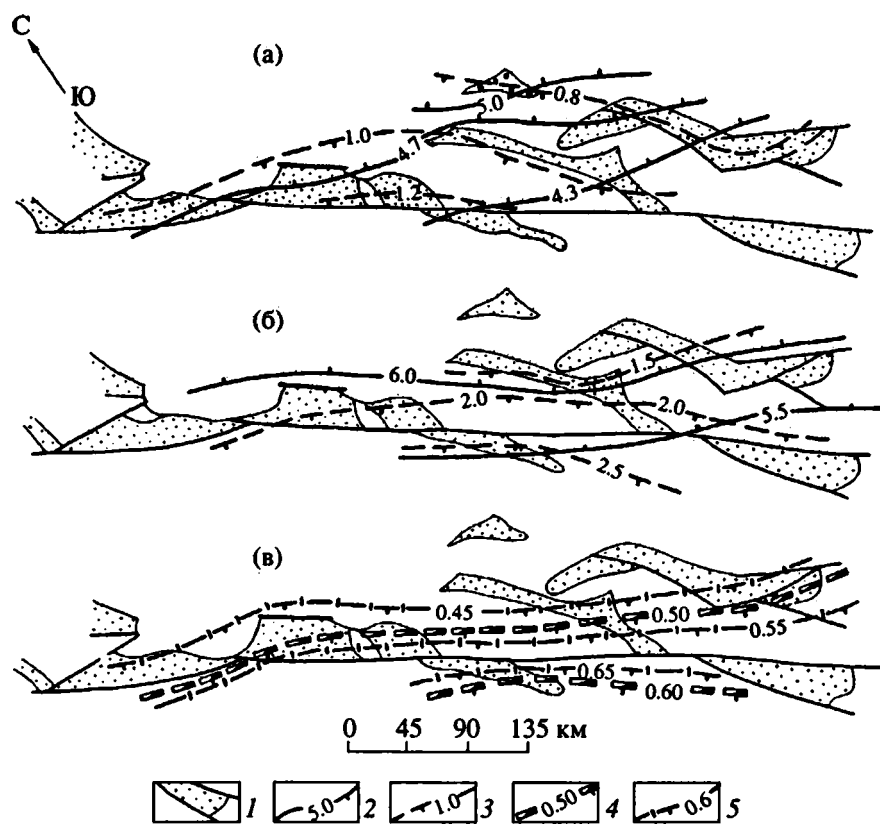


Рис. 4. Схемы латеральных вариаций щелочности и калиево-сти базальтоидов (а), андезитоидов (б) и риолитов (в) Уяндино-Ясачненского пояса.

1 - районы распространения позднеюрских вулканитов (рис. 1); 2 - 5 - изолинии: 2, 3 - содержания: 2 - $(Na_2O + K_2O)$, мас. %, 3 - K_2O , мас. %, 4, 5 - значений коэффициентов: 4 - агпаитности $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, 5 - калиево-сти $K_2O/(Na_2O + K_2O)$. Схемы составлены по средневзвешенным на число анализов в каждом районе составам базальтов и трахибазальтов (а), андезитов, исландитов и трахиандезитов (б), риолитов и трахириолитов (в).

большими щелочностью (агпаитностью) и калие-ностью, меньшими содержаниями окислов железа и MgO , более низкими концентрациями CaO и Al_2O_3 (табл. 2). От риолитов Илинътасской зоны их отличают, кроме того, гораздо более высокие количества Rb и крайне низкие – Sr . В составе риолитовой формации щелочность и калие-ность таких вулканитов увеличиваются от Лыглыхта-ского района к Сумуно-Уральтунскому, в чем проявляется главным образом поперечная зональность Дарпирской зоны, которая, как следует из приведенных выше сведений, характерна и для салических пород пояса в целом (рис. 4).

Среди свойств, подчеркивающих зональное строение Уяндино-Ясачненского пояса, заметна роль таких, которые позволяют сравнивать его с вулканическими структурами, формирующимися в связи с сейсмофокальными зонами, в том числе с островными дугами. Так, “омоложение” вулканических ассоциаций, наблюдаемое вкострости простираения пояса от его северо-восточного фланга к юго-западной окраине, сопоставимо с типичным для длительно развивающихся островодужных систем смещением проявлений вулканизма от их фронта к тылу [26]. Не противоречат таким представлениям и особенности латеральных вариаций части петрохимических свойств вулканитов. Причем направленность изменений калие-ности и глиноземистости пород, концентраций в них CaO и MgO соответствует той зональности, которая считается характерной для современных энсиалических островных дуг [2]. С такой интерпретацией согласуется и характер вариаций общей щелочности салических вулканитов. Но обнаруживаемое у базитов снижение железистости в сторону северо-восточной окраины пояса сближает эти породы с образованиями энсиматических островных дуг [2].

Вместе с тем Уяндино-Ясачненский пояс обладает особенностями, отличающими его от типичных островодужных структур. Важнейшая из них состоит в том, что в направлении северо-восточной его окраины, считающейся фронтальной частью палеоостровной дуги [6], заметно нарастает роль андезитовидов и особенно базальтов повышенной щелочности. Подобные вулканиты характерны, как известно, чаще всего для развитых островных дуг и образуются в поздние стадии формирования их тыловых зон [26 - 28]. Более редки структуры того же типа с “нестандартной” эволюцией магматизма, в которых субщелочные базальты проявлялись в разные, в том числе раннюю, стадии развития различных, включая фронтальную, зон [5]. Однако базиты таких дуг принадлежат в отличие от преимущественно натриевых трахибазальтов пояса к калий-натриевой серии [5]. Натриевый профиль щелочности рассмотренных выше базальтоидов можно было бы отнести к следствиям их зеленокаменных преобразований, но и по другим особенностям состава только не-

большая их часть тождественна островодужным вулканитам, тогда как преобладающая часть отличается от них по целому ряду петрохимических особенностей. Среди них интересны прежде всего соотношения между такими инертными при зеленокаменных изменениях базитов компонентами, как Al_2O_3 и MgO , а также уровень концентраций Ti , Cr , Ni , Co и, в меньшей мере, K_2O .

Среди вулканитов основного состава в поясе островодужным базитам соответствуют лишь плагиофировые трахибазальты формации натриевых базальтов-риолитов в Тарын-Юрях-Булкутском районе (рис. 5). Они близки, в частности, к породам субщелочной серии Курильской дуги [1]. С базальтоидами островных дуг сопоставима также большая часть вулканитов основного состава базальт-андезитовой формации (рис. 5). Но в Омудевско-Налучинском районе с ними сочетаются породы, соответствующие по характеру соотношений Al_2O_3 и MgO базальтам дна океанов и, в частности, вулканитам океанических хребтов (рис. 5).

Наиболее существенно от базальтоидов островных дуг отличаются трахибазальты Зырянско-Ураданского района [12]. Афировые пироксеновые их разновидности по соотношению Al_2O_3 и MgO сопоставимы с породами глыбовых поднятий в океанах (рис. 5) и принципиально близки к океаническим ферротитановым базальтоидам [7]. По концентрации Ti , Sr , Ba , Cr , Ni и Co они занимают промежуточное положение между базитами трапповой и стратоидной серий Красноморского рифта [3]. Ассоциирующие с ними оливин(?)-пироксеновые трахибазальты по соотношениям между Al_2O_3 и MgO сравнимы с магнезиально-железистыми вулканитами океанических хребтов (рис. 5). Принципиальную близость к ферротитановым или к магнезиально-железистым базитам, известным среди магматитов океанического дна [7], обнаруживают, кроме того, трахибазальты формации натриевых базальтов-риолитов Умбинского и Омудевско-Налучинского районов (табл. 2). Вместе с тем необходимо отметить условность аналогий между всеми упомянутыми выше вулканитами основного состава и океаническими базитами. Базальтоиды пояса выделяются заметно большими концентрациями K_2O , Sr , Ba и лишь отдаленно напоминают субщелочные базальты океанических островов [12]. Тем не менее, очевидно, что их петрохимические свойства указывают на геодинамическую обстановку формирования, существенно отличную от режима преобладающего сжатия, характерного для образования типичных островодужных вулканитов [4, 9, 17]. О специфике условий проявления ферротитановых и магнезиально-железистых базитов пояса свидетельствуют, например, характерные для них концентрации титана и калия. На диаграмме $Ti-K$, по [19], первые из них занимают промежуточное положение между базальтоидами океанов и континентальных рифтов, а вторые отклоняются

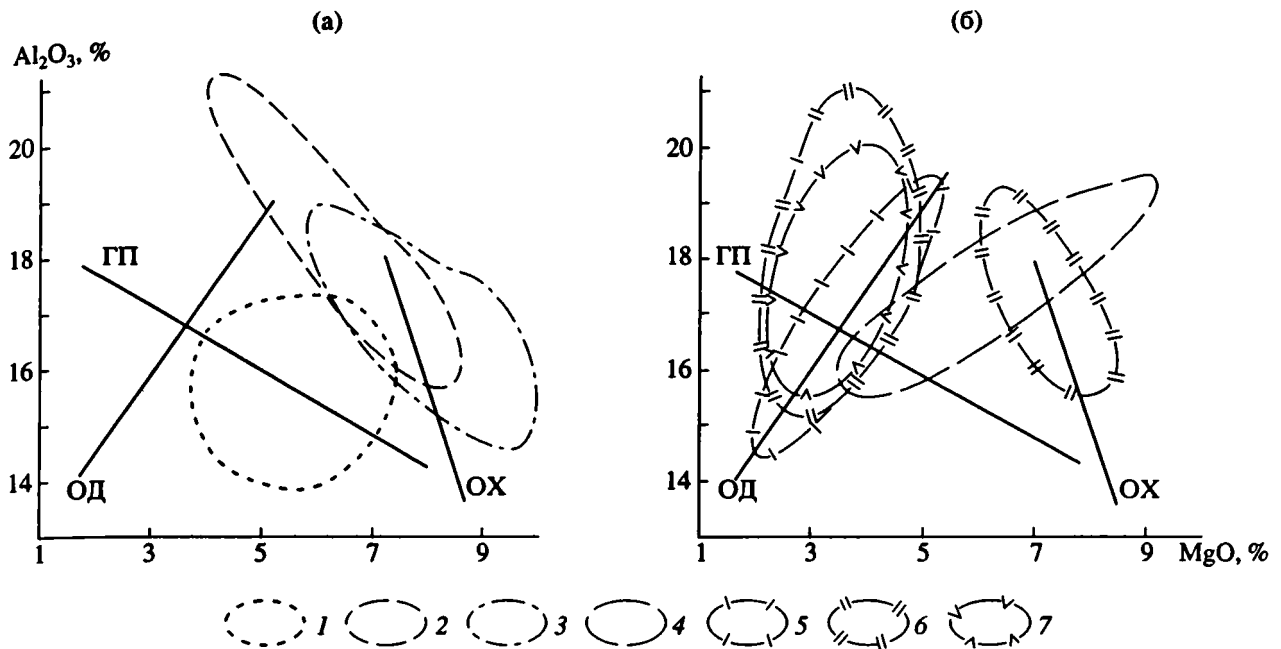


Рис. 5. Вариационные диаграммы Al_2O_3 – MgO для базальтоидов формаций натриевых базальтов повышенной щелочности (а), натриевых базальтов–риолитов и базальт-андезитовой (б).
 1 - 7 – ареалы фигуративных точек: 1 - 3 – оливин(?)–пироксеновые трахибазальты Зырянско-Ураданского района: 1 – афировые пироксеновые, 2 – порфиновые, 3 – микропорфиновые; 4, 5 – формация натриевых базальтов–риолитов Тарын-Юрях-Булкутского района: 4 – базальты, 5 – трахибазальты; 6, 7 – базальтоиды базальт-андезитовой формации: 6 – Омудевско-Налучинского и 7 – Тарын-Юрях-Булкутского районов. Сплошные линии на диаграммах отражают корреляционные зависимости в базальтоидах срединно-океанических хребтов (ОХ), сводовых и глыбовых поднятий океанического дна (ГП) и островных дуг (ОД), по [14].

в сторону геосинклинальных пород [12]. Соотношения Ti–K, по [22], те же вулканы отвечают базальтам соответственно областей внутриплитного вулканизма и комбинации последних с базитами трансформных разломов и задуговых центров спрединга. Всем им, кроме того, свойствен высокий темп накопления титана в связи с ростом железистости (коэффициента фракционирования), что, по [18], характерно для базальтоидов, формирующихся в линейных зонах растяжения. Эти особенности рассматриваемых базитов служат главным основанием к тому, чтобы относить Илингтасскую зону к числу континентальных рифтов [24]. Однако по совокупности свойств ферротитановые и магнезиально-железистые базальтоиды пояса ближе всего к вулканикам таких структур, например, Кавказа или Алтае-Саянской области, которые рассматриваются обычно в качестве эвгеосинклинальных.

Другую особенность Уяндино-Ясачненского пояса, отличающую его от островных дуг, составляют некоторые свойства вулкаников риолитовой и дацит-риолитовой формаций Сумуно-Урультунского района в Дарпирской зоне. Распространенные здесь риолиты выделяются весьма высокими концентрациями K_2O , Rb и особенно Ba, а андезиты – несвойственным для аналогичных пород других районов пояса существо-

ванным преобладанием Ni над Co (табл. 2). Такие черты типичны для вулкаников континентальных окраин андийского типа [17].

Совокупность изложенного позволяет полагать, что Уяндино-Ясачненский пояс, скорее всего, гетерогенен по своей природе. Вулканы разных его частей сравнимы с породами зон растяжения или спрединга, рассматривающихся иногда в качестве эвгеосинклиналей, с магматитами преимущественно энсиалических островных дуг, а также континентальных окраин андийского типа. Этой особенностью в основном и обусловлена его зональность. Вместе с тем, нельзя упускать из внимания и того факта, что петрологическая зональность пояса определенным образом согласуется с неоднородностью строения его допоздне-мезозойского основания (рис. 1). Замещение внутри него по латерали базальтоидной формации (натриевых базальтов повышенной щелочности) контрастной (натриевых базальтов–риолитов) и базальт-андезитовой совпадает с переходом в допозднеюрских образованиях от эвгеосинклинальных, по [21], структур к миогеосинклинальным. Более того, “океанические” базальтоиды пояса наследуют принципиальные черты вещественного состава от предшествующих им базитов. Так, в Арга-Тасской магматической зоне, частью которой служит Зырянско-Ураданский район, аналоги

позднеюрских пироксеновых ферротитановых и оливин(?)-пироксеновых магнезиально-железистых трахибазальтов обнаруживаются среди среднекаменноугольных, позднекаменноугольно-раннепермских и среднетриасовых базальтоидов [13].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдрахманов А.И., Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Геохимические особенности и зональность состава четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 28 - 44.
2. *Абрамович И.И., Холевинский С.Б.* Латеральные петрохимические тренды современных зон субдукции // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 460 - 463.
3. *Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеевков В.В.* Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
4. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
5. *Богатилов О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
6. *Гедько М.И.* Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88 - 100.
7. *Говоров И.Н.* Происхождение океанических базальтов по петрохимическим данным // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 24 - 38.
8. *Данилов В.Г., Ставский А.П.* Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. № 1. С. 44 - 45.
9. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.
10. *Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А.* Пороодообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
11. *Дылевский Е.Ф.* Зональность юго-восточной части Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Восточная Якутия) // Ассоциации изверженных горных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 115 - 131.
12. *Дылевский Е.Ф.* Базальтоиды Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Восточная Якутия) // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 68 - 76.
13. *Дылевский Е.Ф.* Базиты Арга-Тасской магматической зоны и проблемы их генезиса (Северо-Восток СССР) // Геология и геофизика. Новосибирск, 1990. № 11. 16 с. – Деп. в ВИНТИ 01.06.90. № 2969-В90.
14. *Золотарев Б.Н.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией // Геотектоника. 1979. № 1. С. 22 - 35.
15. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
16. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. Богатилова О.А., Михайлова Н.П., Гоньшаковой В.И. М.: Недра, 1981. 160 с.
17. *Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
18. *Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
19. *Луцко Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
20. *Мальков Б.И.* Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы // Мезозойский тектогенез. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 48 - 50.
21. *Мерзляков В.М.* Геология центральных районов Северо-Востока СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИТиГ, 1986. 32 с.
22. *Миронов Ю.В.* Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484 - 1487.
23. *Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
24. *Сурнин А.А.* Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива. Новосибирск: Наука, 1990. 160 с.
25. *Терехов М.И., Дылевский Е.Ф.* Геология хребта Арга-Тас. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 49 с.
26. *Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
27. *Jakes P., White A.I.R.* Composition of island arc and continental growth // Earth. Planet. Sci. Lett. 1971. V. 12. № 2. P. 224 - 230.
28. *Mijashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. Journ. Sci. 1974. V. 274. № 4. P. 321 - 355.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.В. Ярмолук

Zonation of the Uyanda-Yasachnen Volcanic Belt (NE Asia) and Its Tectonic Nature

Ye. F. Dylevsky

North-East United Scientific Research Institute, Magadan

The Uyanda-Yasachnen volcanic belt that stretches across the Kolyma-Indigirka interfluvial area for 750 - 800 km is characterized by a largely transverse zonation as a result of regular lateral variations of age (Late Jurassic) and formation patterns of its volcanic assemblages. The lateral direction of changes (from northeast to southwest) in the properties of volcanics can be evidence of the belt's heterogeneity: its units are comparable to zones of extension or spreading that are often viewed as eugeosynclines, ensialic arcs or Andean-type continental margins.

УДК 551.242.2(261/264)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЗОРО-ГИБРАЛТАРСКОЙ ЗОНЫ (БАССЕЙН ХОСШУ)

© 1994 г. В. Н. Москаленко, Л. И. Коган

Южное отделение Института океанологии РАН, Геленджик

Поступила в редакцию 07.07.92 г.

С 1981 года Институт океанологии РАН и его Южное отделение проводят систематические геолого-геофизические исследования в бассейне Хосшу, исследуя геологическое строение хребтов Горриндж и Корал Патч в области сочленения Евразийской и Африканской литосферных плит. Выполнен большой объем сейсмических исследований: 2000 км профилей ОГТ, 200 км профилей ШГСП и около 1000 км одноканального высокочастотного сейсмопрофилирования НСП. Максимальные мощности осадочного чехла (2.5 - 3 км) приурочены к глубоководным котловинам Хосшу, Тагус и Канарской. На подводных хребтах осадочный чехол имеет сокращенную и изменчивую мощность (от первых сотен метров до 1 - 1.5 км). Котловина Хосшу и обрамляющие ее хребты Горриндж, Корал Патч и Мадейра Торе существовали на раннем этапе раскрытия Атлантического океана. Граница между Африканской и Евразийской плитами проходит вдоль трансформного разлома по хребту Горриндж.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНА

В восточной части Азоро-Гибралтарской разломной зоны располагаются меридиональные подводные хребты Горриндж и Корал Патч. Они протягиваются на запад до хребта Мадейра-Торе, отделяя Иберийскую глубоководную котловину, принадлежащую к Европейской плите, от Канарской, входящей в состав Африканской плиты (рис. 1). В этом районе Атлантического океана характер перехода от материка к океану не соответствует классическому "атлантическому" типу. Данную часть Азоро-Гибралтарской разломной зоны в научной литературе называют бассейном Хосшу [9]. Это сложно построенная область стыка двух плит, тектонически активная в настоящее время. Структура земной коры бассейна Хосшу сформировалась в результате взаимодействия двух процессов: закрытия океана Тетис и раскрытия Атлантики.

Бассейн Хосшу представляет собой аномальный участок на атлантическом побережье Европы и Африки. Первый этап комплексных геофизических исследований бассейна Хосшу обобщил в своей работе Парди [9], опубликованной в 1975 году. Анализируя и сопоставляя имеющиеся на начало семидесятых годов данные по сейсмопрофилированию, глубинному сейсмическому зондированию, гравиметрии, магнитометрии и сейсмологии, а также глубоководному бурению, Дж.М. Парди пришел к выводу, что подводные хребты Горриндж и Корал Патч являются выступами океанической коры. Внутренняя впадина Хосшу также имеет типичную океаническую кору, а хребет Горриндж располагается над погружающимся краем Африканской плиты. Парди отмечает, что выводы носят предварительный характер, так как

отсутствуют данные о структуре подводных хребтов. Кроме того, на восточном побережье Северной Америки располагается достаточно схожий бассейн, существование которого наводит на мысль, что когда-то единый бассейн при раскрытии Атлантики был разорван на две части [10, 11].

Первые комплексные геофизические исследования, выполненные в начале семидесятых годов, раскрыли общие черты строения бассейна Хосшу. Многие проблемы остались нерешенными. Нет ясности, например, в том, почему в области контакта и взаимодействия двух плит, где должны развиваться гигантские напряжения, наблюдается относительно слабая сейсмичность, которая носит рассеянный характер. Анализ геофизических полей практически не выявляет область субдукции. Не находит логического места в современных геодинамических моделях одновременное сосуществование системы хребтов Корал Патч, Горриндж и Мадейра-Торе. Сомнения вызывали установленные Парди складчатые деформации осадочного чехла в межгорной впадине Хосшу. В статье будет показано, что это результат резкого искажения масштабов сейсмического разреза, при котором очень пологие (менее 1°) седиментационные наклоны границ принимают за тектонические деформации сжатия.

С 1981 года в бассейне Хосшу стали проводиться систематические геофизические и геологические исследования Институтом океанологии и его Южным отделением. Первый сейсмический профиль ОГТ был выполнен в 7-м рейсе НИС "Профессор Штокман" [1]. В последующих экспедициях на НИС "Рифт" (4-я и 14-я экспедиции, [2, 3, 4]), на НИС "Академик Мстислав Келдыш" (16-я и 20-я экспедиции) и на НИС "Витязь" (12-я экспедиция) был выполнен большой объем сейсмических

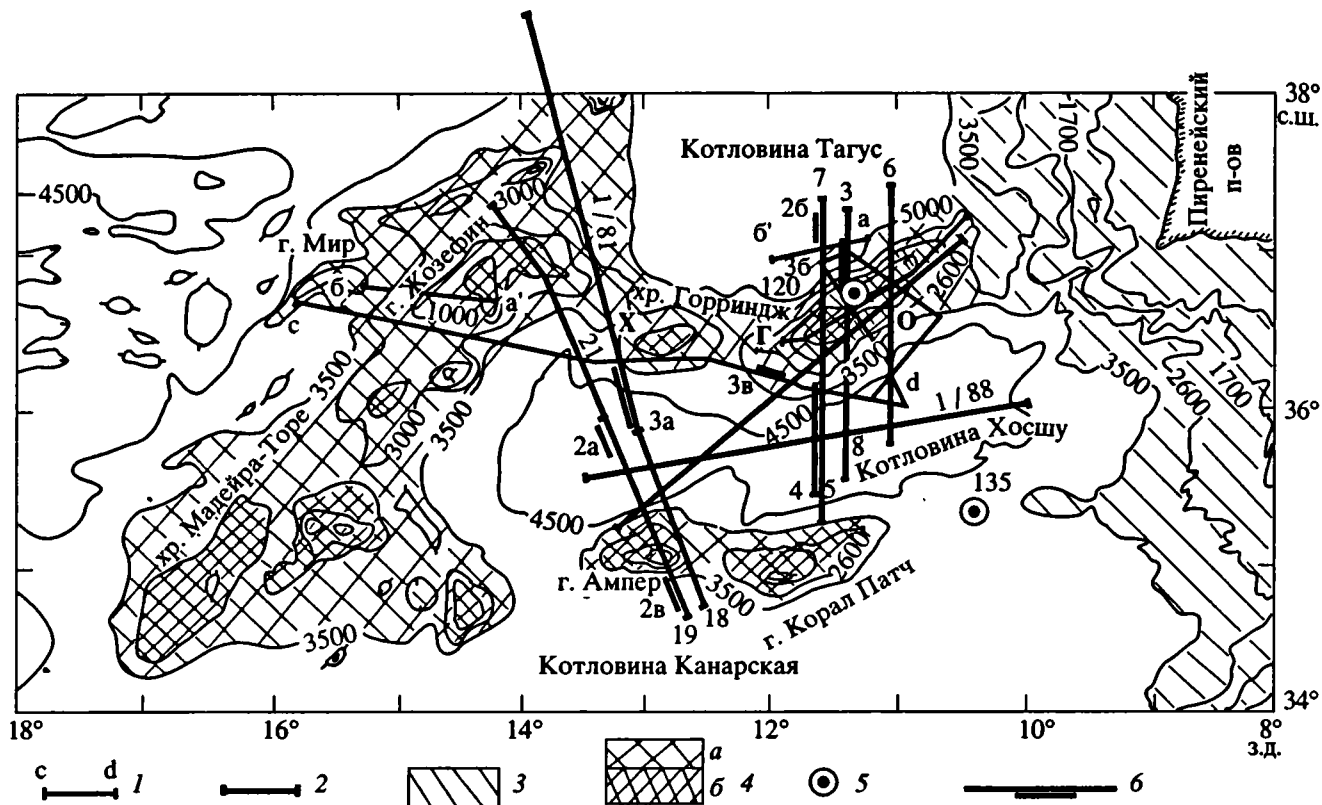


Рис. 1. Карта рельефа дна бассейна Хосшу и расположения сейсмических профилей (изобаты даны в метрах).

1 – профили одноканального сейсмопрофилирования НСП, 2 – профили многоканального сейсмопрофилирования ОГТ (цифры обозначают номер профиля), 3 – материковый склон Пиренейского полуострова, 4 – поднятия и хребты: а – цоколь (глубина дна более 2500 - 3500 м), б – верхняя часть (глубина дна менее 2500 м), 5 – скважины глубоководного бурения, б – фрагменты профилей, приведенные в статье (цифры и буквы – номер рисунка, на котором он приведен). Буквами на карте обозначены подводные горы: Х – Хираделл, О – Ормонд, Г – Геттисберг.

исследований различными методами (ОГТ, ШГСП, НСП). Сейсмические профили пересекли оба подводных хребта, котловину Хосшу и вышли на абиссальные равнины котловин Тагус и Канарская (рис. 1). Район бассейна Хосшу характеризуется повышенной тектонической активностью, поэтому большое внимание в проводимых сейсмических исследованиях уделялось изучению тектонических деформаций в осадочной толще и кристаллической коре в котловинах и на подводных хребтах Горриндж и Корал Патч. Для выяснения природы подводных хребтов нужны были данные о строении кристаллической коры хребтов и поведении кровли фундамента во впадинах.

Сейсмопрофилирование МОВ ОГТ выполнялось по общепринятой методике. Возбуждение упругих волн осуществлялось групповым пневмоисточником, состоящим из ПИ-1А ($2 \times 30 \text{ дм}^3$) или ПИ-6 ($2 \times 6 \text{ дм}^3$), что обеспечивало доминирующий спектр возбуждения сигналов в полосе 8 - 18 или 20 - 26 Гц. Прием сейсмических волн осуществлялся 24-канальными косами с длиной приемной части 2400 и 1200 м с 12- или 6-кратным перекрытием наблюдений по способу общей глубинной точки (ОГТ). Всего за период 1981 - 1988 годов

было отработано 12 профилей ОГТ общей протяженностью около 2000 км.

Широкоугольное глубинное сейсмопрофилирование (ШГСП) проведено на двух профилях общей протяженностью 200 км. Регистрация на вторую косу в дальней зоне осуществлялась на удалении 10 км от источника.

Одноканальное сейсмопрофилирование НСП выполнено с высокочастотным электроискровым излучателем "Спаркер" по восьми профилям длиной около 1000 км. Профили расположены в основном в районе подводного хребта Горриндж и в области перехода в котловину Хосшу.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Впадина Хосшу имеет ширину от 80 до 120 км. Через седловины подводных горных хребтов она соединяется с котловиной Тагус на севере и Канарской котловиной на юге. Субмеридиональный погребенный выступ фундамента протягивается от подводной горы Ампер к хребту Горриндж, разделяя впадину Хосшу на две котловины: западную и восточную. Центральная часть впадины выполнена мощной толщей горизонтально-

слоистых осадочных отложений. Поверхность фундамента расчленена чередующимися выступами и впадинами (от 25 до 50 км). Горизонтально-слоистые осадки нивелируют сложную поверхность фундамента, превращая современный рельеф дна абиссальной части в плоскую равнину.

В западной котловине впадины Хосшу мощность осадочной толщи достигает 3.1 км, на своде выступов фундамента она сокращается до 1.3 км (рис. 2а). Три субгоризонтальными опорными границами (на временах 7.2 - 7.5 с, 8.0 - 8.2 с и 8.9 - 9.1 с) осадочная толща разбивается на согласно залегающие слои, мощностью соответственно 0.8 - 0.6; 0.8 - 1.0 и 0.6 км. Внутри каждого из них выделяются протяженные (на десятки км) горизонтально залегающие границы.

В верхнем осадочном слое прослеживаются наиболее протяженные, горизонтально залегающие границы, разделяющие ее на прослои мощностью до 0.1 км. Во втором слое сейсмические горизонты становятся менее протяженными и прослеживаются на расстояние до 15 км. Третий слой характеризуется отчетливой слоистостью и хорошей коррелируемостью границ на большие расстояния.

Характерная особенность состоит в сокращении мощности осадочной толщи на погребенных склонах подводных хребтов. По мере приближения к хребту Корал Патч мощность осадочной толщи уменьшается за счет последовательного срезания поверхностью поднимающегося кристаллического фундамента. Последний, разбитый на выступы и впадины, поднимается с глубины 7.3 км в центральной части до 3 км на склоне южного хребта. Амплитуда перепада рельефа поверхности фундамента достигает порядка 1.2 км (в центральной части котловины) и 1.6 - 2.0 км в районе южного хребта, где размеры блоков сокращаются до 10 - 12 км.

Нижние границы осадочной толщи смяты в пологие складки, которые в сглаженном виде повторяют рельеф фундамента. При резком подъеме поверхности фундамента нижние четвертый и третий осадочные слои выклиниваются, а второй отражающий горизонт плавно поднимается на 150 - 300 м.

У подножья горы Ампер и горы Корал Патч в осадочной толще наблюдаются деформации, по видимому, гравитационного происхождения. Рельеф дна при этом остается горизонтальным, а глубина моря сохраняется равной 4650 м (рис. 3а).

В районе подводной горы Хиранделл хребет Горриндж отделяется от впадины Хосшу ступенью с амплитудой порядка 1.6 км и наклоном в южном направлении примерно 12.5° (рис. 3а). Под осадочной толщей погребены крупные блоки фундамента, которые образуют три ступени, опущенные по разломам во впадину Хосшу. Мощность осадочной толщи в области ступеней увеличивается по мере погружения ступени. На верхнем (северном) блоке она составляет не более 0.1 км,

на среднем блоке - 1.5 км, а на нижнем - увеличивается до 2.2 км. Средний блок перекрыт верхним и средним слоями осадочной толщи, выделенными в абиссальной части впадины Хосшу. Мощность верхнего слоя 0.3 - 0.5 км, второго слоя - 1.0 - 1.2 км. Второй слой вблизи границ блока деформирован, очевидно, в результате опускания блока по разлому. Над нижним блоком в осадочной толще выделяются уже три слоя, наклоненные в сторону впадины под углом 1° - 2°. На участке, непосредственно примыкающем к разлому, в осадочной толще имеются структуры деформации в виде пологих складок или флексур.

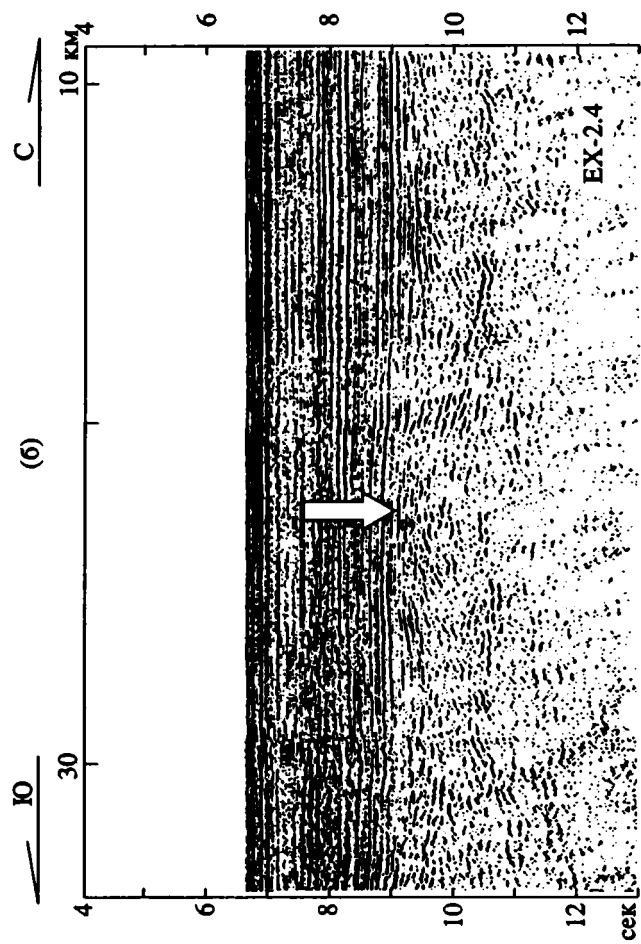
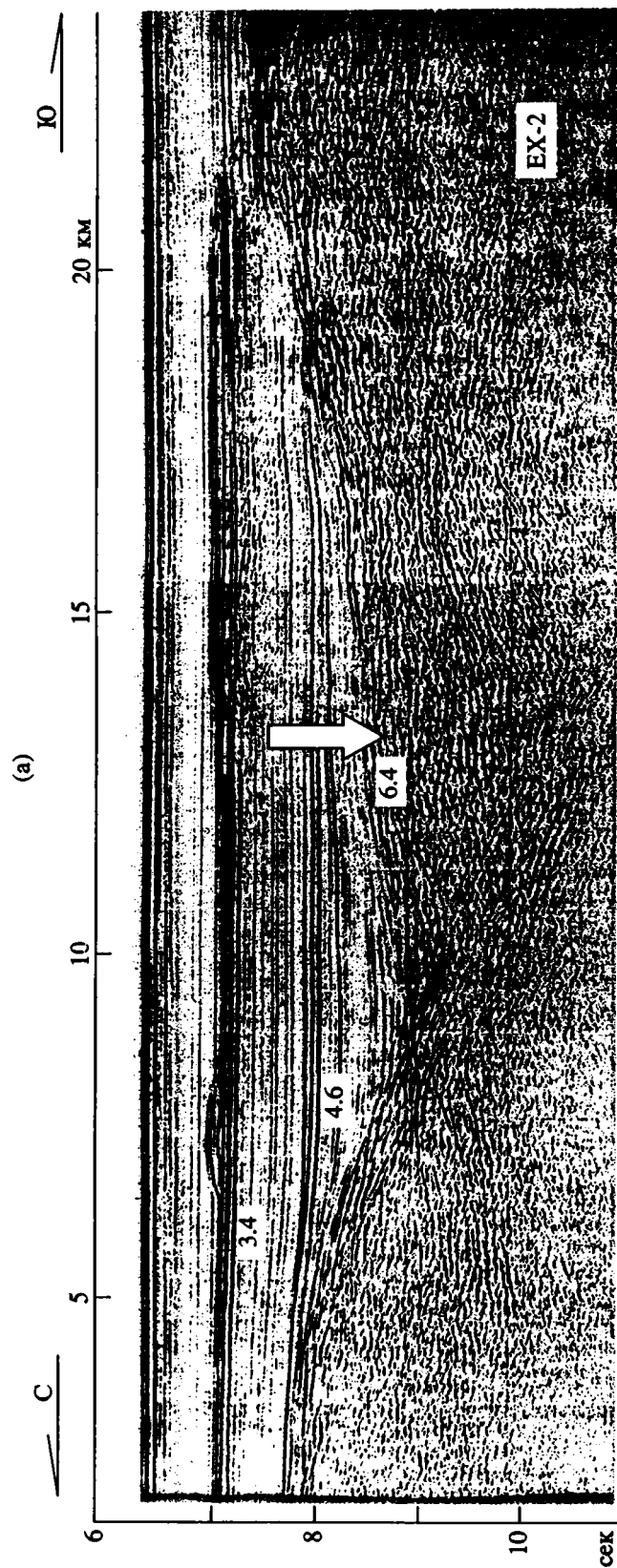
В восточной впадине котловины Хосшу большая мощность осадочной толщи наблюдается лишь севернее подводной горы Корал Патч. На остальной площади она в 2 - 3 раза меньше и слои осадочной толщи вместе с кровлей фундамента под небольшим углом поднимаются в восточном направлении, постепенно сокращаясь в мощности. Центральную часть восточной впадины пересекают три меридиональных профиля ОГТ (6, 7 и 8). На двух из них (6 и 7) видно, что осадочный чехол, постепенно сокращаясь в мощности, продолжается на склон хребта почти до самой вершины (рис. 3б). На профиле 8, расположенном между профилями 6 и 7, слои осадочной толщи выклиниваются на погребенном склоне подводного хребта Горриндж. Аналогичная картина наблюдается и на северном склоне хребта Горриндж. На некоторых профилях осадочные слои котловины Тагус выклиниваются (или резко сокращаются в мощности), на других - поднимаются по склону.

У подножья хребта Горриндж в верхнем слое осадков на глубине 100 - 150 м выявлены образования неясной структуры. Возможно, они представляют собой погребенные отложения хаотической структуры, образовавшиеся в результате крупных обвалов со склона хребта.

ПОДВОДНЫЙ ХРЕБЕТ ГОРРИНДЖ

Основная часть данных о структуре осадочной толщи на подводном хребте Горриндж получена методом НСП. Глубина исследования этим методом варьирует от 150 - 200 м до 350 - 400 м, увеличиваясь на отдельных участках до 800 - 1000 м. Малая глубина проникновения сейсмических волн объясняется небольшой мощностью современных неконсолидированных осадков. Плотные палеоген-неогеновые отложения, залегают на глубинах от 50 до 300 м, сравнительно неглубоко располагается кровля кристаллического фундамента.

Склоны и вершина подводного хребта закрыты осадочным чехлом мощностью 250 - 300 м (рис. 3б), сложенным отложениями мезозойско-четвертичного возраста. Лишь на одном профиле НСП пересечена конусообразная структура на вершине горы Жозефин, которая "протыкает" осадочный слой и сложена вулканогенными породами. Складывается



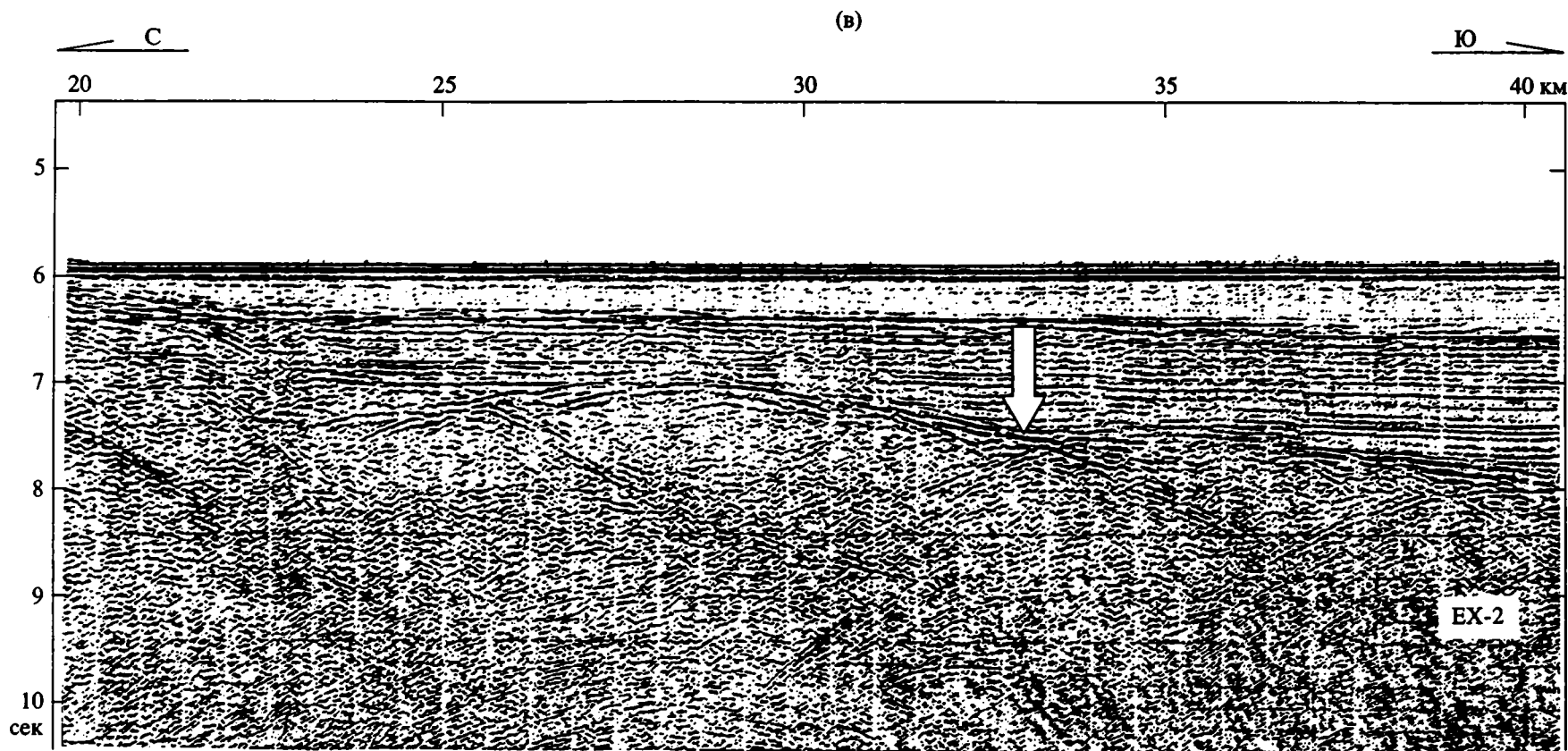


Рис. 2. Профили, показывающие строение осадочной толщи в подводных впадинах: а – Хосшу, б – Тагус, в – Канарская. Стрелкой на разрезах показана кровля кристаллического фундамента, цифры 3.4; 4.6 и 6.4 – значения граничных скоростей (км/с) распространения сейсмических волн вдоль опорных границ раздела осадочной толщи и кровли фундамента (по Парди [7]); EX-2 – величина соотношения горизонтального и вертикального масштабов.

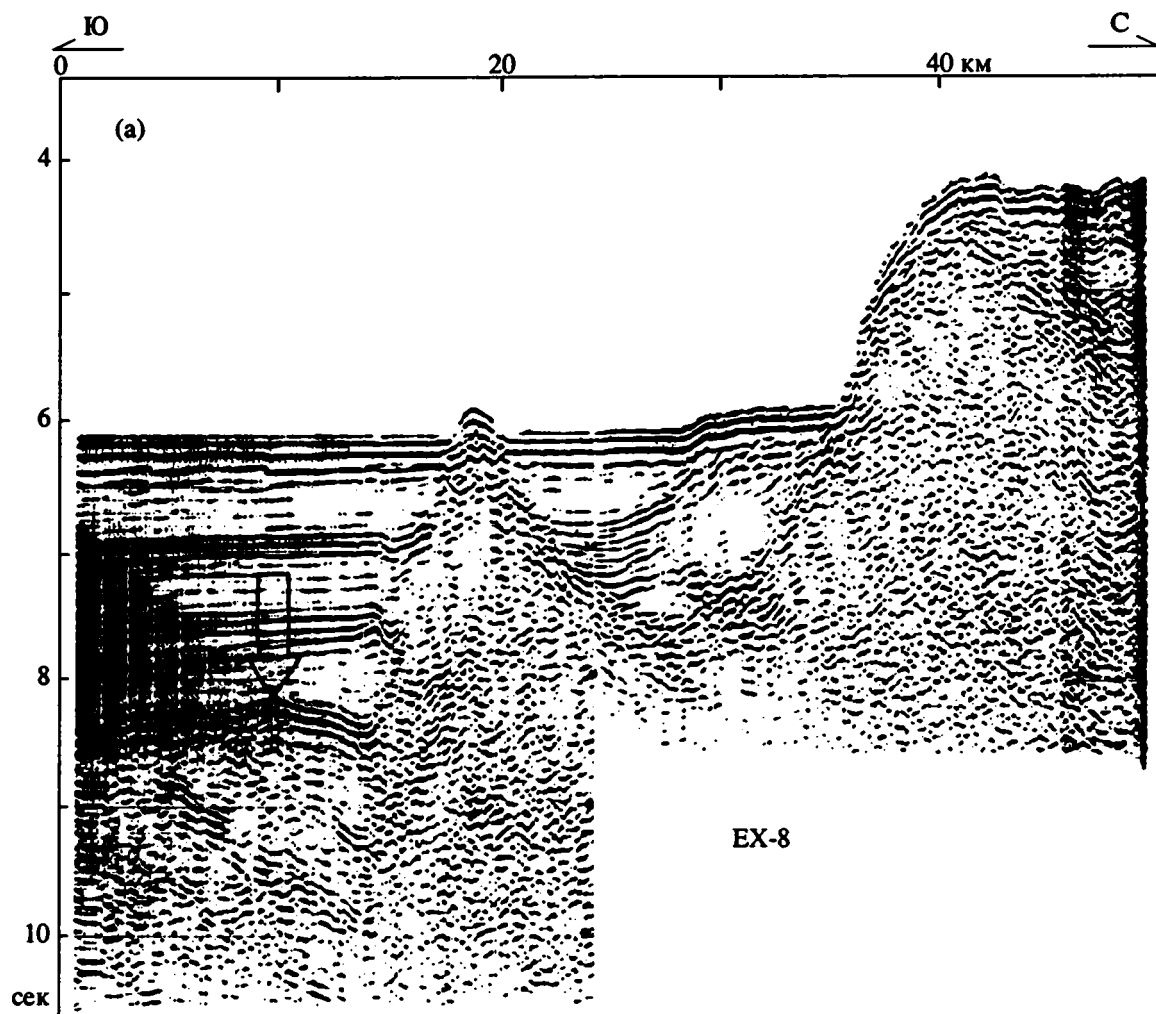


Рис. 3. Профили, показывающие строение осадочной толщи на подводных хребтах: а – южный склон хребта Горриндж, подножье горы Хиранделл (профиль 1/81), б – северный склон хребта Горриндж (профиль 3), в – пример молодого тектонического нарушения у подножья горы Геттисберг (южный склон хребта Горриндж, профиль СД), амплитуда сброса достигает 100 м, на других участках – до 300 м. Разрезы “а” и “б” получены методом ОГТ, разрез “в” – методом НСП.

впечатление, что весь подводный хребет Горриндж облекается осадочным чехлом, сглаживающим расчлененную поверхность фундамента. Неоген-четвертичные отложения распространены повсеместно. Они покрывают палеоген-меловые образования сравнительно ровным слоем, незначительно меняясь как по мощности, так и по структуре.

Выходы коренных палеоген-меловых пород и кристаллического фундамента приурочены к тектоническим нарушениям. Крупное обнажение обнаружено в одном из спусков подводного аппарата “Мир” в долине хребта Горриндж, прорезающей среднюю часть южного склона. Обнажения коренных пород обнаружены и на вершине горы Ормонд подводным аппаратом “ЗВУК-ГЕО”.

На подводном хребте Мадейра-Торе пересечены тектонические ступени амплитудой до 300 м, на которых обнаруживаются разрез осадочного чехла и, возможно, кровля кристаллического фундамента.

Большинство молодых тектонических нарушений, секущих осадочный чехол, приурочено либо к вершинной части подводного хребта, либо к его основанию. Такое крупное тектоническое нарушение пересечено в нижней части склона горы Геттисберг. Амплитуда смещения осадочного чехла здесь достигает 300 м (рис. 3в).

В районе подводной горы Жозефин под осадочным слоем выделяется вулканогенно-осадочная толща, которая характеризуется скоростями рас-

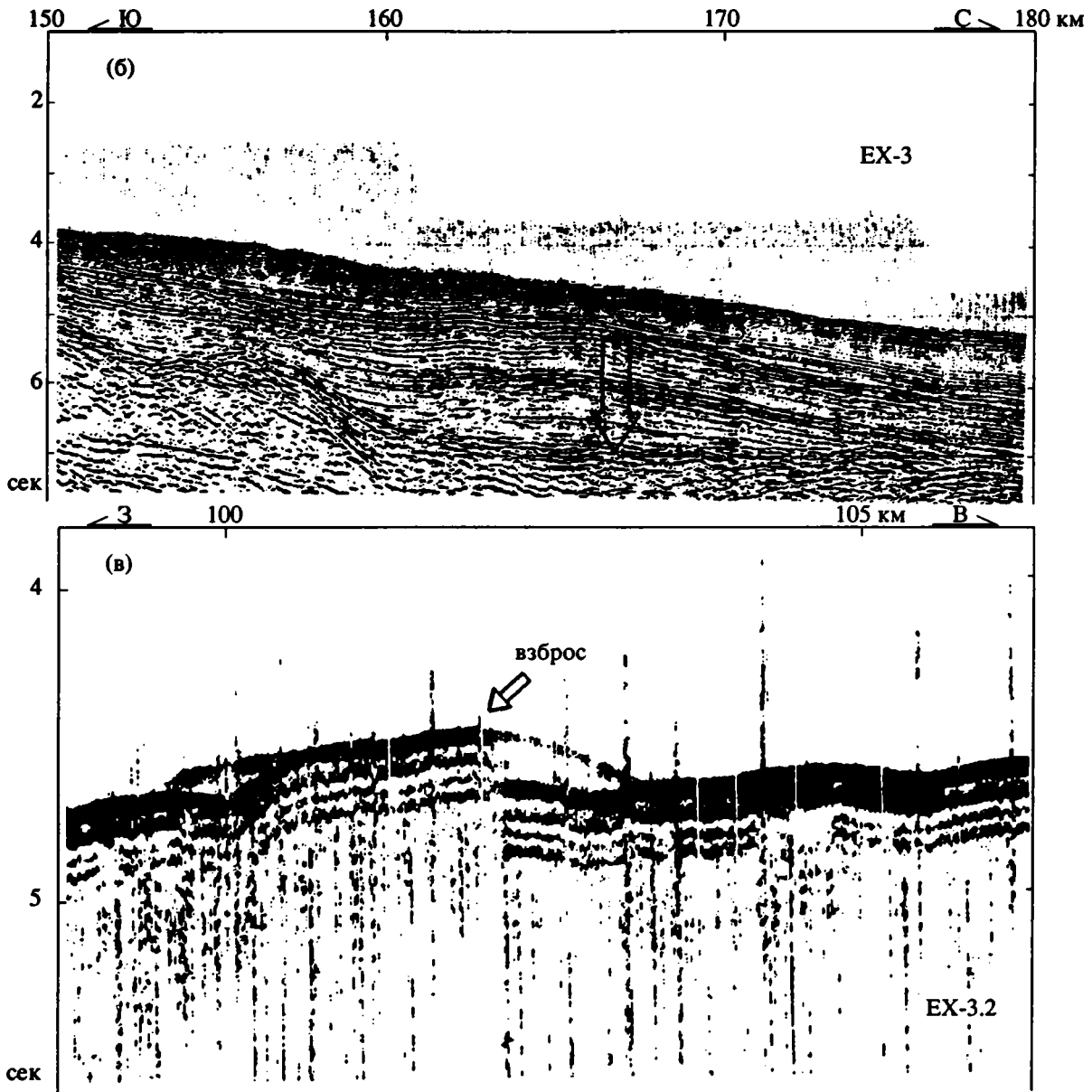


Рис. 3. Окончание.

пространения сейсмических волн 3.4 - 4.1 км/с. Мощность толщи достигает 0.8 - 1.0 км.

ХРЕБЕТ КОРАЛ ПАТЧ

В подводном хребте Корал Патч выделяются крупные подводные горы: Ампер и Корал Патч. Гора Ампер представляет собой классическую вулканическую постройку. Осадочные отложения выклиниваются в средней части склона. Гора Корал Патч покрыта осадочными отложениями от основания до вершины.

Выше отмечалось, что на погребенном склоне основания хребта Корал Патч выклиниваются нижние толщи осадков. Дислоцированная поверхность фундамента южного хребта покрыта тол-

щей, характеризующейся скоростями распространения сейсмических волн 2.5 - 4.5 км/с. Эта толща нивелирует неровности фундамента и представлена чередованием тонких (0.1 - 0.3 км) слоев, которые, судя по структуре и интервальным скоростям, сложены дислоцированными осадками и вулканическими телами. Можно выделить высокоскоростные линзы (4.5 км/с) лавовых потоков, перекрывающих друг друга на склоне горы.

В верхней части горы Ампер осадочная толща выклинивается. На поверхности дна обнажаются протяженные (15 - 20 км) линзовидные тела. Мощность верхней толщи, сложенной вулканогенными образованиями, возрастает к вершине горы.

На северном склоне подводной горы Корал Патч отчетливо выделяются участки с различным

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

типом осадочных отложений. В нижней части склона осадочная толща представлена теми же слоями, что и верхняя часть осадочного чехла котловины Хосшу. В средней части склона (в интервале от 2 до 3.8 км) залегает сравнительно однородный слой осадков, который не имеет отчетливо выраженной слоистости. Вершинная часть покрыта мощным стратифицированным комплексом осадочных отложений (примерно 1 км).

КОТЛОВИНА ТАГУС (ИБЕРИЙСКИЙ БАССЕЙН)

Структура осадочного чехла в котловине Тагус мало отличается от строения осадочных отложений межгорной впадины Хосшу (рис. 26). На северном склоне хребта Горриндж осадочные слои котловины Тагус на профиле ОГТ-7 выклиниваются (средний наклон склона 8°), а на соседнем профиле (3) – поднимаются по склону почти до самой вершины (рис. 36), сокращаясь в мощности до 1 - 2 км (средний наклон 3°).

По седловине между горами Жозефин и Хиранделл осадочный чехол впадины Хосшу переходит в котловину Тагус. Мощность осадочного чехла в седловине около 1 - 1.5 км. Вдоль седловины проходит разлом, по которому западное крыло опущено на 75 - 100 м. Нарушение сечет всю осадочную толщу и переходит в консолидированную кору.

Севернее горы Жозефин располагается широкая субширотная долина, впадающая в котловину Тагус. Центральная часть долины, очевидно, представляет собой глубокий грабен, выполненный осадками мощностью более 3 - 4 км.

КАНАРСКАЯ КОТЛОВИНА

По мере удаления от подводного хребта Корал Патч на юг в Канарскую котловину мощность осадочной толщи постепенно увеличивается до 2 км (рис. 3в). В осадочной толще появляются две опорные границы (на временах 7 и 7.5 с), аналогичные опорным горизонтам в котловине Хосшу. Они разделяют осадочный чехол на три толщи, мощностью примерно 0.7; 0.5; 0.5 км. В основании погребенного южного склона хребта Корал Патч профиль 19 пересек на глубине 0.5 - 2.0 км захороненное в осадках образование, сопоставимое с вулканогенным, мощность которого достигает 1.0 - 1.5 км. Кровля кристаллического фундамента, перекрытая на южном склоне хребта Корал Патч толщей лавовых образований, погружается в Канарскую котловину на глубину до 6.5 км. Как и в котловине Хосшу, слои осадочной толщи залегают практически горизонтально и лишь в области погребенного южного склона хребта Корал Патч меняется ее структура и резко сокращается мощность.

Геологическая идентификация сейсмических границ выполнена по двум скважинам глубоководного бурения 120 и 135 [6, 7]. Скважина 120 расположена на северном склоне горы Геттисберг хребта Горриндж [7]. Через эту скважину проходит сейсмический профиль НСП-14. Скважина прошла 55 м фораминиферовых илов плиоцен-плейстоценового возраста, ниже которых до глубины примерно 120 м располагаются наннофосилевые пелагические илы раннего миоцена, залегающие на эрозионной поверхности нижнемеловых карбонатных отложений мощностью 246 м. На этой глубине скважина вошла в кристаллический фундамент, представленный базальтами.

В районе скважины 120 первая отражающая граница соответствует поверхности размыва между неогеновыми и меловыми отложениями. В нижнемеловых отложениях прослеживается несколько согласно залегающих отражающих горизонтов. Кровля фундамента выделяется на сейсмических разрезах отдельными фрагментами в виде темных неслоистых пятен, которые обрисовывают положение расчлененной поверхности кровли кристаллических пород. На продольном разрезе НСП-14 через хребет Горриндж хорошо видно, как на отдельных участках кровля фундамента образует глубокие впадины и карманы, заполненные осадочными отложениями.

Скважина 135 пробурена на восточном продолжении подводного хребта Корал Патч, в 140 км от вершины горы [8]. Она располагается на вершине хребта, через нее проходит сейсмический профиль, пересекающий хребет с юга на север и выходящий в котловину Хосшу [8]. Глубина скважины 689 м. Верхняя часть разреза до глубины 325 м представлена уплотненными известковистыми илами плейстоцен-миоценового возраста. Нижняя часть разреза сложена терригенными осадками эоцена, мергелями и известняками мелового возраста. Из забоя скважины подняты известняки раннеаптского возраста.

На сейсмическом профиле, проходящем через скважину 135 [8], прослеживается несколько опорных границ. Верхняя сейсмическая граница соответствует подошве верхнего слоя илов, вторая – кровле известняков нижнего апта. Фундамент на сейсмическом разрезе залегает примерно на 350 м ниже второй опорной сейсмической границы. Все основные сейсмические границы из района скважины 135 с хребта Корал Патч протягиваются в прилегающие глубоководные котловины Хосшу и Канарскую [4, 7]. Сейсмические границы с профиля, выполненного на судне “Ж. Шарко” [8] через хребет Корал Патч до центральной части котловины Хосшу, уверенно переходят на разрезы ОГТ, полученные в экспедициях на НИС “Рифт”. В том числе прослеживается тонкослоистая толща, которая, по данным бурения скважины

135, соответствует терригенной толще раннеэоценово-маастрихтского возраста. Кровля этой толщи, которая является эрозионной поверхностью, выделена и в скважине 120 на хребте Горриндж.

Новые сейсмические исследования строения осадочной толщи в бассейне Хосшу дали неожиданный результат. Этот район – один из древнейших в Атлантическом океане. Мощная осадочная толща включает отложения с юрского возраста до современных осадков. Бассейн Хосшу находится в области контакта двух литосферных плит, и в связи с этим структура осадочной толщи должна отражать тектоническую неустойчивость этого района. Но осадочная толща во впадине Хосшу и прилегающих к ней котловинах Тагус и Канарской характеризуются спокойным, практически горизонтально-слоистым строением, которое чаще всего встречается в тектонически устойчивых регионах. Отсутствуют здесь складчатые деформации. В осадках, связанные с напряжением сжатия. Нет в осадочном чехле образований типа аккреционных призм, обычно широко развитых в районах, приуроченных к зонам субдукции. Пологие деформации нижних горизонтов осадочного чехла связаны с блоковой структурой верхней части фундамента и, по-видимому, обусловлены медленными вертикальными перемещениями блоков кристаллической коры и уплотнением осадков в процессе их литификации.

Максимальные мощности осадочного чехла (2.5 - 3.0 км) приурочены к глубоководным котловинам Тагус, Хосшу и Канарской, прилегающим к подводным хребтам Горриндж и Корал Патч. Во впадинах осадочный чехол имеет наиболее полный стратиграфический разрез. На подводных хребтах он имеет сокращенную и изменчивую мощность (от первых сотен метров до 1.0 - 1.5 км), сохраняя при этом одинаковый стратиграфический объем (от нижнего мела до современных осадков). В вершинной части хребта Горриндж в скважине 120 отсутствует палеоген и верхний мел. Однако в средней и нижней частях склона, обращенного ко впадине Хосшу, в разрезе осадочной толщи присутствует терригенная толща, которая протягивается через котловину Хосшу на южный хребет Корал Патч до скважины 135, где она соответствует отложениям раннего эоцена. Как правило, в средней части склонов подводных хребтов Горриндж и Корал Патч наблюдается максимальное сокращение мощности.

Из анализа строения осадочного чехла следует, что котловина Хосшу и обрамляющие ее подводные хребты Горриндж, Корал Патч и Мадейра-Торе существовали уже на раннем этапе раскрытия Атлантического океана. Существенных изменений в структуре земной коры бассейна Хосшу с раннемеловой эпохи не произошло, так как осадочный чехол на всю свою мощность залегает практически горизонтально. Новейшие тектонические движения в области подводных хреб-

тов привели к образованию сбросов (рис. 3в). Следов горизонтальных перемещений в осадочном чехле не обнаружено. Следовательно, начиная с раннемеловой эпохи зона стыка Африканской и Европейской литосферных плит находится в тектонически устойчивом, хотя и напряженном состоянии, о чем свидетельствует рассеянное поле сейсмической активности [9]. Основные горизонтальные перемещения произошли до накопления осадочного чехла и запечатлены в структуре кристаллической коры.

Подъем осадочных слоев из котловин на склоны подводных хребтов еще не свидетельствует о воздымании отдельных участков земной коры после накопления осадков. Сейсмические разрезы дают, как правило, очень искаженное представление о крутизне границ раздела осадочной толщи. Большое различие горизонтального и вертикального масштабов приводит к кажущемуся увеличению наклонов отражающих границ, чрезмерно контрастному изображению всех геологических форм осадочной толщи. Едва заметные на глаз в реальном разрезе формы, возникшие в результате простого уплотнения осадков в процессе литификации и имеющие наклоны до 1.0° - 1.5° , на сейсмических разрезах превращаются в складчатые образования, типичные для тектонически деформированных осадочных толщ.

Если привести сейсмические разрезы, полученные в бассейне Хосшу, к нормальному соотношению масштабов, то оказывается, что реальные средние наклоны склонов подводных хребтов сравнительно небольшие (2° - 4° реже 10° - 14°). Осадочный чехол протягивается из котловин на склоны, у которых крутизна менее 4° . Сокращение мощности осадочного чехла на склоне прямо связано с его крутизной. Так на южных склонах подводного хребта Горриндж, погружающихся во впадину Хосшу, обнаружен достаточно мощный осадочный чехол на двух профилях: ОГТ-6 (средний наклон около 2°) и ОГТ-7 (3.5°).

На профиле ОГТ-8, расположенном между ними, средний наклон склона более крутой (около 4.6°) и, как следствие, происходит резкое сокращение мощности осадочных отложений на склоне. Нижние слои почти полностью выклиниваются у подножья, а на склон протягивается в сокращенном виде в основном верхний слой. Существует естественная связь между характером залегания осадков у подножья и на склоне хребтов от величины наклона склона. При наклонах более 4° - 5° осадки на склонах практически отсутствуют, они, по-видимому, сносились во впадину с образованием типичной формы прилегания к нижней части склона. И.О. Мурдмаа, исследуя закономерности осадконакопления в различных областях мирового океана, пришел к выводу, что "оползни возникают чаще всего на склонах крутизной 3° - 9° (в среднем 3.5°), но процесс контролируется также скоростью осадконакопления: в условиях лавинной

седиментации оползание происходит при угле 1° или меньше" [6, с. 103]. Дж. Кеннет считает, что "грязекаменные потоки могут активно двигаться даже по склонам крутизной 0.1° и проделать путь до 700 км от вершин каньонов до континентального подножья" [5, с. 17 - 18].

Таким образом, наличие осадочного покрова на склонах и в вершинной части подводных хребтов Горриндж и Корал Патч не должно приниматься за доказательство крупных вертикальных тектонических движений, приподнявших осадочные толщи на высоту 2 - 3 км относительно окружающих впадин. Крутизна склонов хребтов Горриндж и Корал Патч вполне допускает накопление осадочного материала. Мощность их будет определяться многими факторами: типами осадков, скоростью осадконакопления и крутизной склона. Характер распределения осадочного покрова на склонах подводных хребтов подтверждает вывод о том, что они существовали уже на ранней стадии раскрытия Атлантического океана. Сокращенная мощность осадочной толщи или отсутствие некоторых стратиграфических горизонтов указывает на смену условий осадконакопления, в том числе и на изменение крутизны склона. Для этого достаточно увеличения крутизны в пределах $1^\circ - 2^\circ$. Бассейн Хосшу располагается в зоне контакта двух литосферных плит, и повышенные напряжения в земной коре реализуются вертикальными подвижками, которые мы видим на сейсмических разрезах в виде субвертикальных смещений - сбросов (рис. 3в).

Из анализа строения осадочной толщи в бассейне Хосшу следует, что граница между Африканской и Евразийской плитами может проходить только по хребту Горриндж, который является сложной вулканогенной постройкой, образовавшейся в зоне трансформного разлома в юрское время. Вулканическая деятельность хребта Горриндж в гораздо меньшем объеме продолжается до настоящего времени. Незначительные горизонтальные подвижки вдоль трансформного разлома приводили к образованию сбросов и других тектонических нарушений.

Граница между Евразийской и Африканской плитами в бассейне Хосшу проходит вдоль типич-

ного трансформного разлома и здесь нет зоны субдукции, наличие которой предполагали некоторые исследователи. Так, Парди предложил модель, в которой Африканская плита погружается под Евразийскую. Подводный хребет Корал Патч является ответвлением сложной системы единого Азоро-Гибралтарского трансформного разлома и как хребет Горриндж представляет собой вулканическое образование, существующее с момента раскрытия Атлантики до настоящего времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ельников И.Н., Гольмиток А.Я., Зоненшайн Л.П.* Сейсмический профиль в Азоро-Гибралтарской разломной зоне // *Океанология*. 1986. Т. XXXVI. Вып. 2. С. 253 - 260.
2. *Москаленко В.Н., Акентьев Л.Г., Карпенко Н.К., Шеремет И.А.* Комплексные геофизические исследования (4-й рейс НИС "Рифт") // *Океанология*. 1986. Т. XXXI. № 2. С. 346 - 348.
3. *Коган Л.И., Ельников И.Н., Гольмиток А.Я., Москаленко В.Н.* Строение земной коры Атлантического океана по данным многоканального (глубинного) сейсмического профилирования отраженными волнами // *Геофиз. поля океана*. М: Междуведомств. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР, 1988. С. 60 - 69.
4. *Коган Л.И., Москаленко В.Н.* Строение Азоро-Гибралтарской зоны разломов по данным многоканального сейсмофилирования МОВ // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 312. № 3. С. 679 - 683.
5. *Кеннет Дж.П.* Морская геология. Т. 2. М.: Мир, 1987. 253 с.
6. *Мурдмаа И.О.* Фаши океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
7. Initial reports of the deep-sea drilling project. Sisbon, 1973. V. 13. P. 515 - 1447.
8. Initial reports of the deep-sea drilling project. Sisbon, 1974. V. 14. P. 14 - 20.
9. *Pardy G.M.* The Eastern End of the Azores-Gibraltar Plate Boundary // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1975. V. 43. P. 973 - 1000.
10. *The Geology of North America // The Western North Atlantic Region.* Massachusetts: Woods Hole Oceanographic Inst., 1986. 647 p.
11. *Tucholke Brian E., Ludwig William J.* Structure and origin of the J-Anomaly Ridge, Western North Atlantic Ocean. *Journal of Geophys. Res.* 1982. V. 87. № B-11. P. 9389 - 9407.

Рецензент: А.О. Мазарович

Sedimentary Cover Peculiarities in the Eastern Part of Azores (Khosshu Basin)

V. N. Moskalenko, L. I. Kogan

Institute of Oceanology, South Division, Russian Academy of Sciences, Gelendzhik

Beginning from 1981 Oceanological Institute RAS and its Southern branch conduct systematic geological-geophysical studies of the Goringe and Coral Patch ridges in Eurasia and African lithosphere plates connection area: Khosshu basin. Here there were done 2000 km of Common depth point (CDP) profiles, 200 km of Wide angle seismic (WASP) profiles and about 1000 km of Continuous seismic (CSP) profiles. It was established that maximal thickness of the sedimentary cover (2.5 - 3 km) is connected with Khosshu, Tagus and Canary basins. On the other side, sedimentary cover of these ridges is reduced and has variable thickness (from hundreds of meters up to 1 - 1.5 km) with the same stratigraphic volume. Khosshu basin and its framing: Goringe, Coral Patch and Madeira Tore ridges already existed on the early stage of Atlantic opening and the border between African and Eurasia plates is traced along the Goring ridge as a transform fault.

УДК 551.24.055(517)

ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС В ЧЕХЛЕ БУМБУГЕРСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

© 1994 г. А. В. Рихтер, А. Б. Дергунов, О. И. Лунева, А. В. Рязанцев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 18.03.93 г.

Рассмотрено строение гранитно-метаморфического комплекса Центральной Монголии, слагающего гранито-гнейсовый вал вдоль зоны сочленения древнего континентального блока с офиолитами палеоокеанического бассейна (Баян-Хонгорская зона).

Рассматриваемый район расположен на южных склонах Хангайского хребта. В тектоническом плане он включает различные структурно-формационные зоны, характеризующие область перехода от древнего континента (Байдарикийский блок юго-восточной части Тувино-Монгольского массива) к венд-раннепалеозойскому палеоокеану (каледонида Центральной Монголии).

Метаморфические образования и связанные с ними гранитоиды (рисунок) распространены вдоль северо-восточного края палеоконтинента (Байдарикийский блок [6]), состоящего из дорифейского полиметаморфического фундамента (Бумбугерский массив) и рифейско-кембрийского терригенно-карбонатного чехла. Метаморфические породы и гранитоиды слагают полосу северо-западного простираения, параллельную простираению палеоокеанической (офиолитовой) Баян-Хонгорской зоны, и образовались по отложениям осадочного чехла континентального массива. На северо-востоке метаморфические породы по разломам граничат либо непосредственно с офиолитами, либо с залегающими в узких тектонических клиньях между офиолитовым и метаморфическим комплексами отложениями карбона, девона и слабометаморфизованными (хлоритовая субфация) отложениями рифейско-кембрийского чехла Бумбугерского массива. Южнее полосы распространения метаморфических пород залегают отложения чехла Бумбугерского массива, которые повсеместно изменены в хлоритовой субфации метаморфизма.

Ранее было установлено, что степень метаморфизма пород чехла в целом увеличивается в северо-восточном направлении к полю распространения гранитных интрузий, в связи с чем структура метаморфических образований и связанных с ними гранитоидов определялась как гранито-гнейсовый вал, а в генетическом смысле – как купольная часть гранито-гнейсового диапира. Некоторые исследователи считали, что метаморфизм имеет контактовую природу и обусловлен непосредственным воздействием гранитного массива [5].

Полевые исследования 1991 г. позволили уточнить внутреннюю структуру метаморфического комплекса, характер метаморфизма и специфику

метаморфических минеральных парагенезисов, структурное положение гранитоидов, а также схематично наметить последовательность структурных и метаморфических преобразований пород этого комплекса и возможные причины его образования.

СТРОЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

В строении комплекса выделяются две части: сланцевая и кристаллосланцевая. Сланцевая часть, первичные породы которой легко диагностируются по относительно слабой степени метаморфизма, определенно образовались по нижне-среднерифейским терригенно-карбонатным отложениям чехла Бумбугерского массива. В сланцы преобразованы породы средних и верхних частей разреза – толщи флишоидных отложений с прослоями карбонатов. Что касается кристаллических сланцев, то, исходя из метаморфических минеральных парагенезисов и высокого содержания окиси глинозема в породах, можно предполагать их первично пелитовый состав. Учитывая вещественную однородность строения толщи кристаллических сланцев и отсутствие среди них прослоев карбонатных пород, можно также полагать, что они образовались по глинистым отложениям “черносланцевой” углеродистой толщи более низких частей разреза осадочного чехла. По-видимому, сланцевая и кристаллосланцевая части метаморфического комплекса слагали единый зональный комплекс, степень метаморфизма в котором увеличивалась не только по направлению к полю развития гранитоидов, но и вниз по стратиграфическому разрезу осадочного чехла Бумбугерского массива, а область проявления метаморфических процессов была локализована вдоль его северо-восточной окраины, сопряженной со структурами палеоокеанического бассейна. В современной структуре сланцевая и кристаллосланцевая части комплекса имеют между собой тектонические контакты, маркируемые зонами бластокатаклаза и бластомилонитизации. Однако, поскольку в сланцевой и кристаллосланцевой частях в отдельных местах присутствуют близкие метаморфические

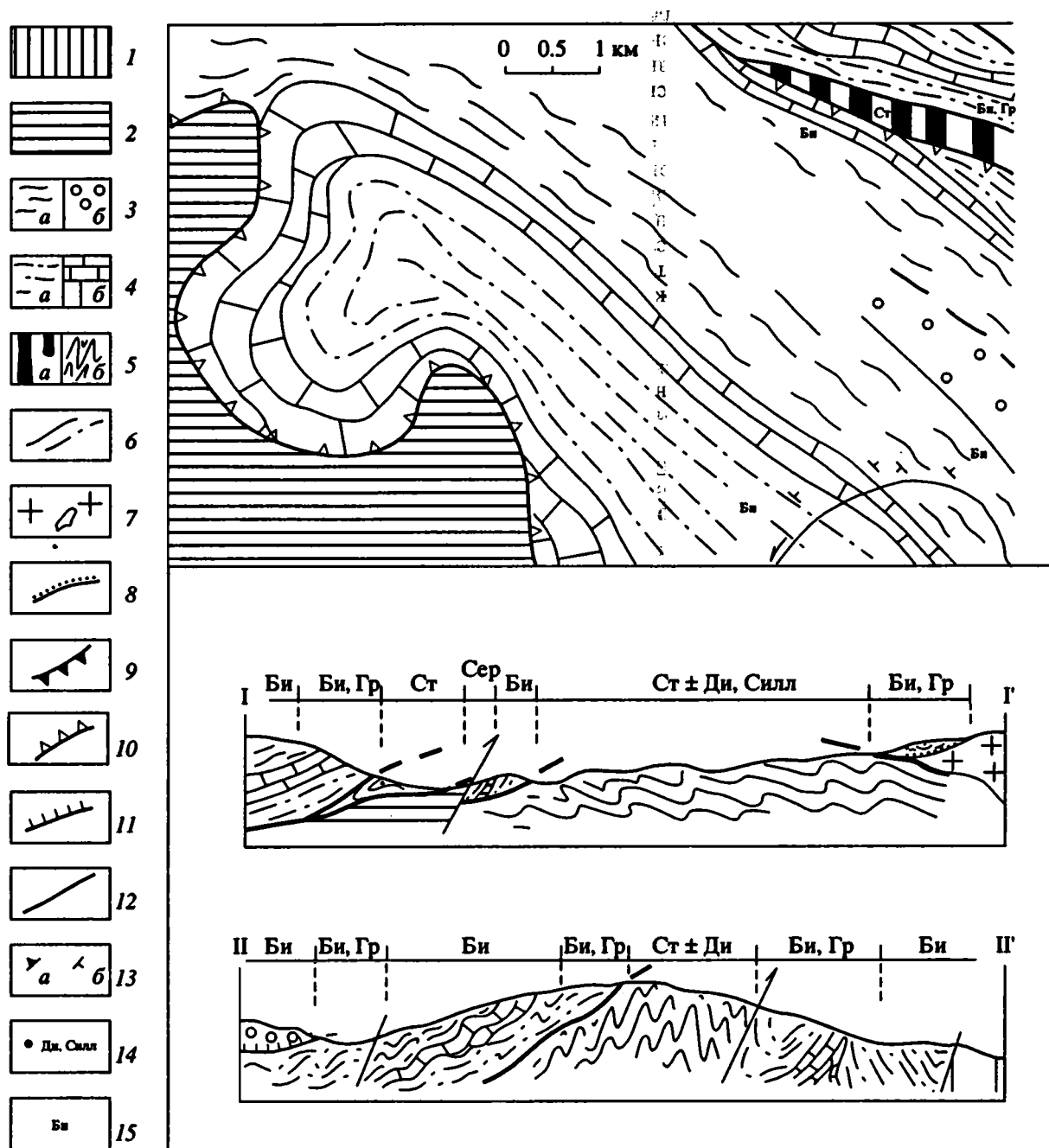
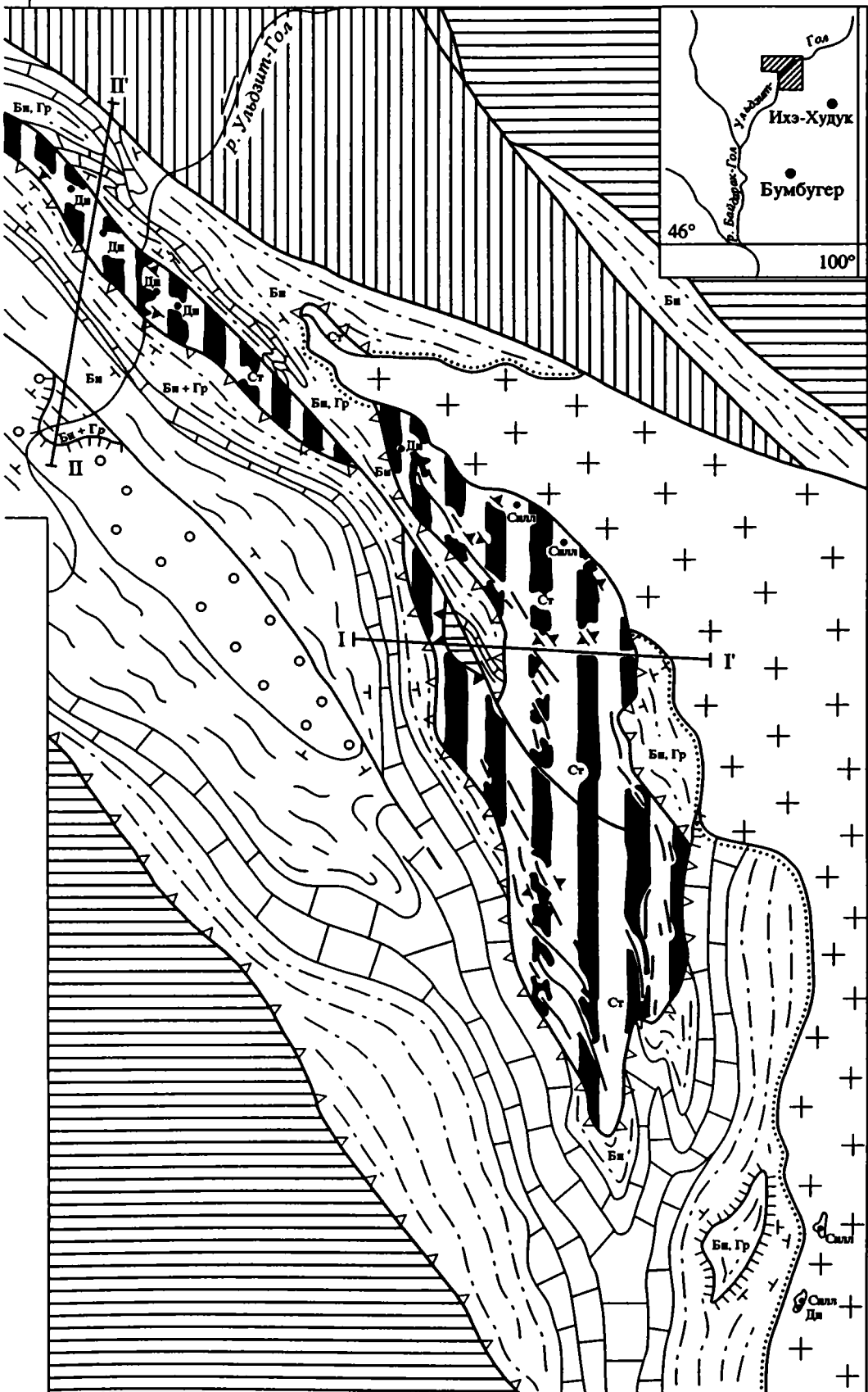


Схема строения метаморфических образований бассейна р. Ульдзит-Гол.

1 – неметаморфизованные образования девона и карбона; 2 – слабометаморфизованные рифейско-кембрийские отложения чехла Бумбургерского массива; 3 – 6 – метаморфизованные образования чехла: 3, 4 – верхний сланцевый покров: 3 – флишиодные отложения (а) с пачкой песчаников в верхах разреза (б), 4 – флишиодные отложения (а) с прослоями карбонатных пород (б); 5, 6 – нижний кристаллосланцевый покров: 5 – кристаллические сланцы по пелитам (а), они же на профиле (б), 6 – силлы амфиболитов по габбро; 7 – граниты и ксенолиты в них; 8 – контакт в кровле гранитов; 9 – 12 – разрывные нарушения: 9 – 11 – тектонические контакты каледонского возраста: 9 – в основании нижнего и 10 – верхнего покровов, 11 – пластин в составе верхнего покрова; 12 – герцинского возраста: сдвиги и взбросо-надвиги; 13 – элементы залегания сланцеватости (а) и слоистости (б); 14 – места находок дистена (Ди) и силлиманиита (Силл); 15 – поля распространения индекс-минералов метаморфического комплекса: Би – биотит, Гр – гранат, Ст – ставролит, Ди – дистен, Силл – силлиманит, Сер – серицит в филлитах автохтона (на профиле).

99°20'



46°15'

Окончание схемы.

минеральные ассоциации, а существенная разница заключается лишь в степени кристалличности пород (крупно- и гигантозернистые различия в кристаллосланцевой части), принадлежность их к первично единому зональному метаморфическому комплексу наиболее вероятно.

Кроме метапелитов и метакarbonатов, в составе метаморфического комплекса присутствуют габброиды толеитового состава, слагающие многочисленные силлы и дайки как в сланцевой, так и в кристаллосланцевой частях комплекса. Они в различной степени метаморфизованы от метагаббро и актинолитовых сланцев в сланцевой части комплекса до крупнозернистых амфиболитов и гранатовых амфиболитов в кристаллосланцевой части. Помимо габбро, среди пород комплекса обнаружены ультрамафиты, представленные тремолитовыми сланцами по серпентинитам и ортопироксенитам. Структурное положение и форма тел ультраосновных пород не установлены, но пространственно они ассоциируются с многочисленными силлами метагаббро, залегающих у северо-западного окончания гранитного массива.

Структура метаморфического комплекса определяется сочетанием разновозрастных структурных форм. В современном виде, в соответствии с наиболее ярко выраженными и широко распространенными структурными формами, она может быть названа покровно-складчатой и чешуйчато-надвиговой. Наиболее молодая чешуйчато-надвиговая структура образовалась в позднегерцинский этап и характеризуется широким развитием разрывных нарушений северо-западного простирания – сдвигов и взбросо-надвигов с северо-восточной вергентностью. В результате герцинских тектонических движений метаморфические образования (наряду со всеми остальными вещественными комплексами района, включая отложения карбона) оказались расчлененными на систему тектонических клиньев, а также взброшены или круто надвинуты на каменноугольные и более древние отложения или непосредственно на офиолитовый комплекс.

Наиболее древняя картируемая структура, причем непосредственно связанная с образованием метаморфического комплекса, определяется как покровно-складчатая. Структурные формы этого этапа выражены серией полого смятых тектонических пластин, внутренняя структура которых характеризуется системой асимметричных складок с юго-западной вергентностью и малоамплитудных надвигов. Эти структурные формы развиты как в породах метаморфического комплекса, так и в слабометаморфизованных породах рифейско-кембрийского осадочного чехла.

В строении метаморфического комплекса выделены два крупных тектонических элемента древнего этапа структурообразования: нижняя пластина кристаллических сланцев и верхняя сланцевая пластина, находящиеся совместно с гранитоидами в покровном залегании.

Породы автохтона распространены в юго-западной части участка (рисунок), а также вскрыты в небольшом тектоническом окне в прирусловой части левого притока р. Ульдзит-Гол, где они представлены черными сланцами с кварцевыми сегрегациями. Наиболее вероятно, что это выход “черносланцевой” толщи или залегающей стратиграфически выше песчано-глинистой флишoidalной толщи осадочного разреза чехла массива. Структурно выше черных сланцев залегаёт пакет пластин. Нижняя тектоническая пластина сложена кристаллическими сланцами высоких ступеней метаморфизма. Внутренняя ее структура изучена недостаточно. В кристаллических сланцах помимо разнообразных, в том числе пологих, срывов, не поддающихся картированию, развиты асимметричные до опрокинутых складки с юго-западной вергентностью и амплитудой в десятки до первых сотен метров.

Нижняя и верхняя тектонические пластины совместно смяты в пологие складки. Кристаллические сланцы нижней пластины выполняют ядерную часть крупной антиформы северо-западного простирания. Верхняя пластина, сложенная сланцами по терригенным и карбонатным породам осадочного чехла, облекает антиформу, выполняя сопряженные складчатые структуры. К юго-западу от ядра антиформы верхняя пластина образует крупную синформу. В западных и юго-западных частях верхняя пластина залегаёт на слабометаморфизованных породах чехла (“черносланцевая” и другие толщи автохтона), восточнее и северо-восточнее она залегаёт на кристаллических сланцах нижней пластины, образует тектонические останцы в ядре антиформы, а также слагает провесы в кровле гранитоидного массива. Внутренняя структура верхней пластины представляется более сложной, чем это отражено на карте. Она состоит из серии маломощных пластин, сложенных литологически близкими толщами пород средних и верхних частей разреза чехла, что позволяет говорить о малоамплитудности их относительного перемещения. Два тектонических окна в пределах верхней пластины (покрова) закартированы в южной части района и в долине р. Ульдзит-Гол. Несомненно, что маломощные покровные пластины имеют более широкое развитие, так как их фрагменты наблюдаются в бортах глубоко врезанных долин рек Ульдзит-Гол и Байдарагин-Гол. Породы верхней пластины, а, точнее, серии пластин, смяты в складки различной амплитуды и различной вергентности. Складчатая структура, в целом, менее напряженная, складки более открытые, чем в нижней пластине, что подчеркивает структурную дисгармонию между нижней и верхней тектоническими пластинами.

ХАРАКТЕР МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТОИДЫ

Детального петрологического изучения метаморфического комплекса не проводилось, поэтому

авторы вынуждены ограничиться лишь наиболее общей его характеристикой.

В метаморфическом комплексе отмечается типичная для зональных дистен-силлиманитовых комплексов типа Барроу прогрессивная последовательность индекс-минералов. Здесь возможно выделение изоград биотита, граната, ставролита, кианита и силлиманита или, соответственно, полей метаморфических пород от биотитовой субфации зеленосланцевой фации до фации биотит-мусковитовых гнейсов по схеме С.П. Кориковского [3] либо от зеленосланцевой фации до гранат-биотит-дистеновой субфации фации дистеновых сланцев по схеме В.С. Соболева и др. [1]. Учитывая сложную тектонически расслоенную структуру метаморфического комплекса, целесообразно было бы рассмотреть метаморфические изменения в пределах отдельных пластин. Однако не полностью расшифрованная тонкая структура комплекса позволяет это сделать лишь в пределах выделенных крупных пластин (покровов).

В верхней сланцевой пластине в метапелитах и метапесчаниках присутствуют следующие минеральные парагенезисы: графитсодержащие Кв-Пл-Му¹, Кв-Пл-Би-Му, Кв-Пл-Би-Му-Ка, Кв-Пл-Би-Му-Хл сланцы, относящиеся к биотитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма; Кв-Пл-Би-Му-Гр, Кв-Пл-Му-Гр-Хл, Кв-Пл-Би-Му-Гр-Хл, Кв-Пл-Му-Гр сланцы, относящиеся к "зоне граната" или к низкотемпературной гранат-хлорит-мусковитовой субфации фации дистеновых сланцев. В двух местах встречены Кв-Пл-Би-Му-Хл-Ст сланцы, относящиеся к низам среднетемпературной ставролит-биотит-гранат-мусковитовой субфации фации дистеновых сланцев или к низам ставролитовой фации. В плане метаморфизм увеличивается от периферии к ядру антиформы и в этих же направлениях вскрываются все более нижние части разреза верхней пластины. В сланцах верхней пластины изредка встречаются мелкие порфиробласты андалузита. Наблюдения показывают, что порфиробластический андалузит является наиболее поздним образованием. Он наложен на кристаллизационную сланцеватость и на бластокатаклазиты, развитые вдоль тектонических контактов пластин. Его образование, скорее всего, не связано непосредственно с термальным воздействием гранитоидов, внедрявшихся после пика метаморфизма и тектонического расслоения комплекса, а связано с общим падением давления на регрессивной стадии метаморфизма.

Нижняя кристаллосланцевая пластина сложена крупно- до гигантозернистых породами, в которых ставролит достигает размеров 1.5 - 2.5 см, гранат - 3 - 4 см в поперечнике, кианит - 5 - 7 см по длинной оси. В нижней пластине присутствуют породы следующих минеральных парагенезисов:

Кв-Пл-Би-Му-Гр-Ст, Кв-Пл-Би-Му-Ст сланцы, относящиеся к ставролитовой фации или к среднетемпературной ставролит-биотит-гранат-мусковитовой субфации фации дистеновых сланцев; Кв-Пл-Би-Му-Ст-Силл сланцы, относящиеся к силлиманит-биотит-ставролитовой субфации ставролитовой фации; Кв-Му-Ди, Кв-Пл-Би-Му-Ди, Кв-Пл-Би-Му-Ди-Силл сланцы, относящиеся к фации биотит-мусковитовых гнейсов или к высокотемпературной гранат-биотит-дистеновой субфации фации дистеновых сланцев.

Отдельные минеральные парагенезисы в породах нижней пластины позволяют приблизительно оценить максимальные *P-T* условия метаморфизма. Так, область сосуществования силлиманита со ставролитом ограничена полем $T = 500 - 600^{\circ}\text{C}$ и $P = 5 - 5.5$ кбар (по схеме С.П. Кориковского). Для пород фации биотит-мусковитовых гнейсов при устойчивости дистена и силлиманита давление составляло 5.5 - 6.5 кбар при $T = 580 - 630^{\circ}\text{C}$, а при устойчивости только дистена давление превышало 6.5 кбар.

Основная часть пород нижней пластины метаморфизована в ставролитовой фации. Силлиманит, представленный фибролитом, встречен вблизи гранитоидной интрузии и в ксенолитах сланцев среди гранитов. Часто он развивается за счет дистена. Находки дистена приурочены к узкой полосе в центре ядерной части антиформы и вблизи северо-западного края гранитного массива.

В породах нижней пластины изредка присутствует андалузит. Он образует каймы вокруг ставролита, а также встречается в диафорированных бластокатаклазитах и бластомилонитах по кристаллическим сланцам. В последнем случае он представлен слабоизмененными порфиробластами среди раздробленных и растащенных по вторичному кливажу биотита, граната, ставролита и ассоциируется со вторичными (посттектоническими) биотитом и мусковитом.

Гранитоидный массив на данном участке представлен двуслюдяными, двуполевошпатовыми гранодиоритами и гранитами. Становление массива произошло после пика метаморфизма, так как гранитоиды прорывают метаморфические образования и содержат их ксенолиты. Отсутствие роговиковых ореолов во вмещающих породах, зон закалки или изменения зернистости в краевых частях массива позволяют утверждать, что температура внедрявшейся магмы была близка температуре вмещающих пород. Гранитоиды, по-видимому, являющиеся палингенными образованиями, незначительно перемещены из области магмогенерации, поскольку зоны мигматизации отсутствуют, но вблизи краевых частей массива в нижней пластине проходит изограда силлиманита. Представляет интерес структурное положение гранитоидов. Они образуют пластовое тело, залегающее между нижней и верхней тектоническими пластинами. Установлено, что кристаллические сланцы погружаются под гранитный массив,

¹ Кв - кварц, Пл - плагиоклаз, Му - мусковит, Би - биотит, Ка - карбонат, Хл - хлорит, Гр - гранат, Ст - ставролит, Ди - дистен, Силл - силлиманит.

тогда как породы верхнего сланцевого покрова перекрывают его краевые части и слагают кровлю. Таким образом, внедрение гранитной магмы происходило вдоль плоскостей тектонического отклонения в метаморфическом комплексе синхронно или чуть позже тектонических движений. Наличие такситовых текстур в гранитоидах также указывает на близость по времени проявления тектонических движений и внедрения магмы. Следовательно, существенного временного разрыва между метаморфизмом пород осадочного чехла Бумбугерского массива, тектоническими дислокациями в нем и гранитным магмообразованием с перемещением расплава вдоль тектонических отклонений не было. Все эти процессы являются различными формами проявления единого тектонического события.

ВЫВОДЫ

Изложенный выше материал позволяет наметить основную последовательность тектоно-метаморфических и магматических процессов, приведших к образованию гранитно-метаморфического комплекса, который (в структурно-морфологическом смысле) образовал гранито-гнейсовый вал.

На заключительных этапах формирования осадочного чехла Бумбугерского массива на его современной северо-восточной окраине происходило массовое внедрение силлов и даек габбро толлеитового состава (возможно, и ультрабазитов, структурное положение которых осталось невыясненным). Метаморфические процессы, локализовавшиеся в узкой полосе вдоль северо-восточной окраины массива, привели к формированию на глубине зонального метаморфического комплекса, включившего в себя различные части разреза осадочного чехла массива. В конце прогрессивного этапа метаморфизма, относящегося к дистен-силлиманитовому типу, произошло тектоническое расслоение метаморфического комплекса на отдельные пластины, сопровождавшееся дифференцированным смещением одной пластины относительно другой и складчатыми деформациями. Вдоль тектонических плоскостей в метаморфическом комплексе возникли зоны бластокатаклаза и бластомилонитизации. Движения происходили со стороны Баян-Хонгорской офиолитовой зоны с северо-востока на юго-запад. На это указывают налегание глубинных тектонических покровов метаморфического комплекса на отложения чехла и сильная юго-западная вергентность складок в нижнем покрове, а также наличие фрагментов офиолитового покрова среди отложений чехла. Одновременно с тектоническими движениями из более глубинных областей зоны метаморфизма происходило поступление гранитного расплава, образовавшего пластовое тело вдоль плоскости тектонического расслоения в метаморфическом комплексе. Внедрение гранитоидов и тектоническое перемещение гранитно-метаморфического комплекса на

более высокие структурные уровни коры, произошедшее затем, проявилось в минеральных парагенезисах регрессивной стадии метаморфизма. Возраст гранитоидов, определенный К-Аг методом, дает значения не древнее 550 млн. лет [4]. По данным геологов бывшей ГДР, метаморфизм имеет возраст 530 - 540 млн. лет [5]. Эти значения отражают, видимо, окончание регрессивного этапа метаморфизма (анадалузит, вторичный мусковит, биотит) и стабилизацию перемещенного гранитно-метаморфического комплекса на более высоких структурных уровнях.

Вывод гранитно-метаморфического комплекса в область эрозии и седиментации произошел к ордовикскому времени. К юго-востоку от рассмотренного участка отложения ордовика с конгломератами в основании залегают на породах метаморфического комплекса, а восточнее – на гранитах, через слой дресвяника. Вывод комплекса к поверхности, возможно, был связан с общим воздыманием этого района и быстрой эрозией перекрывающих толщ, однако нельзя считать, что процессы диапиризма играли определяющую роль при образовании данной структуры. В генетическом смысле гранитно-метаморфический комплекс, морфологически выраженный гранито-гнейсовым валом, не является купольной частью гранито-гнейсового диапира, как он интерпретировался прежде.

Данные абсолютной геохронологии по возрасту гранитоидов и метаморфизма, а также стратиграфические данные о рифейско-раннекембрийском возрасте пород осадочного чехла Бумбугерского массива позволяют отнести образование гранитно-метаморфического комплекса к каледонскому тектоническому этапу.

Для выяснения возможных причин образования гранитно-метаморфического комплекса необходимо привлечение данных по тектономагматическим событиям в соседней с северо-востока офиолитовой Баян-Хонгорской зоне. Офиолиты этой зоны слагают антиформу и имеют специфическую последовательность (снизу вверх): расслоенные габброиды, комплекс параллельных силлов и даек, дунит-гарцбургитовый комплекс, пиллоу-базальты. Амфиболовое габбро расслоенного комплекса, содержащее глиноземистую высокобарическую роговую обманку, имеет раннекембрийский возраст – 569 ± 21 млн. лет (Sm/Nd метод) [2]. Это значение близко к возрасту метаморфизма пород осадочного чехла и возрасту гранитоидов. Таким образом, метаморфизм пород чехла приблизительно одновозрастен становлению габброидов и комагматичных им долеритов и диабазов дайкового комплекса и пиллоу-базальтов в соседней с Бумбугерским массивом Баян-Хонгорской зоне. Исходя из возрастной близости магматических и метаморфических событий в соседних зонах, можно предполагать, что метаморфизм пород чехла массива был обусловлен становлением офиолитов. Формирование офиолитов, сопровождавшееся

внедрением больших объемов высокотемпературных мантийных магматических расплавов, возможно, явилось причиной метаморфизма пород чехла, поскольку эти расплавы были не только носителями высокой температуры, но и источником повышенных давлений, возникавших при "завоевании" необходимого им пространства. Последнее обстоятельство могло привести к глубинному тектоническому сжатию метаморфического комплекса с перемещением его масс в юго-западном направлении в сторону от Баян-Хонгорской офиолитовой зоны. При таком варианте интерпретации метаморфический комплекс следует считать рифтогенным. На наличие рифтогенного этапа в развитии переходной зоны указывают также венд-раннекембрийские бимодальные вулканы (шараугольская свита), слагающие крутопадающие пластины непосредственно северо-восточнее офиолитовой зоны. Таким образом, становление офиолитов обусловило рифтогенез континентальной коры, одним из проявлений которого было образование гранитно-метаморфического комплекса.

С другой стороны, по имеющимся данным, непосредственно после становления офиолитов в раннем кембрии они подверглись тектоническому сжатию и зеленосланцевому метаморфизму низких и умеренных давлений ($T = 500^{\circ}\text{C}$, P – менее 6 кбар), возраст которого датируется концом раннего кембрия [2]. Надвигание офиолитов происходило на континентальную окраину, что фиксируется их присутствием в тектонических клиньях среди поля пород осадочного чехла Бумбугерского массива. Хотя в современной структуре они ограничены позднегерцинскими крутопадающими разломами северо-восточной vergentности, наиболее вероятно, что они представляют собой останцы эродированного офиолитового покрова (поверхностного). Исходя из этих данных, можно предположить иной вариант интерпретации генезиса гранитно-метаморфического комплекса. Обдукция офиолитов на окраину континентального массива на поверхностном и близких к нему уровнях обусловила площадной зеленосланцевый метаморфизм как толщ осадочного чехла (автохтона), так и самих офиолитов. Более же глубинные части разреза осадочного чехла и его фундамент оказались в области повышенных давлений и температур, что вызвало их метаморфическую перекристаллизацию, частичное плавление и тектони-

ческое выжимание по глубинным надвигам на более высокие структурные уровни в сторону от фронта поверхностного офиолитового покрова.

Возможен и синтетический вариант, по которому причиной рифтогенеза палеоконтинента и прогрессивного метаморфизма слагающих его пород явилось становление офиолитов, а причиной тектонических движений и перемещения гранитно-метаморфического комплекса на высокие структурные уровни коры явилась обдукция офиолитов на континентальную окраину. В пользу первого (рифтогенного) и последнего вариантов говорит тот факт, что прогрессивный этап метаморфизма происходил в условиях, когда рост метаморфических минералов опережал интенсивность тектонических движений, что выразилось в росте порфириобластов минералов и отсутствии структур типа "снежного кома", характерных для синкинематического метаморфизма. Широкое развитие последних следовало бы ожидать, если причиной метаморфизма считать обдукцию офиолитов на континентальную окраину.

К сожалению, сближенность во времени этапа становления офиолитов и их обдукции, а также недостаточность имеющихся данных не дают возможности однозначно определить генезис метаморфического комплекса и определить, с каким из процессов он имеет причинно-следственную связь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В. и др. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
2. Кебезинская П.К., Кебезинская К.В., Пухтель И.С. Sm/Nd возраст океанических офиолитов Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Докл. РАН. 1991. Т. 316. № 3. С. 718 - 721.
3. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
4. Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
5. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
6. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.

Рецензент: А.А. Моссаковский

Granite-Metamorphic Complexes in the Cover of Bumbuger Massif (Central Mongolia)

A. V. Rikhter, A. B. Dergunov, O. I. Luneva, A. V. Ryazantsev

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Composition of granite-metamorphic complexes in Central Mongolia, that form granite-gneiss rampart along the connection zone between old continental block and ophiolites of paleoceanic basin (Bayan-Khongor zone) is discussed.

УДК 551.24

“Трудно себе представить плодотворное развитие какой-нибудь науки, если совокупность понятий, которые эта наука рассматривает и излагает, не имеет строго научной терминологии” (Лотте Д.С. Как работать над терминологией [7, с. 5]).

“... строгий рецепт для обозначения ранга систематических групп дать невозможно. Но кроме формальных правил существуют и такие вещи, как простая очевидность и здравый смысл” (Кузин Б.С. Упадок систематики [6, с. 91]).

НУЖЕН ЛИ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОДЕКС?

© 1994 г. Л. И. Красный

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 04.02.93 г.

Обсуждается проблема возможного единообразия в использовании тектонической терминологии и номенклатуры, установления рациональных классификаций и таксономических подразделений. Выносится предложение о создании “Свода правил и рекомендаций”. Подчеркивается различие в базовых позициях стратиграфии и петрографии по сравнению с тектоникой – наукой, охватывающей более сложный комплекс процессов, что заставляет отказаться от создания тектонического кодекса.

Вынесенные в эпиграф высказывания известного лингвиста (Д.С. Лотте) и ученого-естественника (Б.С. Кузин), критически рассмотревшего проблему системного анализа в биологии, определяют отношение автора этой статьи к проблеме тектонической систематики, терминологии и номенклатуры.

В 1992 г. вышли из печати “Стратиграфический кодекс” [11] и “Петрографический кодекс” [9]. Не раз приходилось слышать, а не пора ли создать “Тектонический кодекс”. Для того чтобы ответить на этот вопрос, попытаемся сопоставить исходные позиции, на которых базируются эти кодексы и возможные основы “Свода правил и рекомендаций” по упорядочению тектонической терминологии и номенклатуры (таблица). Многие положения этих кодексов с известными изменениями и дополнениями могут быть использованы и в “Своде правил и рекомендаций”. Главная разница состоит в том, что в стратиграфии достаточно отработан “... биостратиграфический метод, базирующийся на эволюции органического мира с ее ясно выраженной необратимостью” [11, с. 26], в петрографии – апробирована “... система распределения множества горных пород ... на основании определения химико-минералогических и структурных принципов ...” [9, с. 22] (подчеркнуто мной – Л.К.). В тектонике таких определяющих критериев для построения кодекса с жесткими требованиями нет. Здесь нужен подход многомерный и значительно более сложный. Глубокий смысл законодательных актов, сконцентрированных в кодексах, за-

ключается в регламентировании задач, стоящих перед соответствующей наукой. Из известных определений стратиграфии и петрографии следует, что эти ветви геологии занимаются изучением и систематикой геологических тел (слоев, массивов, пород и пр.), составляющих части земной коры. Общепринято считать, что тектоника – наука о структуре, движениях, деформациях и развитии не только коры, но и верхней мантии в связи с развитием Земли в целом. Если сюда добавить, что общей теории Земли не существует, а тектонисты монополюльно или в разных сочетаниях следуют концепции тектоники плит, тектонической расслоенности тектоносферы, геосинклинально-платформенной, блоковой и ринг-делимости, то создание тектонического кодекса преждевременно.

I

Уместно напомнить, что словари и справочники, созданные под руководством Ю.А. Косыгина и при участии В.А. Соловьева, Р.Ф. Черкасова и других, монографии О.А. Вотаха (1979, 1985 гг.), а также находящийся в издании словарь-справочник “Планета Земля – тектоника и глубинное строение”, помогут в осуществлении задач, которые может решать “Свод правил и рекомендаций”. Главное требование к его назначению и применению – достижение возможного единообразия в использовании тектонической терминологии и номенклатуры, установление наиболее рациональных непротиворечивых классификаций,

Исходные позиции для систематики, классификации и выделения таксономических единиц

Свод правил и рекомендаций в тектонике	Кодексы	
	Стратиграфический	Петрографический
1. Установление таксономических единиц разного ранга на основе совокупности знаний о строении и развитии тектоносферы и Земли в целом. 2. Выявление сверхглубинных, глубинных ("геосферных") и поверхностных неоднородностей. 3. Стремление к возможно полному и объективному использованию разных сторон современных тектонических концепций, учитывая: <ul style="list-style-type: none"> а) сочетание признаков: морфоструктурных (включая деформационные), вещественных, латерально- и вертикально-пространственной зональности, а также временного интервала соответствующих тектонических событий; б) количественные показатели тектонических структур (длина, ширина, глубина, общий объем, мощность и др.), а также геодинамические и геофизические характеристики. 	А. В докембрии Крупная этапность развития коры, а также смена комплексов остатков организмов и продуктов их жизнедеятельности. Б. В фанерозое Биостратиграфический метод, базирующийся на эволюции органического мира, позволяющий выделить ограниченное число типовых стратиграфических подразделений различного ранга.	1. Сочетание геологических, минералогических и химических характеристик, создающих многоступенчатую петрографическую систему. 2. Структурно-вещественные (существенно химико-минералогические) признаки, сводящие к конечному множеству все многообразие магматических и метаморфических пород и типов их природных ассоциаций.

обоснование таксономических подразделений на основе комплекса геологических, геофизических и геохимических признаков с учетом их значения для составления тектонических, геодинамических и других карт, а также для прогнозно-минералогических исследований. К этому основному требованию можно добавить задачи выяснения конкретных пространственно-временных соотношений тектонических подразделений.

Согласно разработкам автора [4], тектоническая систематика, принимая во внимание комплексность понятий, составляющих тектонику, должна учитывать: а) тектонические структуры, б) периодизацию и хронологию тектонических движений и в) обусловленные ими тектонические обстановки (режимы). Тектонические структуры, являющиеся базовыми понятиями, – это обособленные участки тектоносферы (или коры), отличающиеся от смежных участков определенным сочетанием состава и условий залегания слагающих их пород. Это давнее определение В.Е. Хаина сохраняет значение и сейчас.

Ниже приводятся немногие основные положения, которые после обсуждения могут войти в "Свод правил и рекомендаций". К ним относятся: обоснование тектонотипа, выделение групп естественных тектонических подразделений, соотношение понятия, термина и номенклатуры, требования к обеспечению права приоритета, а также правил варьитета и установления нового термина.

II

Проблема упорядочения понятийной базы тектоники и соответственно терминологии и номенклатуры тесно связана с установлением тектоноти-

пов определенных структурных (структурно-формационных) подразделений. Тектонотип служит эталоном для последующего сравнения с аналогичным подразделением в другом регионе. Его выбор и строгое описание, предусмотренное в "Своде правил и рекомендаций", значительно улучшит единообразие в применении тектонической терминологии. Требования к выделению стратотипов и петротипов внимательно рассматриваются упомянутыми выше кодексами. Несомненно, что обоснование тектонотипа значительно сложнее. В стратиграфии для выделения стратотипа изучается конкретный стратиграфический разрез, в петрографии – конкретный вулканический, плутонический или метаморфический комплекс.

Тектонические структуры имеют, как правило, значительные размеры и во многих случаях сложные глубинные связи. В тектонике достаточно четко установлено, что тектонические структуры – это разной сложности "геологические конструкции", которые можно измерить, определить их геофизические параметры, увязать с тектоническими движениями, а также выявить последовательность событий, сформировавших эти структуры. Тектонические подразделения составляют главные элементы тектонических карт. Отсюда выявляется возможность устанавливать систематические признаки применительно к трем естественным группам тектонических подразделений: 1) глобальной, 2) региональной, 3) локальной.

Развитие взглядов на принципы группировки тектонических подразделений во взаимосвязанные и взаимоподчиненные таксономические категории: типы, классы, семейства, роды, виды – находятся в стадии становления. Пожалуй, системный подход наиболее четко выражен в

легендах тектонических и геодинамических карт. В ряде работ В.И. Драгунова и возглавляемого им коллектива [3] предложены схемы и таблицы, характеризующие тектонические объекты в иерархическом и систематическом отношениях.

Попытка наметить таксономию орогенных поясов, основанная на плейттектонических построениях принадлежит А. Шенгёру [14]. В ней классы определяются по роду границ плит, порядки – по преобладанию процессов конвергенции, семейства – по симметрии и природе дуг, роды – по особенностям тектонических объектов, включенных в орогены и обладающих симметрией орогенической полярности, виды – по природе дуг, желобов и механизму субдукции.

В классификации синеклиз древних платформ Р.Г. Гарецкий и М.А. Нагорный [2] выделяют типы: перикратонные, интеркратонные, а также классы по связи с авлакогенами и виды, в зависимости от осадочного и осадочно-вулканогенного выполнения.

Системный подход к таксономии тектонических подразделений можно найти в работах Ю.А. Косыгина, М.В. Муратова, В.Е. Хаина и А.Е. Михайлова [13], Ю.М. Пушаровского и др. [10], В.И. Павлинова и А.К. Соколовского [8], автора [5], В.А. Соловьева и др. В самом общем виде как крупнейшие надтипы (супертипы) структур Земли могут рассматриваться континенты, транзитали и океаны. Далее различаются типы раннедокембрийских, рифей-фанерозойских и неозойских структур. Затем в них вычленяются соответствующие семейства, роды и виды тектонических структур. В современной тектонике еще только разрабатывается единая теория Земли. Пока, как указывалось выше, преобладает гетерогенный системный подход, учитывающий достижения разных тектонических теорий и концепций. Поэтому целесообразно в общей систематике различать соответствующие группы понятий и терминов [5].

III

В “Своде правил и рекомендаций” должно быть разобрано соотношение понятий, терминологии и номенклатуры. Согласно М.Г. Бергеру и Н.Б. Васюковичу (1974 г.), даются такие определения: термин – служит для обозначения научного подхода и выполняет функцию наименования по отношению к отраженному в этом понятии объекту (срединный массив, молодая платформа и др.). Сочетание термина и условного обозначения (собственного имени, отдельных букв и цифр и пр.), выполняющее функцию наименования (Донецкий авлакоген) по отношению к отраженному в этом понятии объекту, принадлежит номенклатуре. Автор [4] стремился показать, что имеются термины **абстрагированные** (геосинклиналь, платформа, краевой прогиб, вулканогенный пояс и пр.) и их конкрет-

ные реализации с географическим наименованием (Сибирская платформа, Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, Зайсанская геосинклиналь, Курильский глубоководный желоб, чилийский и марьянский типы субдукции др.) У стратиграфов к номенклатуре относят названия стратиграфических подразделений – пермская система, визейский ярус, джолонская свита. У петрографов рекомендуется различать группы терминов (например, ультраосновная и др.), номенклатуру (например, гранит, коматиит и др.) и петрографическое наименование магматического или метаморфического комплекса, которое комбинируется с присвоением ему географического названия (например, базальтовый комплекс Буреинского массива).

Следует всемерно поддержать составление словарей-справочников по региональной тектонической терминологии. В 1978 г. такая работа была проделана по территории Белоруссии и Прибалтики [12].

IV

Возможный “Свод правил и рекомендаций” принесет пользу, если в нем будет обеспечен единый подход в применении тектонических терминов и наименований таксонов как в теоретических, так и в практических исследованиях, включая составление соответствующих карт и схем. К нему не должны применяться жесткие требования, как это принято в кодексах, представляющих систематизированный законодательный акт. Необходимо и достаточно ограничиться рекомендациями. Последние будут содействовать улучшению и уточнению тектонической классификации, терминологии и номенклатуры. Это позволит избежать дублирования терминов с разным содержанием. Автор показал [4], как изменялось первоначальное смысловое значение термина “парагеосинклиналь”. В словаре-справочнике [12] есть много примеров применения разной номенклатуры для обозначения одних и тех же объектов (Белорусская антеклиза, Белорусский выступ, Белорусский или Белорусско-Литовский массив). Более современный пример развития понятия и соответствующего ему термина дают **террейны**. В 1978 г. Х.К. Берг, Д.Л. Джонс и П.Д. Коней выделили “тектоно-стратиграфические террейны” на юго-востоке Азии. Позднее “подозрительные земли” – “*suspect terranes*” – в Кордильерах. Вскоре появились **вариететы**: аккреционные, литотектонические и аллохтонные террейны. На Аравийском щите (Д.Б. Штосер, В.Е. Камп, 1985 г.) ставится знак равенства между террейнами и микроплитами. Дискриптивная основа этого понятия означает ограниченное разломами или другими тектоническими швами геологическое тело (блок), характеризующееся историей, отличающейся от смежных блоков. Часть геологов понимают под террейном блоки-мигранты,

перемещенные на сотни и даже тысячи километров и приставшие (присоединившиеся) к отдаленному континенту. Следует стремиться, чтобы углубленное представление о первоначально предложенном термине в связи с более развернутыми комплексными исследованиями не искажало первоначального авторского толкования.

Отсюда необходимость привлечь внимание к “вариететам”, происходящим от ранее предложенного термина. В тектонике такое разветвление первоначального термина, установление его разновидности, связанных с открытием новых свойств в конкретных геологических условиях, обычно. Соблюдение типовых особенностей исходного понятия назовем правилом вариетета. Вспомним о многих десятках не всегда оправданных вариететов от терминов геосинклиналь, рифт и других.

Так, обосновав термин “авлакоген” (1960 г.), Н.С. Шатский одновременно установил два его вариетета: а) простой, б) сложный – предупредив, что любители дальнейшей классификации легко найдутся. Действительно, вскоре А.А. Богданов предложил еще несколько вариететов: авлакогены ранние, поздние, сквозные и поперечные. Другой, более современный, пример – разделение океанов на мегаокеаны, макроокеаны и микроокеаны (Ю.М. Пушаровский, 1985 г.).

V

Ответственно следует подходить к введению нового термина. На это можно решаться, когда строго проверено, что не нарушается ни право приоритета, ни правило вариетета. Подчеркнем, что автором выделенного тектонического подразделения является тот, кто впервые его предложил и надежно обосновал, а также опубликовал его название и содержание. Известный лингвист Д.С. Лотте указывает, что термин – словесное обозначение понятия, точно определенное и пригодное к применению в науке, и призывает выбирать признаки, необходимые и достаточные для этого. Полезно упомянуть, что в римской мифологии термин (*terminus*) – божество границ, межевых знаков. Обращаясь к тектоническим структурам, в общем случае требуется четко формулировать: 1) принципиальное содержание понятия, связывающегося с новым термином; 2) отличительные черты от сходных тектонических подразделений, давая описание тектонотипа. В необходимых случаях указать: а) морфологические особенности; б) количественные характеристики (пространственные границы, размеры, площадь, объем и пр.); в) временные интервалы геологического времени (включая, по возможности, и вычисленные с помощью радиометрических методов); г) геодинамические, геофизические и геохимические характеристики и возможные глубинные связи; д) литогенетические, петрографические и минерагенические черты; е) историко-геологические и генетические условия формирова-

ния. Далее, по возможности, привести примеры из разных регионов. Рекомендуются во всех необходимых случаях сопровождать описание графикой.

Если тектоническому подразделению (глобальному, региональному, локальному) присваивается географическое название, то особенно тщательно выбирается “родительское” слово (от наименования хребта, горы, реки, острова и пр.). Многие полезные рекомендации в этом направлении можно найти в “Стратиграфическом кодексе” [11] и “Петрографическом кодексе” [9].

VI

Упорядочение тектонической систематики, различных классификаций выдвигает и проблему формализации и унификации применяемой лексики. Требуется унификация ранга таксонов тектонических подразделений и выработка правил однозначной формы представления терминов как абстрагированных, так и индивидуальных наименований с географической привязкой. Это позволит, учитывая развитие компьютерной технологии, создавать банки тектонических данных по глобальным, региональным и локальным подразделениям.

Роль тектоники в цикле наук о Земле весьма велика. По сути, это базовая наука, создающая основу для геолого-структурного и минерагенического районирования различных по размерам и значению сегментов планеты. Предложенные выше для обсуждения принципы для разумной регламентации и упорядочения тектонических подразделений могут послужить лишь ориентиром для усовершенствования понятий, рассматриваемых тектоникой. Необходимо и достаточно, после предварительной дискуссии, составить не “Тектонический кодекс”, а “Свод правил и рекомендаций по тектонической систематике, терминологии и номенклатуре”.

Автор признателен Ю.Г. Леонову, А.И. Жамойде, Н.П. Михайлову и В.И. Драгунову за ряд ценных замечаний и дополнений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергер М.Г., Вассоевич Н.Б. Геологическая терминология (Материалы к методическим указаниям). М.: МГУ, 1974. 36 с.
2. Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А. Классификация синеклиз древних платформ // Геотектоника. 1987. № 2. С. 46 - 54.
3. Драгунов В.И., Амантов В.А., Ермолаев Б.А. и др. Принципы тектонического районирования и структурно-формационные ярусы территории СССР // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1985. Т. 313. С. 6 - 46.
4. Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1977. 175 с.

5. *Красный Л.И.* Проблемы тектонической систематики – новый взгляд // Сов. геология. 1992. № 2. С. 13 - 26.
6. *Кузин Б.С.* Упадок систематики // Природа. 1992. № 8. С. 91.
7. *Лотте Д.С.* Как работать над терминологией. М., 1968.
8. *Павлинов В.Н., Соколовский А.К.* Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. М.: Недра, 1990. 318 с.
9. Петрографический кодекс / Отв. ред. Михайлов Н.П. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1992. 152 с.
10. *Пуцаровский Ю.М., Трифонов В.Г.* Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
11. Стратиграфический кодекс / Отв. ред. Жамойда А.И. Изд. II. С.-Петербург: МСК, 1992. 120 с.
12. Тектоническая терминология Белоруссии и Прибалтики / Гл. ред. Гарецкий Р.Г. Минск: Наука и техника, 1979. 208 с.
13. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
14. *Sengör A.M.C.* Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Tetyan perspective // Tectonophysics. 1991. V. 187. № 1 - 3. P. 315 - 344.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

Do We Need a Tectonic Code?

L. I. Krasny

All-Russia Scientific Research Geological Institute, Sant-Petersburg

Discussed is an issue of possible uniformity in the uses of tectonic terminology and nomenclature, reasonable classifications or taxonomic units. The author discusses prospects for a code of rules and recommendations, underlining differences in basic positions of stratigraphy and petrography, in contrast to tectonics, a science of a more complex set of processes, which rules out a tectonic code.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

**Издательство "Наука" РАН
обращает ваше внимание на следующие книги:**

Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: "Наука – Геология". 1994. – 22,7 л. (о)

Книга охватывает широкий круг вопросов по теме на примере практически всех основных регионов России.

Памяти первых российских биогеохимиков. – М.: "Наука – Геология". 1994. – 15,7 л. (о)

Книга посвящена памяти В.А. Зильберминца, Б.К. Бруновского, А.М. Симорина, Л.С. Селиванова, А.А. Кирсанова – учеников и коллег В.И. Вернадского.

Стратиграфический словарь. Верхний докембрий (Северная Европа в границах бывшего СССР). – М.: "Наука – Геология". 1994. – 39,3 л. (п)

Описано около 1700 терминов, отвечающих опубликованным названиям стратиграфических подразделений.

*По всем вопросам приобретения книг просим обращаться
в Торговую фирму "Академкнига" РАН по адресу:*

*103624, ГСП, Москва, Б. Черкасский пер., 2/10
Тел. торгового отдела: 923-72-84*

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

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

Акустический журнал
Астрономический журнал
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии*
Высокомолекулярные соединения
Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

Acoustical Physics
Astronomy Reports
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources

Polymer Science
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Science,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Physical Chemistry, Physics Doklady

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал физической химии
Защита металлов
Известия АН. Физика атмосферы и океана*
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Кристаллография
Неорганические материалы
Океанология*
Оптика и спектроскопия
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение*
Стратиграфия. Геологическая
корреляция
Теоретические основы
химической технологии

Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Protection of Metals

Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Crystallography Reports
Inorganic Materials

Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical
Engineering

Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Физика Земли*
Физика плазмы
Физиология растений
Химия высоких энергий
Электрохимия
Ядерная физика

High Temperature
Thermal Engineering

Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Electrochemistry
Physics of Atomic Nuclei
*Glass Physics and Chemistry***
*Studies on Russian Economic Development***
*The Physics of Metals and Metallography***
*Laser Physics***
*Pattern Recognition and Image Analysis***

* В 1994 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

** В 1994 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой" только на английском языке.