

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



4

1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

№ 4, 1991

СОДЕРЖАНИЕ

Геотравере Китай — Филиппинское море — Тихий океан	3	рождения Светлое (Центральная Чукотка)	65
Кириллова Г. Л. Глубоководные желоба Филиппинского моря: строение и эволюция	19	Ситников Н. В., Кириллов В. Е., Алексеев В. С. Молибденовое оруденение восточной части Охотского массива	73
Стрельцов М. И. Сдвиговая тектоника и механические модели островных дуг	32	Горошко М. В. Основные черты тектоники и металлогении Улканского вулканогенного прогиба Алданского щита	78
Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Матвеевков В. В., Басов И. А. Новые данные о геологическом строении Филиппинского желоба	44	Симаков К. В. Время Земли	86
Шишицын Г. П. Особенности формирования морфоструктуры Пенжинского сегмента Таловско-Майнского поднятия и закономерности размещения россыпей (Корякское нагорье)	56	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Дудкинский Д. В., Козлов В. Д., Элиасс Ю. К., Китаев Н. А. Геохимические особенности гранитов и контактово-гидротермальных ореолов оловянно-вольфрамового месторождения Светлое (Центральная Чукотка)		Пуцин И. К., Коновалов Ю. И., Тарарин И. А., Злобин С. К., Фирсов А. П., Дарьин А. В., Балланс П. Ф. Новые данные о магматических породах тектонической системы дуга — желоб Кермадек	102
		Бормотов В. А., Горкуша С. В. Геолого-геофизический анализ сейсмичности восточной части Буреинского массива	108

CONTENTS

Geotraverse China — Philippine Sea — Pacific	3	Sitnikov N. V., Kirillov V. Ye., Alekseyev V. S.	
Kirillova G. L. Trenches of the Philippine Sea: structure and evolution	19	Molybdenum metallization of the Okhotsk massif eastern part	73
Streltsov M. I. Strike-slip tectonics and mechanical models of island arcs	32	Goroshko M. V. Main features of tectonics and metallogeny of the Ulkansky volcanogenic trough, Aldan shield	78
Skornyakova N. S., Murdmaa I. O., Matveenkov V. V., Basov I. A. New data on the geological structure of the Philippine trench	44	Simakov K. V. Time of the Earth	86
Shipitsyn G. P. Formation peculiarities of the Penzhinsky segment morphostructure, Talovsko-Mainsky uplift, and objective regularities of the placer distribution (Koryak upland)	56	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
Dudkinsky D. V., Kozlov V. D., Eliass Yu. K., Kitayev N. A. Geochemical peculiarities of granites and contact-hydrothermal aureoles of the Svetloye tin-tungsten deposit (Central Chukotka)	65	Pushchin I. K., Konovalov Yu. I., Tararin I. N., Zlobin S. K., Firsov A. P., Daryin A. V., Ballans P. F. New data on magmatic rocks of the arc — Kermadec trench tectonic system	102
		Bormotov V. A., Gorkusha S. V. Geological-geophysical analysis of seismicity of the Bureya massif eastern part	208

УДК 551.241(265.58)

ГЕОТРАВЕРС КИТАЙ — ФИЛИППИНСКОЕ МОРЕ — ТИХИЙ ОКЕАН *

Приведены результаты исследований, выполненных по международному проекту «Геотраверс» советскими, японскими и китайскими учеными. Геотраверс проходит через Северо-Китайскую равнину — Восточно-Китайское море — островную дугу Рюкю — Филиппинское море — Марианскую островную дугу — Восточно-Марианскую котловину Тихого океана. Задача проекта — построение геолого-геофизико-петрохимической модели тектоносферы, включая астеносферу, переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану.

ВВЕДЕНИЕ

Совместные геолого-геофизические исследования японских и советских ученых в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану были начаты еще в 1968 г. во время действия международного проекта «Верхняя мантия». После этого шесть раз — в городах Находка (1970 г.), Токио (1974 г.), Южно-Сахалинск (1976 г.), Ниигата (1982 г.), Хабаровск (1985 г.), Токио (1988 г.) проводились советско-японские симпозиумы по геофизике, организованные в рамках проекта «Верхняя мантия» и последовавшего за ним «Геодинамического проекта». На Третьем симпозиуме на Сахалине А. Г. Родников предложил осуществить конкретный совместный проект, который предполагал построение геолого-геофизических разрезов — глубинных сечений земной коры и верхней мантии (геотраверсов), проходящих через окраинные моря и островные дуги в западной части Тихого океана [3]. Построение таких геотраверсов стало значительным этапом

Проведена комплексная интерпретация результатов, полученных различными методами. Изучено строение земной коры и верхней мантии, вещественный состав и возраст пород, слагающих их, положение астеносферного слоя под окраинными морями переходной зоны, континентальными структурами Северного Китая и структурами Тихого океана, строение сейсмофокальных зон Рюкю и Марианской. Оценены глубинные температуры вдоль геотраверса. Результаты исследований суммированы в виде разрезов протяженностью 5500 км, построенных на глубину 100 и 600 км.

в выяснении роли глубинных структур и процессов в образовании той геологической картины, которая наблюдается сейчас на поверхности Земли. Первый геотраверс был построен через регион Японского моря [5, 45]. В 1983 г. в Таллине на сессии по международным геолого-геофизическим атласам Атлантического и Тихого океанов советские и японские ученые обсудили вопрос о работах по построению нового геотраверса через регион Филиппинского моря. Была создана исследовательская группа, куда вошли ученые различных научных направлений. Задача проекта — построение геолого-геофизико-петрохимического разреза тектоносферы, включая астеносферу, переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану. Работа проводилась на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных с целью изучения строения глубинных недр Земли, сравнения регионов с различными геодинамическими режимами, выявления глубинных причин геологических явлений [4].

На заседании рабочей группы по проекту «Геотраверс» в Хабаровске в октябре 1985 г. была рассмотрена программа работ по проекту, распределены обязанности между участниками. Был выбран профиль геотраверса (рис. 1), проходящий через Северо-Западную котловину Тихого океана, Марианский желоб, Марианскую островную дугу, котловины Филиппинского моря: Паресе-Вела и Западно-Филиппинскую, островную дугу Рюкю, впадину Окинава, Восточно-Китайское море, Северо-Китайскую равнину. Выбор направления связан с тем, что в этих регионах были проведены обширные геолого-геофизические работы в рамках многочисленных международных проектов и проведено бурение с научно-исследовательского судна

* Состав группы:

СССР — Родников А. Г., Бурикова И. А., Гайманов А. Г., Галушкин Ю. И., Ермаков Б. В., Кириллова Г. Л., Куличенко Н. В., Муравьев А. В., Перчук Л. Л., Рашидов В. А., Родкин М. В., Сваричевский А. С., Семенов В. Ю., Семенова Г. И., Смирнов Я. Б., Строев П. С., Сугробов В. М., Фролова Т. И., Яковлев И. А.

Япония — Иседзакэ Н., Сики Ц., Уэда С., Аоки Х., Индака Т., Исикава Я., Като Дж., Кимура М., Киносита Х., Мацуда Дж., Мизава Я., Накамура К., Немто К., Осада Х., Парк С. Х., Суэхиро К., Тамаки Я., Фуджимото Х., Хонкура Я., Яmano М.

Китай — Лю Годун, Ма Сяньян, Лю Гуандин, Сю Вэйлин, Лю Цзюин, Сю Цзе, Дшанг Чжуен, Лю Чангуан, Чжан Рухой, У Цзяньфан, Ли Жучэн, Чжан Ванься, Чен Гуйинг, Сонг Эхонгхе, Чжан Ямпю.

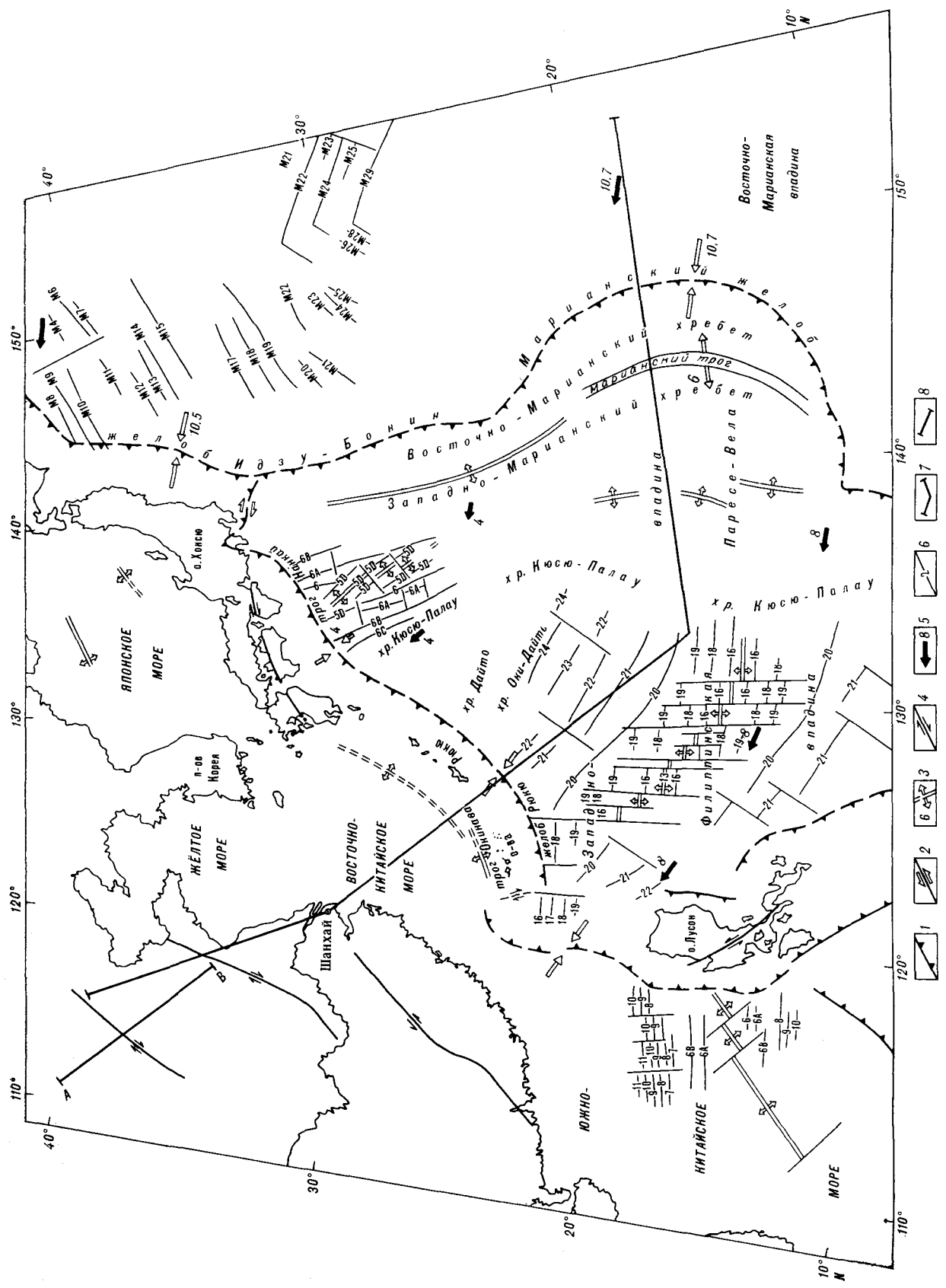


Рис. 1. Положение геотрансверса, Картографическая основа по [43].

1 — зоны субдукции, 2 — трансформные разломы, 3 — центры спрединга с указанием скорости относительного движения плит, см/год, 4 — слэги, 5 — абсолютные скорости движения плит, см/год, 6 — магнитные аномалии и их номера, 7 — положение геотрансверса, 8 — положение разреза АВ.

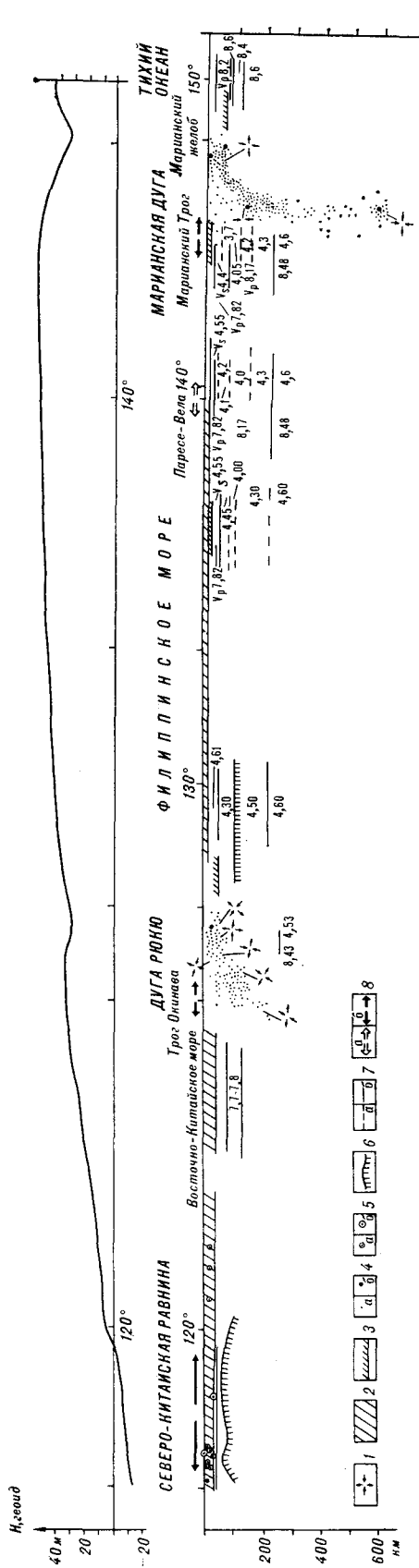


Рис. 2. Геотраверс на глубину 600 км.

1 — механизмы очагов землетрясений; 2 — земная кора, 3 — подошва упругой литосферы, 4 — очаги землетрясений (α — т_б < β; б — т_б > β), 5 — очаги землетрясений для Китая (α — M < 7, б — M > 7); 6 — кровля электропроводящего слоя, 7 — сейсмические границы, 8 — тектонические напряжения (α — древние, б — современные).

«Гломар Челленджер», что дает возможность построить наиболее полно глубинный разрез на максимальную глубину до 600 км. Кроме использования результатов предыдущих исследований, были проведены дополнительные работы. В 1986 г. специально по проекту «Геотраверс» вдоль геотраверса в Филиппинском море и в Тихом океане в районе Магеллановых гор был проведен рейс НИС «Вулканолог» [2]. В районе впадины Окинава и в Марианском трого были проведены японскими учеными совместно со специалистами из других стран подводные исследования по изучению рифтовых структур впадин, наиболее выдающимся результатом этих исследований было открытие сульфидных проявлений, аналогичных обнаруженным в срединно-океанических хребтах.

Китайские ученые, присоединившиеся к проекту в 1987 г., провели геолого-геофизические исследования на Северо-Китайской равнине, представляющей собой часть древней континентальной платформы, активизированной в кайнозойское время. Результаты исследований по проекту «Геотраверс» суммированы на двух разрезах масштаба 1 : 5 000 000. Первый, геофизический, разрез (рис. 2) построен на глубину 600 км, вертикальный масштаб одинаков с горизонтальным. По сейсмическим и электромагнитным данным показано строение верхней мантии, выделены фокальные зоны Рюкю и Марианская, проведена кривая геоида. Второй, геолого-геофизический, разрез (рис. 3) построен на глубину 100 км. Здесь отражено строение земной коры и верхней мантии на основе всей имеющейся геолого-геофизической информации, выделена астеносфера, определены глубинные температуры [44].

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

При построении модели земной коры были использованы разрезы сейсмического зондирования для Филиппинского моря [40], для Северо-Китайской равнины [35]. Они были дополнены моделями и разрезами отдельных регионов, как, например, модель строения Марианской островной дуги [28], схемы распространения рифтовых структур Филиппинского моря и их идентификация магнитным аномалиям [30], результаты исследований трого Окинава [34], и др. данными. Геологическое строение дано по результатам бурения с НИС «Гломар Челленджер» и данным драгирования во время рейсов советских и японских научно-исследовательских судов [1, 9, 52]. Для Китая были приняты в основном результаты исследований [37, 62]. Модель земной коры построена по [7]. Для построения модели верхней мантии использовались данные [10], показавшие очень тонкую литосферу в Филиппинском море. По-

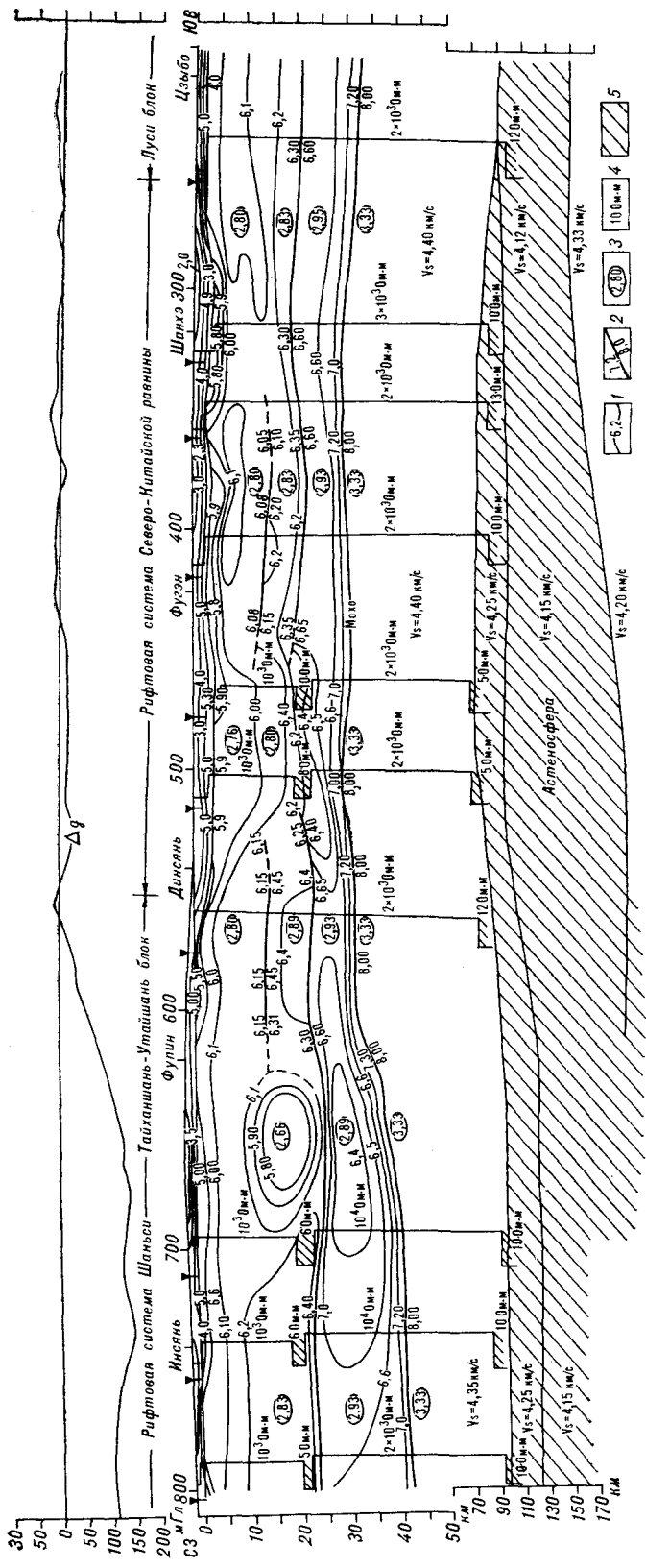


Рис. 4. Глубинный разрез через Северо-Китайскую равнину (положение профиля АВ на рис. 1).
 1 — изолинии скорости сейсмических волн; 2 — сейсмические границы; 3 — величина плотности пород; 4 — величина сопротивления; 5 — высокопроводящие слои.

следующие исследования уточнили эти результаты. Были построены скоростные разрезы верхней мантии для различных регионов Филиппинского моря [49, 53] и Китая [35]. Электромагнитные исследования в пределах геотранверса проведены на трех участках: континентальная часть разреза [36], Филиппинская котловина [25] и Марианская островная дуга [20]. Эти исследования дали возможность выделить в верхней мантии и земной коре слои повышенной проводимости на разных глубинах, связанные с тектоническим строением региона. Обычно электропроводящие слои расположены внутри слоя пониженных скоростей, выделенного по сейсмическим данным. При построении графиков гравиметрического поля использованы данные, суммированные в [21, 56], дополненные результатами последующих исследований и обобщений [54]. Для расчета глубинных температур использовались многочисленные данные, полученные в разные годы вдоль профиля геотранверса [2, 11, 35, 58].

ЗЕМНАЯ КОРА

На территории Китая геотранверс проходит через Северо-Китайскую равнину, составляющую часть Китайской платформы, крatonизация которой завершилась 1900—1700 млн лет назад [8, 37]. Средняя толщина коры Северо-Китайской равнины составляет около 35 км. На глубине 15—17 км в коре магнитотеллурическим зондированием выделяется высокопроводящий слой толщиной несколько километров (рис. 4). Эта древняя платформа в кайнозое испытала тектоническую активизацию. Несколько эпох растяжения привели к формированию внутрикратонных грабенов. Выделены три этапа магматической деятельности. Палеогеновые базальты представлены толеитами. Неогеновые щелочные оливиновые базальты близки по составу континентальным толеитам. Четвертичные эффузивы представлены пересыщенными щелочными базальтами [62]. Система грабенов, контролирующая базальты, выражена в глубинном строении сокращением мощности коры, высоким тепловым потоком и локализацией сейсмичности.

С омоложением возраста вулканиче-

Таблица 1

Условия образования различных типов базальта

Тип породы	<i>T</i>	<i>P</i> , кбар	<i>H</i> , км
Эоценовые толеиты	1250±50°	15	50
Неогеновые щелочные оливиновые базальты	1250±50°	15—20	70—80
Четвертичные пересыщенные щелочами базальты	1250±50°	20—30	100

ских пород наблюдается увеличение содержания K_2O , TiO_2 и P_2O_5 и уменьшение SiO_2 [15]. Увеличение содержания ($Na_2O + K_2O$) и K_2O со временем в магматических продуктах наблюдается как в толеитовых, так и в щелочных сериях. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в кайнозойских базальтах меняется от 0,7030 до 0,7048. Выявление *P*—*T*-условий образования магматических пород на основе методов геотермометрии и геобарометрии по составам сосуществующих пироксенов [15] свидетельствует о том, что каждый тип базальтовой магмы сформировался при постоянной температуре ($1250 \pm 50^\circ C$), но при различных давлениях: 20—30 кбар для пересыщенной щелочами базальтовой магмы, 15—20 кбар для щелочной базальтовой магмы и 15 кбар для толеитовой магмы (табл. 1).

В Филиппинском море наблюдаются, в основном, небольшие глубины поверхности Мохорвичича (10—12 км), характерные для типичной океанической коры. Сравнительная сейсмическая характеристика земной коры Филиппинского моря приведена в табл. 2.

Магматические породы Филиппинского моря представлены преимущественно толеитовыми базальтами.

Толеитовые базальты котловин Филиппинского моря образуют последовательный ряд пород от наиболее близких к *N*- и *T*-типу MORB (Западно-Филиппинская котловина, Паресе-Вела) до приближающихся к *E*-типу MORB (котловины Сикоку и Дайто). Кроме того, они образуют переходы к толеитовым базальтам островодужного типа (Марианский трог). Поскольку Марианский трог является самой молодой структурой, вероятно, что при раскрытии котловин Филиппинского моря базальты эволюционируют по составу от островодужных к океаническим типам.

Толеитовые базальты, близкие к *N*-MORB, тем не менее отличаются от них большей пористостью, свидетельствующей об их богатстве летучими компонентами, а также распределением малых элементов, которое сохраняет черты сходства с островодужными породами.

Для всех поднятий и хребтов Филиппинского моря характерны островодужные толеитовые и известково-щелочные серии пород. Особенностью последних являются незначительные объемы андезитов и более кислых пород.

Среди интрузивных пород Филиппинского региона выделяются два типа: глибинные базит-ультрабазитовые комплексы, которые совместно с ассоциирующими вулканическими породами отнесены к офиолитовым ассоциациям, и мало-глубинные (субвулканические) комплексы, сложенные базитами с подчиненными средними и кислыми породами, представляющие собою когенетичные вулканитам образования.

Как глубинные, так и малоглубинные породы встречены и в котловинах, и в пределах поднятий. Они различаются по вещественному составу так же, как и вулканиты этих структур. Офиолитовые комплексы котловин сходны

Таблица 2

Сравнительная характеристика средних значений сейсмических параметров для различных структур

Структура	Осадочно-вулканогенный слой		«Фундамент» (поверхность консолидированной коры)			Консолидированная кора		Толщина твердой коры, км	Граница Мохорвичича		
	Толщина, км	Скорость, км/с	Глубина, км	Граничная скорость, км/с	Количество измерений	Толщина, км	Скорость, км/с		Глубина, км	Граничная скорость, км/с	Количество измерений
Восточно-Китайское море	4,64	3,74	4,51	6,0	8	—	—	—	—	—	—
Прогиб Окинава	3,55	3,76	5,5	5,8	3	10,8	6,10	13,8	15,70	8,2	1
Желоб Рюкю	2,69	3,66	9,84	6,56	4	2,61	6,55	5,3	12,45	8,1	4
Островная дуга Рюкю	3,63	3,34	5,4	5,5	2	—	—	—	—	—	—
Филиппинская котловина	1,23	4,16	7,0	6,72	12	3,52	6,65	4,72	10,53	8,0	9
Хребет Кюсю-Палау	1,62	3,14	6,2	5,6	3	6,60	6,28	8,14	12,64	8,2	3
Котловина Паресе-Вела (запад)	1,94	4,18	6,8	6,38	7	3,8	6,5	5,83	10,67	8,3	7
Котловина Паресе-Вела (восток)	1,69	3,0	6,28	5,85	14	5,6	6,66	7,7	11,41	8,6	4
Западно-Марианский хребет	2,4	3,2	4,80	5,00	1	—	—	—	—	—	—
Марианский прогиб	1,79	3,3	5,64	5,85	19	3,53	5,94	5,24	9,25	7,9	11
Марианский хребет	2,68	3,2	5,83	4,88	6	5,3	6,20	8,63	12,1	8,4	1
Фронтальная часть Марианской дуги	2,10	3,30	5,63	5,33	8	3,2	6,1	4,6	8,11	8,1	1
Восточно-Марианская котловина	2,50	4,03	7,91	6,4	10	2,75	6,57	5,33	11,0	8,0	6

Средний химический состав пород дна Филиппинского моря, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	49,33	48,30	49,22	49,73	47,80	48,78	45,90	49,60	50,63	49,94	54,08	50,29	56,29	64,55	52,48	55,37	59,68	52,90	56,75	52,60	50,65	55,22
TiO ₂	0,98	2,34	1,25	1,40	1,55	3,98	3,87	1,44	0,90	1,29	1,19	0,69	0,66	0,85	0,81	1,01	1,05	0,41	0,32	1,12	0,81	0,87
Al ₂ O ₃	15,15	18,61	15,24	16,02	16,26	13,28	13,60	16,68	17,65	14,15	13,56	18,30	18,12	14,12	18,44	16,33	14,32	14,53	14,70	14,75	16,18	14,80
Fe ₂ O ₃	1,22	6,47	1,24	9,07	8,38	4,82	1,50	8,14	10,65	12,50	12,28	4,82	3,35	6,73	9,04	9,86	9,78	10,37	9,21	11,65	9,80	10,40
FeO	8,06	2,60	8,24	11,40	9,16	11,40	9,16					4,82	3,42									
Mn	0,16	0,22	0,15	0,15	0,15	0,20	0,24	0,13	0,16	0,23	0,17	0,17	0,15	0,12	0,14	0,15	0,18	0,11	0,12	0,08	0,12	0,14
Mg	8,81	2,29	7,90	6,64	7,64	5,97	6,33	7,98	4,85	5,05	4,43	4,24	2,18	0,80	3,22	3,10	2,21	8,29	6,25	5,21	5,16	4,08
CaO	12,30	6,36	11,97	12,04	8,39	9,45	11,22	11,32	9,18	8,74	8,22	10,12	8,45	5,21	10,36	8,65	5,83	8,34	9,69	6,34	9,63	7,38
Na ₂ O	2,44	3,73	2,69	2,67	3,60	2,90	3,05	2,66	2,70	2,94	2,53	2,12	3,27	2,41	2,49	2,72	3,46	2,58	2,54	4,51	3,36	3,55
K ₂ O	0,18	3,57	0,22	0,26	1,97	0,60	1,63	0,28	0,78	0,68	0,45	0,75	2,08	1,92	0,93	1,18	1,39	0,86	0,97	1,14	0,48	0,64
P ₂ O ₅	0,07	1,34	0,09	0,18	0,32	0,41	0,64	0,10	0,17	Н. о.	Н. о.	0,92	0,26	0,56	0,14	0,15	0,21	0,02	0,04	0,14	0,10	0,10
Ш. п. п.	Н. о.	3,67	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1,05	2,06	4,82	1,85	Н. о.	Н. о.	2,75	0,35	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1,81
II	12	3	7	113	5	8	9	59	15	71	31	6	4	1	8	14	5	3	2	2	8	5
Σ	98,63	99,56	98,21	99,16	96,06	99,49	99,20	99,85	99,52	95,52	96,91	99,99	100,49	97,27	98,05	98,52	98,11	98,41	100,59	97,04	99,40	100,09

Примечания. 1, 2 — базальты Западно-Филиппинской котловины (1 — толентовые, 2 — щелочные оливиновые); 3 — толентовые базальты котловины Паресе-Вела [31, 60]; 4, 5 — базальты котловины Сикоку (4 — толентовые, 5 — щелочные оливиновые) [38]; 6, 7 — базальты котловины Дамбо (6 — толентовые, 7 — щелочные оливиновые) [38, 61]; 8, 9 — Марианская котловина (трог) (8 — Центральная часть, скв. 454, 456, 9 — крайняя часть, скв. 453) [30, 61]; 10, 11 — базальты котловины Хребст, Марианская островная дуга (10 — андезитобазальты) [48]; 12—14 — Западно-Марианский хребст (12 — базальты, 13 — андезитобазальты, 14 — андезиты) [31]; 15—17 — Восточно-Марианский хребст, Марианская островная дуга (15 — базальты, 16 — андезитобазальты, 17 — андезиты) [19]; 18—22 — фронтальная часть Марианской островной дуги (18—20 — скв. 458; 18 — маршангиты, 19 — боингиты, 20 — базальты, 21 — базальты, 22 — андезитобазальты) [41—50].

с такими рифтовых зон океанов, отличаясь от офиолитовых комплексов желобов и оснований островных дуг большим количеством лерцолитов среди ультрабазитов и большими содержаниями алюминия и кальция в породообразующих минералах. Малоглубинные интрузивы отличаются от вулканических пород большей дифференцированностью по кремнезему. Средний химический состав пород дна Филиппинского моря сведен в табл. 3.

Прямые данные о магматических очагах в пределах геотраверса отсутствуют. Однако известно, что под окраинными морями наблюдаются подъем астеносферы и разуплотнение мантии, а также возрастание интенсивности теплового потока. На основании этого можно сделать некоторые выводы о распределении областей магмогенерации под окраинными морями. Верхняя граница ее, очевидно, достаточно высока. Так, под магматически активным Марианским трогом верхняя граница астеносферы проходит на глубине примерно 15—20 км, т. е. достигает нижних частей земной коры. При этом верхняя граница астеносферы закономерно понижается по мере удревления вулканизма, находясь под Филиппинской котловиной на глубине около 50—80 км.

Судя по глубинам генерации, распределению редких земель и малых элементов в наиболее магнезиальных базальтах, исходный для островных дуг мантийный субстрат представлен шпинелевыми или амфиболовыми (для толентовых) и гранатовыми (для щелочных магм) лерцолитами. Распределение разных типов базальтов во времени и пространстве предполагает наличие процесса магмообразования на разных глубинах. Поступление в земную кору мантийных магм, испытавших интенсивное фракционирование с обособлением лейкократовой его части, приводит к ее наращиванию и соответственно к скоплению меланократовых пород в верхах мантии и в нижней коре.

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ. АСТЕНОСФЕРА

При анализе строения верхней мантии использовались различные геофизические данные, показавшие толщину литосферы Филиппинской котловины 50—80 км, котловины Паресе-Вела — 30 км и Марианского трога — 20 км. Тихоокеанская плита в пределах геотраверса характеризуется обычными для стабильных океанических районов параметрами. На глубине около 80 км прослеживается слой с пониженными значениями сейсмических скоростей ($V_p = 8,4$ км/с) толщиной примерно 40 км [13]. Подошве литосферы соответствует температура 650—700 °С. Строение Марианской зоны Бень-оффа детально исследовано в работе [17], показавшей, что высокоскоростной слой, соответ-

Сравнение глубинных параметров структур вдоль геотраверса

Параметры	Тихий океан	Марианский трог	Паресе-Вела	Кюсю-Палау	Филиппинская котловина	Восточно-Китайское море	Северо-Китайская равнина
Возраст, млн лет	150	0—6	18—30	30—40	39—60		
Глубина до сейсмической астеносферы, км	63	40	30	60	60	70—80	80; 50
Глубина до подошвы упругой литосферы, км							
по жесткости литосферы	28—55	20	—	25	50	40	40
по зависимости от возраста и температуры	55	10—25 25—30	25—30	25—45	45—50		
Глубина источников магмы (км) и характерные температуры (°С)		(1300—1400)	—	—			100 (1050—1200)
Глубина высокопроводящего слоя, км	120	—	—	—	80—100		50—120
Средняя скорость волн на глубине 0—100 км, км/с	—	3,9	4,07	4,24	—		4,32
Средняя скорость на глубине от 100 до 200 км, км/с	—	4,24	4,18	4,27	—		

ствующий сейсмофокальной зоне, субвертикально продолжается до глубин, по меньшей мере, 1000 км. Из анализа механизмов очагов землетрясений следует, что для этой зоны не характерно развитие ориентированных поперек желоба сжимающих тектонических напряжений. Вероятно, сцепление между блоком островной дуги и Тихоокеанской плитой сравнительно слабее, чем, по-видимому, объясняется и относительно низкий уровень коровой сейсмичности островодужного блока. Иная картина наблюдается в области Рюкю, где значительная часть осей сжатия, выявленных по данным о фокальных механизмах, ориентирована поперек желоба, что указывает на развитие здесь сжимающих тектонических напряжений.

Для верхней мантии Марианского тылового бассейна характерны пониженные значения скоростей сейсмических волн [49]. Под Марианским трогом до глубины 70 км выделена сильно выраженная астеносфера с $V_s = 3,7$ км/с. Исследование сейсмического режима Марианского трого показало [29], что в зоне срединного происходит значительное число относительно слабых землетрясений, подавляющее большинство которых расположено в верхней части коры. Согласно оценкам (табл. 4), средняя мощность упругой литосферы трого составляет 15 км. По сейсмическим данным, кровля астеносферы расположена на глубине 20 км. Согласно расчетам теплового поля, температура 1200 °С достигается уже на глубине 10 км. Приведенные данные, хотя и существенно несогласующиеся между собой в количественном отношении, убедительно свидетельствуют о высоком уровне залегания астеносферы в области тылового бассейна, что и определяет современную магматическую деятельность региона.

Сейсмическое строение котловины Паресе-Вела исследовано методом поверхностных волн

в работах [49, 53]. Согласно этим работам, кровля астеносферы залегает на глубине около 30 км. Расчеты глубинных температур, проведенные японскими и советскими учеными, показали, что под рифтом Паресе-Вела изотерма 1200 °С соответствует глубине около 50 км, погружаясь к бортам котловины. В верхней мантии Филиппинской котловины слой пониженных скоростей расположен на глубине 50 км [53]. По данным наблюдений вариаций геомагнитного поля на глубине 80—100 км выделен слой высокой электропроводности с удельным сопротивлением примерно 2—10 Ом · м [26]. Однако надежность такой оценки невелика из-за отсутствия длиннопериодных вариаций поля.

Северо-Китайская равнина в отличие от типичных континентальных платформенных областей высокосейсмична и необычна по глубинному строению. Согласно [59], на глубине 50—70 км прослеживается зона с пониженными значениями скоростей сейсмических волн общей мощностью до 180 км. Глубинное сейсмическое зондирование, проведенное в северо-восточном Китае [55], дало возможность детализировать эти результаты и выделить несколько слоев пониженных скоростей в верхней мантии, положение которых показано на геотраверсе (см. рис. 3). Со слоем пониженных скоростей совпадает электропроводящий слой, выделенный магнитотеллурическим зондированием [36] (см. рис. 4). Вещественный состав верхней мантии можно примерно установить на основе изучения ксенолитов и пород, драгированных со дна окраинных морей. В пределах Восточного Китая выделены следующие типы ксенолитов [14]: 1) ксенолиты шпинелевых лерцолитов в лавах щелочных базальтов, 2) ксенолиты гранатовых лерцолитов в ультращелочных лавах, 3) эклогитовые ксенолиты.

Шпинелевые пердолиты могут представлять верхнюю часть мантии ниже поверхности Мохоровичича до глубины примерно 70 км. Гранатовые пердолиты, по-видимому, соответствуют более глубоким зонам верхней мантии, расположенным на глубинах 70—150 км. Эклогиты могут представлять локальные агрегаты в мантийных перидотитах. Возможно, они слагают низы континентальной коры и верхи мантии Китая. В Филиппинском море наиболее детально изученным является район рифта Паресе-Вела. Здесь в рифтовом ущелье вдоль профиля геотраверса были драгированы ультраосновные породы: дуниты, перидотиты, верлиты, серпентиниты и родингиты, дающие некоторые представления о строении верхов мантии и нижней части коры Филиппинского моря [9]. Геофизические данные о глубинном строении отдельных структур геотраверса сведены в табл. 4.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Гравиметрия. Гравитационное поле вдоль геотраверса характеризуется аномальностью, по-видимому, отражая структурные и плотностные неоднородности тектоносферы.

На основании совместной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрических данных построены плотностные модели тектоносферы вдоль геотраверса, рассчитаны их гравитационные эффекты и определены остаточные или мантийные аномалии. Анализ площадных геолого-геофизических данных и количественные расчеты по профилям позволили построить схематическую карту мощности литосферы исследованного региона.

В Филиппинском море амплитуды отрицательных остаточных мантийных аномалий достигают -200 мГал и более, а положительные достигают $+50$ мГал. Положительные остаточные мантийные аномалии удовлетворительно согласуются с гравитационным эффектом погружающейся вдоль сейсмофокальной зоны литосферной плиты мощностью около 80 км и избыточной плотностью до $+0,02$ г/см³. Отрицательная остаточная аномалия над впадиной Паресе-Вела удовлетворительно объясняется утонением литосферы до 30 км и увеличением мощности астеносферы до 80—100 км с одновременным разуплотнением ее на $-0,03 = -0,06$ г/см³. Наименее тонкая литосфера, мощностью до 20 км, и максимальной мощности астеносфера с минимальной плотностью выделяются в междугорном Марианском бассейне. По-видимому, активный бассейн, расположенный к западу от Марианского желоба, представляет собой область генерации молодой океанической коры и литосферы [6].

Вдоль геотраверса (см. рис. 2) проведена кривая геоида, построенная по альтиметрическим данным спутника ГЕОС-3 [27]. Вполне вероятно, что форма поверхности геоида так же, как и гравитационное поле и рельеф дна океана, в значительной степени отражает глубинные плотностные неоднородности. Намечается также соотношение высот геоида и возраста структур дна Филиппинского моря. Над активным Марианским трогом четвертичного возраста высоты геоида имеют максимальное значение. Впадины Сикоку (ранний — средний миоцен) и Паресе-Вела (ранний олигоцен — средний миоцен) отмечаются уже более низкими высотами геоида, а минимальные значения характерны для палеогеновой Филиппинской котловины (см. рис. 2).

Электромагнитное поле. Для геотраверса характерны линейные магнитные аномалии низкой интенсивности. Амплитуда аномалий обычно меньше 200 нТ. В Тихом океане распространены линейные аномалии более древние, чем аномалии времени М38 [23]. В котловине Паресе-Вела возраст магнитных аномалий определяется от № 5Д до № 10 [39]. Западно-Филиппинская впадина характеризуется северо-западным и западным простиранием линейных магнитных аномалий. Вероятно, что раскрытие котловины началось во время образования аномалии 25 и завершилось к аномалии 7А [51]. В трого Окинава проведена детальная магнитная съемка [42], установившая, что амплитуды аномалий очень малы (меньше 150 нТ), за исключением центральной части, где значения аномалий превышают 200 нТ. В районе не встречены линейные магнитные аномалии. В Восточно-Китайском море отрицательные аномалии характеризуются длинноволновыми вариациями с небольшой амплитудой, свидетельствующими о глубоком залегании магнитных пород и мощном слое осадков, перекрывающих их. Положительные аномалии характеризуются в основном, коротковолновыми вариациями, свидетельствующими о неглубоком залегании магнитоактивных пород. Простирание и амплитуда региональных магнитных аномалий на континентальной части геотраверса зависит от простирания структур и состава докембрийского кристаллического фундамента. Локальные магнитные аномалии связаны с развитием изверженных пород, широко распространенных в кайнозойской рифтовой зоне Северо-Китайской равнины.

Магнитотеллурические и магнитовариационные данные были использованы для построения геотраверса через Северо-Китайскую равнину [35, 36], северо-западную часть Филиппинского моря [26] и Марианской островной дуги [20].

В земной коре Северо-Китайской равнины

проводящий слой приурочен к средней части коры и расположен на глубине 20—25 км. Сопротивление в слое достигает 5—7 Ом·м. Обычно он связан с зоной пониженных значений сейсмических скоростей.

Под рифтовой системой Северного Китая проводящий слой в верхней мантии поднимается до глубины 72—65 км, в то время как по обеим сторонам рифтовой системы он погружается до 100 км. Локальный подъем проводящего слоя обнаруживается непосредственно под рифтовой системой Шанси. Очевидно, что кайнозойское рифтообразование в этих районах тесно связано с поднятием астеносферы.

В Филиппинской котловине высокопроводящий электрический слой выделен на глубине от 80 до 100 км с проводимостью 0,5 См/м [26]. Наблюдения за геомагнитными вариациями на дне трога Окинава привели к выделению в верхней мантии высокопроводящей зоны.

В районе Марианской островной дуги МТЗ было проведено на двух донных полигонах [20], один из которых расположен около скв. 454 в Марианском трогe, другой — около скв. 458 в преддуговой области.

В районе Марианского трогa, в котором предполагается расположение зоны спрединга, значение электропроводности на глубине от 40 до 60 км было очень мало — 0,0002 См/м, затем отмечается монотонный рост с глубиной до 1 См/м на глубине 700 км.

В преддуговой области поверхностный слой до глубины 10 км характеризуется очень высокими значениями электропроводности. Проводимость возрастает до 0,007—0,01 См/м на глубине от 10 до 60 км. Электропроводность низка, около 0,002 См/м, на глубине от 60 до 420 км. На глубине 420 км электропроводность возрастает до 0,04 См/м и остается такой почти без изменений в подстилающем слое, мощность которого около 300 км. Затем проводимость резко возрастает и достигает 1 См/м на глубине 800 км.

Геотермия. В пределах океанической части геотраверса геотермические исследования выполнены на Магеллановых подводных горах, сложенных позднемиоценовыми щелочными базальтами [4]. Из четырех измерений два (84 и 96 мВт/м²) выше, чем обычно наблюдаются в древних океанических бассейнах, а два других нормальные (47 и 48 мВт/м²). В глубоководной части желоба измерения отсутствуют, южнее зоны геотраверса имеется одно измерение на глубине свыше 10 000 м, составляющее 15 мВт/м². Наиболее высокие значения теплового потока установлены в Марианском трогe — активном междугловом центре спрединга [41, 57]. Детальные исследования проведены в районе подводных риолитовых куполов с воз-

растом 3 млн лет, расположенном в 50 км западнее центра спрединга [25], где наиболее высокие значения теплового потока превышают 2000 мВт/м².

Прямые наблюдения подводной гидротермальной активности были сделаны с помощью глубоководного НИС «ALVIN» в 1987 г. На оси трогa были обнаружены каналы разгрузки флюида с высокой температурой, достигающей 285 °С, и группы гидротермальных источников [16, 24]. В районе Марианских холмов обнаружены маленькие холмики высотой 1—2 м, ассоциирующиеся с высоким тепловым потоком и небольшими гидротермальными струями более низкотемпературного флюида [33]. Высокотемпературные гидротермальные системы на оси трогa и термальные источники, имеющие более низкую температуру и расположенные вблизи осевой зоны, свидетельствуют, что Марианский трог сходен с активными центрами спрединга срединно-океанических хребтов, но отличается составом субстрата.

В котловине Паресе-Вела средние значения теплового потока в западной части составляют 33 ± 21 мВт/м², а восточной части — 76 ± 21 мВт/м². Два наиболее высоких значения, полученные в рейсе НИС «Вулканолог» в 1986 г. — 146 и 180 мВт/м² — находятся в глубоких грабенообразных структурах палеорифтовой зоны Паресе-Вела. В Западно-Филиппинской котловине, являющейся наиболее древней структурой моря, среднее значение теплового потока составляет 62 ± 38 мВт/м² (с учетом значений, полученных вдоль Центрально-Филиппинского разлома). В пределах геотраверса имеются только три измерения теплового потока в желобе Рюкю, изменяющиеся от 18 до 81 мВт/м². Высокие значения теплового потока обнаружены в осевой зоне трогa Окинава с помощью многоканальной аппаратуры, что позволило детально изучить локальные аномалии теплового потока в осевой зоне [63, 64]. Средние значения теплового потока достигают здесь 600—700 мВт/м². В трогe Окинава обнаружены гидротермальные рудные залежи и открыты активные сульфидные жерла, а максимальная температура выходящих вод равна 320 °С [25]. Все это свидетельствует о сходстве зарождающегося трогa Окинава с Марианским трогом.

Значения теплового потока в континентальной части геотраверса (Северо-Китайская равнина) можно связать с геологической историей развития структур. Кайнозойские рифты с сильным вулканизмом имеют более высокие значения теплового потока. Они же характеризуются наиболее высоким уровнем залегания астеносферы.

На основании проведенных вычислений было построено современное распределение темпера-

тур в литосфере вдоль геотраверса (рис. 5), из которого видно, что чем древнее океаническая литосфера, тем глубже расположены одноименные изотермы.

Сопоставим теперь положение подошвы термической литосферы и кровли слоя пониженных скоростей, а также кровли слоя высокой проводимости. Если мы для простоты отождествим кровлю термической литосферы с глубиной залегания изотермы 1200 °С, то в Филиппинском море (по геотраверсу) она будет располагаться ниже кровли слоя пониженных скоростей и выше кровли слоя высокой проводимости (см. рис. 3). В частности, в Западно-Филиппинской котловине кровля слоя пониженных скоростей в пределах геотраверса залегает на глубине около 50 км [53], расчетная изотерма 1200 °С — на глубине около 65 км, а кровля слоя высокой проводимости на глубине 80—100 км [26]. В котловине Паресе-Вела кровля слоя пониженных скоростей залегает на глубине 30 км, а положение изотермы 1200 °С меняется от 45 до 65 км.

В современных центрах спрединга — трогах Марианском и Окинава — установлен очень высокий и резко изменчивый тепловой поток, свидетельствующий об интенсивной современной гидротермальной активности в этих структурах, связанной с молодыми неглубоко залегающими источниками магмы островодужного типа. Температура порядка 1200 °С (примерно температура плавления) в осевых частях современных трогов может достигаться уже на глубинах первых километров.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Кобальтсодержащие корки и марганцевые конкреции. Геологические и геофизические исследования кобальтообогащенных марганцевых корок (КООМК) проводились Токийским университетом в 1985—1987 гг. В целях выяснения происхождения КООМК в районе к югу от о. Маркус в квадрате 18—25° с. ш., 152—156° в. д. были детально исследованы шесть плосковершинных подводных гор и две подводных горы конусообразного типа [12, 18, 32]. Вершины этих гор находятся под водой на глубине от 800 до 1700 м. Эти подводные горы известны как западная часть группы подводных гор Маркус-Неккер.

Записи сейсмических отражений, глубоководные фотографии и результаты драгирования дают определенное представление о характере проявления КООМК на вершинах и склонах подводных гор. Они обнаружены на поверхности горных вершин в виде покровов и/или конкреций различных размеров. Покровы или конкреции в свою очередь частично перекрыты фораминиферовым песком.

Центральные ядра КООМК образованы мелкими обломками щелочных базальтов и фос-

форитов. Охватывающие ядра металлические корки либо состоят из слоев, либо являются однородными.

Минеральный состав 123 образцов изучался методом дифракции рентгеновских лучей.

Металлическая корка КООМК может быть трех типов, характеризующихся присутствием: а) тодорокит-вернадитовой минеральной фации, б) кварцево-вернадит-плагиоклазовой минеральной фации, в) флюорит-апатит-вернадитовой минеральной фации.

С точки зрения минерализации можно заключить, что КООМК с подводных гор к югу от о. Маркус не несут признаков гидротермального происхождения и имеют гидрогенное происхождение.

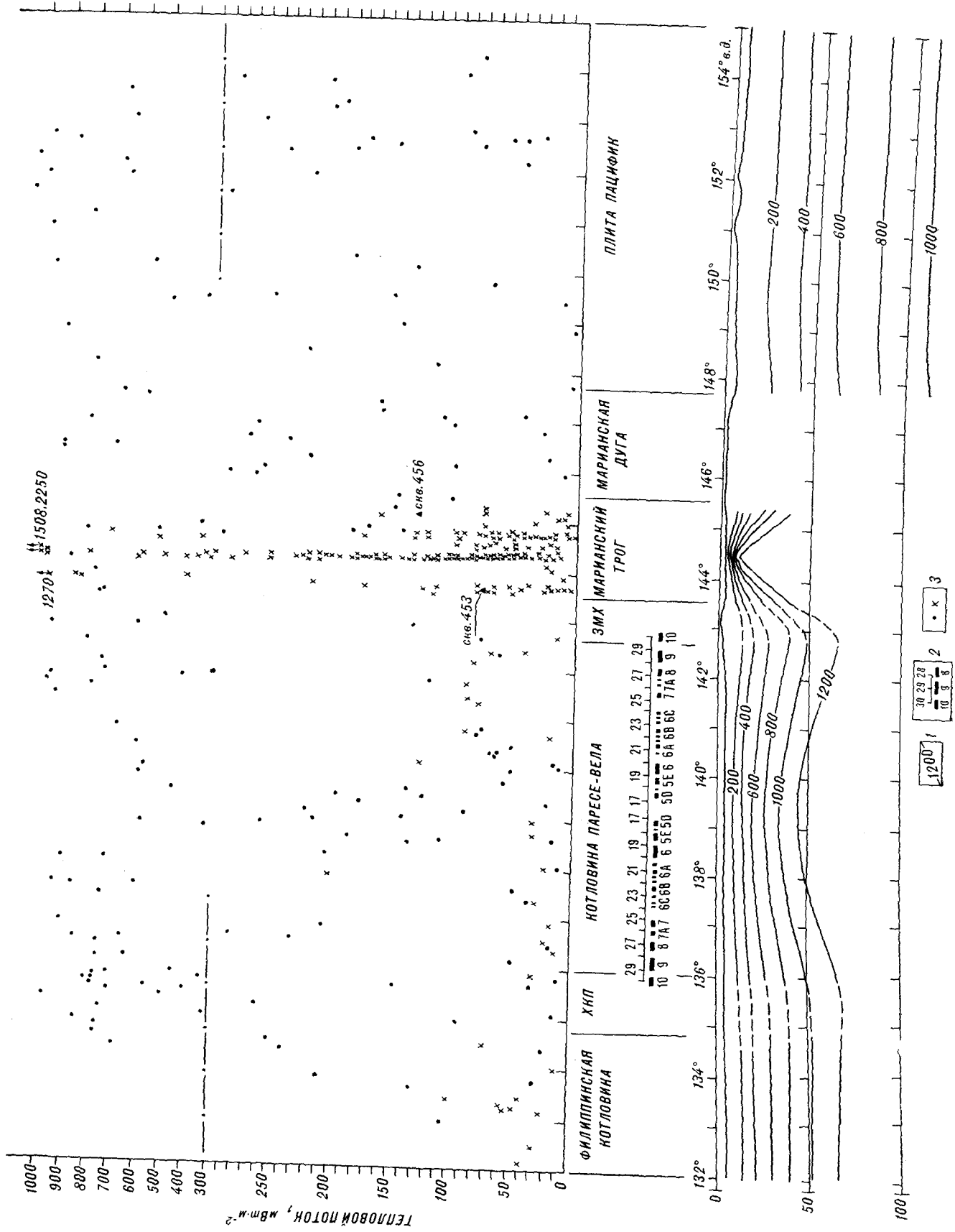
Сульфиды. Геотраверс проходит через две активные в настоящее время структуры — задуговой трог Окинава и междуговой Марпанский трог. В этих районах исследовательские работы еще продолжаются, поэтому мы кратко остановимся на полученных результатах.

Гидротермальная деятельность в пределах активно развивающегося в настоящее время трога Окинава предполагалась давно. Исследования последних лет японских ученых привели к выделению в осевой зоне трога рифтовой структуры с океанической корой, вдоль которой были драгированы свежие эффузивные породы. Фотографирование дна трога, проведенное в 1986 г. с подводного аппарата «Синкай-2000», выявило на глубине 1535 м (27°34,42' с. ш., 127°08,65' в. д.) первое гидротермальное поле. В 1989 г. большое гидротермальное поле с сульфидной минерализацией было открыто во время рейса НИС «Зонне» (ФРГ) в централь-

Таблица 5

Содержание металлов (%) в образцах массивных сульфидов из центральной части трога Окинава [22]

Компонент	Образцы					
	1	2	3	4	5	6
Zn	3,09	35,12	39,89	5,46	15,17	33,26
Cd	0,01	0,06	0,11	0,01	0,08	0,13
Pb	10,50	15,85	19,52	8,32	5,91	25,52
Fe	4,81	13,55	11,72	5,63	1,06	7,23
Mn	0,29	0,09	0,10	0,35	0,03	0,08
Cu	0,02	0,34	0,49	0,04	3,64	6,09
SiO ₂	19,36	7,56	1,04	20,63	49,20	2,53
Al	0,10	0,03	0,02	0,02	2,29	0,06
Ca	0,12	0,03	0,03	0,10	0,04	0,03
Mg	0,07	0,03	0,02	0,05	0,10	0,04
Sr	0,21	0,01	0,01	0,25	0,01	0,12
Ba	8,65	0,64	0,05	7,44	0,02	0,03
As	9,31	1,38	0,25	4,40	1,12	0,06
Ag	0,064	0,650	0,410	0,076	0,018	0,050
Au p. p. m	7,8	9,8	4,8	4,2	0,3	0,7
Au/Ag	0,012	0,002	0,001	0,006	0,002	0,001



1508.2250

1270

снв. 456

снв. 453

29 27 25 23 21 19 17 15 13 11 9 8 7 6 5 4 3 2 1 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

1200 1 2 3

ной части трога Окинава [22]. В табл. 5 дан химический анализ драгированных образцов.

На рис. 6 показан район детальных исследований центральной части трога Окинава с батиметрией, распределением теплового потока и выходов высокотемпературных гидротерм. Ось растяжения проходит в направлении восток-северо-восток — юг-юго-запад. Активные гидротермальные выходы отмечены звездочками. В 35 км к югу от оси (нижняя часть рис. 6) обнаружены гидротермальные рудные залежи и открыты активные сульфидные жерла [47]. Максимальная температура выходящих вод равна 320 °С, а геотермический градиент достигает 80 °С/м [63]. Столь высокая термальная активность может быть вызвана неглубоким залеганием магматического источника тепла.

Гидротермальная деятельность отмечена в Марианском трого, где вдоль рифтовых зон развиты толеитовые базальты молодого возраста. Базальты хлоритизированы и пронизаны трещинами и жилами, заполненными кварцем, опалом, хлоритом, кальцитом и пиритом. Гидротермально-измененные породы встречаются в скв. 456 (координаты 17°54,68' с. ш., 145°40,77' в. д.), пробуренной с НИС «Гломар Челленджер» [30]. Под плейстоценовыми илами с пепловыми прослоями скважина на глубине 134 м вошла в пиллоу-базальты и прошла в них 35 м. Базальты изменены в фации зеленых сланцев и содержат различные вторичные сульфиды. Изменения концентрируются в узкой зоне в пределах гребня рифтового хребта, прослеживаемого в осевой части Марианского трого. Изменения имеют зональный характер. Базальты одной зоны интенсивно хлоритизированы и содержат жилы и пустоты, заполненные кварцем, опалом, хлоритом, кальцитом и пиритом. Незначительно распространены халькопирит и дигенит. Нижезалегающие базальты содержат в изобилии смектит и гидроокислы железа и обогащены К, Рь, Ва. На основании распространения вайракита (минерала группы цеолитов) в базальтах и в перекрывающих их осадках предполагается, что гидротермальные изменения происходили при температурах не ниже 200 °С. Скв. 456 является первой скважиной, вскрывшей в окраинных морях переходной зоны гидротермально-измененные породы.

Дальнейшие исследования, проведенные НИС «Хакухо-Мару» в Марианском трого в 1982 г., подтвердили распространение в пределах рифтовой зоны гидротермально-измененных пород. Драгами были подняты металлоносные отложе-

ния, которые обычно ассоциируются с сульфидными рудами, образующимися из горячих источников на морском дне. Первые погружения подводного аппарата «ALVIN» в Марианском трого выявили два гидротермальных района вдоль геотраверса с температурой флюида источников до 285 °С. Гидротермальные трубы содержат сфалерит и халькопирит [16]. Взятые на глубине пробы воды показали повышенное содержание гелия, водорода и метана. Такие же газы содержатся в гидротермах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показывают, что наблюдаются определенные соотношения между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур [46]. К тектонически активным регионам приурочена более мощная, подступающая к коре астеносфера. Она характеризуется аномально разогретым веществом с пониженной плотностью, высоким поглощением сейсмических волн, повышенной электропроводностью, связанной с частичным плавлением. На поверхности поднятию астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния толеитовой магмы. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем больше значения теплового потока и более молодой возраст толеитов, перекрывающих дно котловины Филиппинского моря. Марианскому трого с современной тектономагматической активностью соответствует глубина залегания астеносферы 20 км, миоценовой котловине Паресе-Вела — 30 км, а эоценовой Филиппинской котловине — 50—80 км. Китайской платформе, активизированной в кайнозойское время, соответствует высокий уровень залегания астеносферы, достигающей 50—70 км.

Гидротермальная активность приурочена к рифтовым структурам молодых трогов, где наблюдается наивысший уровень залегания астеносферы. Отмечается соотношение: астеносфера в верхней мантии — магматические очаги в земной коре — рифтогенез на поверхности с толеитовым магматизмом и гидротермальным проявлением сульфидов.

Современные международные исследования, связанные с построением геотраверсов, дают возможность перейти к следующему этапу изучения недр Земли — выявлению соотношения между поверхностными и глубинными струк-

Рис. 5. Геотермический разрез через регион Филиппинского моря. Для котловины Паресе-Вела даны номера магнитных изохрон и их возраст по [39].

1 — изотерма, 2 — линейные магнитные аномалии; внизу — номер аномалий, вверху — возраст в млн лет, 3 — значение теплового потока. ЗМХ — Западно-Марианский хребет, ХКП — хребет Кюсю-Палау.

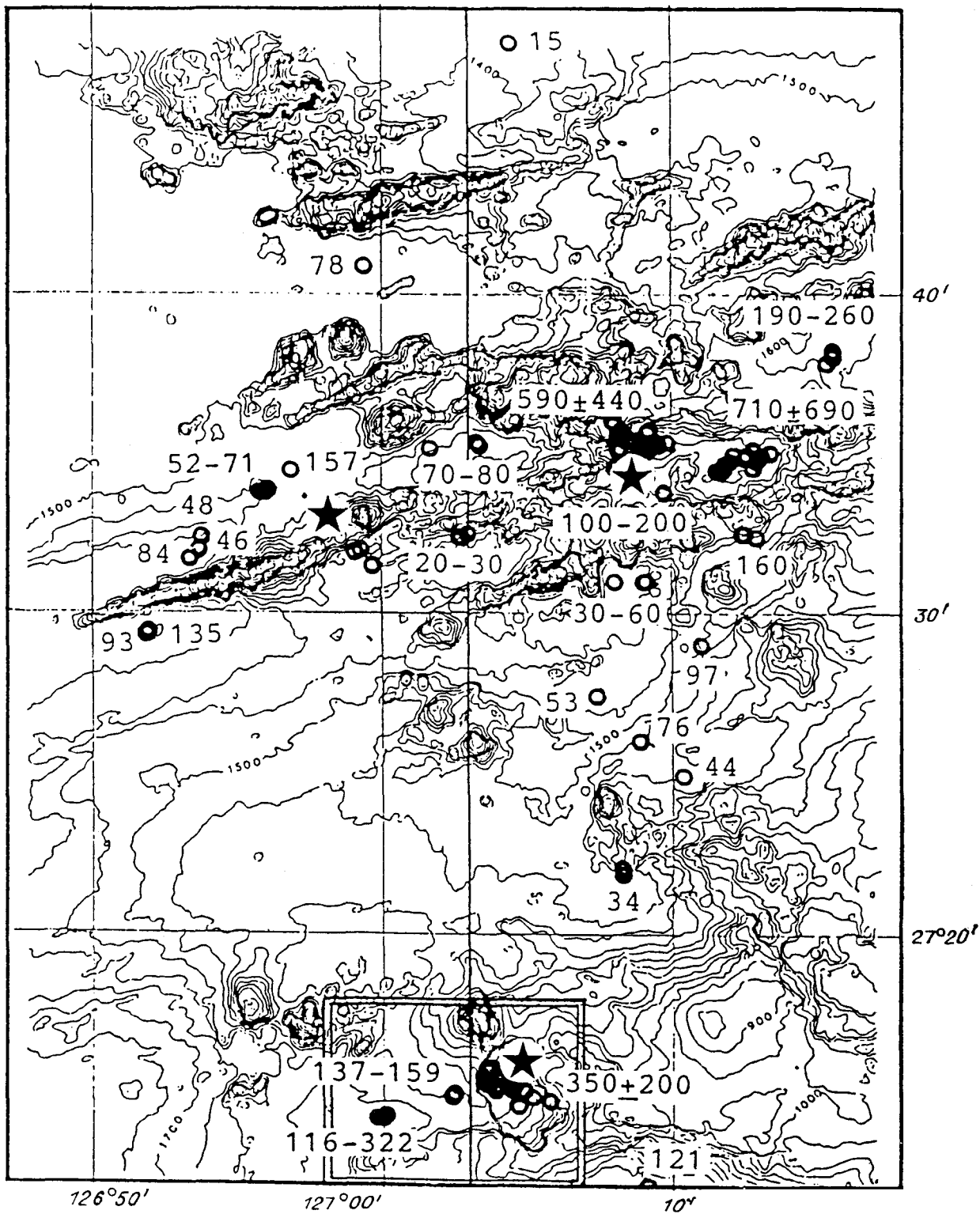


Рис. 6. Полигон детальных исследований в трого Окинава.

Звездочки — выходы высокотемпературных гидротерм; кружки — значения теплового потока.

турами. Решение этой проблемы может быть связано с задачей научного обоснования поисков полезных ископаемых и выявлением зако-

номерностей проявления современных геодинамических процессов, прогнозированием сейсмической опасности.

1. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б., Симащенко В. П. К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана // Тихоок. геология.— 1985.— № 3.— С. 97—101.
2. Муравьев А. В., Смирнов Я. Б., Сугрбов В. М. Тепловой поток вдоль международного геотрассера через Филиппинское море по 18° с. ш. // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 299. № 1.— С. 189—193.
3. Родников А. Г. Советско-японское сотрудничество в области геофизики // Вестн. АН СССР.— 1983.— № 1.— С. 105—109.
4. Родников А. Г. Международный проект «Геотрассер», задачи, проблемы, перспективы // Там же.— 1986.— № 2.— С. 101—106.
5. Родников А. Г., Гайнанов А. Г., Ермаков Б. В. и др. Геотрассер Сихота-Алинь — Японское море — остров Хонсю — Тихий океан/Межведомственный геофизический комитет АН СССР.— М., 1982.
6. Строев П. А., Гайнанов А. Г., Гилод Д. А. Плотностная модель тектоносферы Восточно-Китайского и Филиппинского морей // Гравиметрические и магнитные исследования на море.— М.: Наука, 1989.— С. 111—129.
7. Хейс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей.— М.: Наука, 1984.— С. 30—44.
8. Хуанг Идицинь. Новые данные по тектонике Китая // Тектоника Азии.— М.: Наука, 1987.— С. 11—24.
9. Шека С. А., Кулинич Р. Г., Высоцкий С. В. Новые данные по геологии разломов Паресе-Вела и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 286.— № 2.— С. 417—421.
10. Abe K., Kanamori H. Upper mantle structure of the Philippine Sea // Island arc and ocean (Ed. by M. Hoshino, H. Aoki). Tokyo: Tokai Univ. Press, 1970.— P. 85—91.
11. Anderson R. N. Heat flow in the Marine marginal basin // J. Geophys. Res.— 1975.— V. 80, N 29.— P. 1125—1137.
12. Aoki H. Geochemistry of manganese nodules obtained from the seamounts near Marcus Island // 3d Soviet-Chinese Symposium, Tokyo, Abstract 4, 1989.— V. 4.— P. 19.
13. Asada T., Shimamura N. Observation of earthquake and explosions at the bottom of the Western Pacific // Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiments.— Washington, 1976.— P. 14—27.— (Amer. Geophys. Union; N 19).
14. Cao R., Zhu S. Correlation of mantle xenolith occurrences with earth's internal zoning and tectonic in Eastern China // Acta Geophys. Sinica.— 1983.— V. 26, N 2.— P. 158—167.
15. Cong Bolin, Zhang Ruyuan. Cenozoic basaltic rock series in North China and their bearing on tectonic setting // Geol. Rev.— 1983.— V. 29, N 1.— P. 40—49.
16. Craig H., Horibe Y., Farley K. A. et al. Hydrothermal vents in the Mariana trough results of the first Alvin dives // EOS Trans. AGU.— 1987.— V. 65, N 44.— P. 1531.
17. Greager K. C., Jordan T. H. Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other islands arcs of Northwest Pacific // J. Geophys. Res.— 1986.— V. 91, N B3.— P. 3573—3589.
18. Den N., Tomoda Y., Aoki H. et al. Some chemical characteristics of cobalt-rich manganese crust obtained on the cobalt-rich manganese crust research-85 expedition // J. Fac. Mar. Sci. Tech. Tokai Univ.— 1987.— V. 25.— P. 25—31.
19. Dixon T. H., Batiza R. Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas // Contrib. Mineral. Petrol.— 1979.— V. 70.— P. 167—181.
20. Filloux J. H. Sea floor magnetotelluric soundings in the Mariana island arc area // The Tectonic and geological evolution of southeast Asian seas and islands. P. 2, Washington, 1983.— P. 255—265.
21. Geological Atlas of East and Southeast Asian sea/Comp. under direct. of D. E. Hayes.— Washington, D. C., 1978.
22. Halbach P., Nakamura K., Wahsher M. et al. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa trough back-arc basin // Nature.— 1989.— V. 338, N 6215.— P. 496—499.
23. Handschumacher D. W., Gettrust J. F. Mixed polarity model for the Jurassic "Quiet Zones": new oceanic evidence of frequent pre M-25 reversals // EOS Trans. AGU.— 1985.— V. 66.— P. 867.
24. Hessler R. R., France S. C., Boudrias M. A. Hydrothermal vent communities of the Mariana Back-arc Basin // Ibid.— 1987.— V. 68.— P. 1531.
25. Hobart M. A., Anderson R. N., Fujii N., Uyeda S. Heat flow from hydrothermal mounds in two million year old crust of the Mariana trough which exceeds two Watts per meter // Ibid.— 1983.— V. 64.— P. 315.
26. Honkura Y., Isezaki N., Yashawa K. Electrical conductivity structure beneath the Northwestern Philippine sea as inferred from the island effect on Minami-Daito island // J. Geomagn. and Geoelectr.— 1982.— V. 33, N 6.— P. 305—377.
27. Horai K. A satellite altimetric geoid in the Philippine sea // Nature.— 1982.— V. 299, N 5879.— P. 117—121.
28. Hussong D. M., Uyeda S. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Printing Office.— 1981.— V. 60.
29. Hussong D. M., Sinton J. B. Seismicity associated with back arc crustal spreading in the Central Mariana trough // The tectonic and geological evolution of south-eastern Asia seas and islands. P. 2.— Washington, 1983.— P. 217—235.
30. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 59.— Washington: US Govern. Print. Office, 1981.
31. Ishii T. Pyroxene geothermometry of basalts and andesite from the Palay-Kyushu and West Mariana Ridges, DSDP log 59 // Ibid.— 1981.— V. 59.— P. 693—718.
32. Ishikawa M., Den N., Kitajima A. et al. Cobalt-rich manganese crust on seamount south of the Marcus Island // J. Fac. Mar. Sci. Tech. Tokai Univ.— 1989.— N 28.— P. 57—73.
33. Leinen M., McDuff R., Delaney J. Off-axis hydrothermal activity in the Mariana mounds field // EOS.— 1987.— V. 68.— P. 1531.
34. Letouzey J., Kimura M. Okinawa trough genesis: structure and evolution of a back arc basin developed in a continent // Marine and Petroleum Geology.— 1985.— V. 2.— P. 111—130.
35. Liu G., Liu C. Structures of crust and upper mantle and their relation to Cenozoic tectonism in northern part of North China // Sci. Sinica.— 1983.— B26.— P. 550—560.
36. Liu G. MTS studies on the upper mantle conductivity in China // Pageoph.— 1987.— V. 125, N 2—3.— P. 1—18.
37. Ma X., Deng Q., Wang Y., Liu H. Cenozoic Graben system in North China // Z. Geomorphol.— 1982.— N 42.— P. 99—116.
38. Marsh N. G., Saunders A. D., Tarney I., Dick H. J. B. Geochemistry of basalts from the Shikoku and Daito basin // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1980.— V. 58.— P. 805—842.
39. Mrozowski C. L., Lewis S. D., Hayes D. E. Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine basin // Tectonophys.— 1982.— V. 82.— P. 1—24.
40. Murauchi S., Den N., Asano S. et al. Crustal structure

- re of the Philippine Sea // *J. Geophys. Res.*—1968.— V. 73, N 10.— P. 3143—3171.
41. *Natland J. H.* Petrography and mineral compositions of gabbros recovered in deep sea drilling project hole 435 on the western side of the Mariana trough // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*—1982.— V. 60.— P. 579—600.
 42. *Oshima S., Takanashi M.* Geological and geophysical survey in the Okinawa trough and Nansei-shoto Areas // *Bull. Hydrogr. Dep.*—1988.— V. 24.— P. 19—43.
 43. *Plate Tectonic map of the Circum-Pacific Region (Northwest Quadrant)/Amer. Ass. of Petrol. Geol.*—USA, Oklahoma, 1981.
 44. *Research Group for Geotraverse Project.* Geotraverse North China plain — East China Sea — Ryukyu arc — Philippine sea — Mariana trench — Pacific // *Tectonics of Eastern Asia and Western Pacific Continental margin/Tokyo Instit. of Technol.*—Tokyo, 1988.— P. 120—121.
 45. *Rodnikov A. G., Gainanov A. G., Ermakov B. V. et al.* Geotraverse across the Sikhote Alin — the sea of Japan — the Honshu island — the Pacific // *Marine Geophys. Res.*—1985.— N 7.— P. 379—387.
 46. *Rodnikov A. G.* Correlation between the asthenosphere and structure of the Earth's Crust in active margins of the Pacific Ocean // *Tectonophys.*—1988.— V. 146.— P. 279—289.
 47. *Sakai H., Gamo T., Ishibashi J. et al.* Unique chemistry of the back arc basin hydrothermal solution at the mid-Okinawa trough // *Nature.*—1990.— V. 345.— P. 370—373.
 48. *Scott R. B.* Petrology and geochemistry of arc tholeiites on the Palay-Kyushu ridge, site 448, DSDP leg 59 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*—1981.— V. 59.— P. 681—692.
 49. *Seekins L. S., Teng T.* Lateral variation in the structure of the Philippine Sea plate // *J. Geophys. Res.*—1977.— V. 82, N 2.— P. 317—324.
 50. *Sharaskin A. Y.* Petrography and geochemistry of basement rock from five leg 60 sites // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*—1982.— V. 60.— P. 647—656.
 51. *Shin T. C.* Mariana magnetic anomalies from the Western Philippine sea: Implications for the evolution of margin basin // *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. Pt. 1/ Amer. Geophys. Union,* 1980.— P. 49—75.
 52. *Shiki T. (Ed.).* *Geology of the Northern Philippine Sea.*—Tokai Univ. Press, 1985.
 53. *Shiono K., Sacks I. S., Linde A. T.* Preliminary velocity structure of Japanese island and Philippine Sea from surface wave dispersion/Carnegie Inst. Washington Yearbook.—1980.— V. 79.— P. 498—505.
 54. *Stroev P. A.* Gravimetric maps of the Japan Sea and the East China Sea // *J. Phys. Earth.*—1988.— V. 36.— P. 51—59.
 55. *Teng Ji-wen, Wei Shi-yu, Li Kin-shen, Chao Ling-Xian.* Structure of the upper mantle and low velocity layer of the mantle under the Hsingtai earthquake region on the North China plain // *Acta geophys. sinica.*—1982.— V. 25, N 1.— P. 58—64.
 56. *Tomoda Y., Fujimoto H.* Map of gravity anomalies and bottom topography in the Western Pacific and reference book for gravity and bathymetric data // *Bull. Ocean. Res. Inst.*—1982.— N 14.— P. 159.
 57. *Uyeda S., Harai K.* Heat flow measurements on deep sea drilling project leg 60 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*—1981.— V. 60.— P. 789—800.
 58. *Watanabe T., Langseth M. G., Anderson R. N.* Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific // *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins.*—Washington, 1977.— P. 157—161.— (Amer. geophys. Union; N 1.)
 59. *Wier S.* Surface wave dispersion and Earth structure in south-eastern China // *Geophys. J. Roy Astron. Soc.*—1982.— V. 69.— N 1.— P. 33—47.
 60. *Wood D. A., Matthey D. P., Joron I. L.* A geochemistry study of 17 selected samples from basement cores recovered at site 447, 448, 449, 450 and 451, DSDP leg 59 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*—1981.— V. 59.— P. 743—752.
 61. *Wood D. A., Marsh N. G., Tarney J. et al.* Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana trough arc, fore-arc and trench, site 453, 461, DSDP leg 60 // *Ibid.*—1982.— V. 60.— P. 601—645.
 62. *Wu L., Zhai M., Zheng X. et al.* Physicochemical processes involved in Cenozoic volcanism in Eastern China // *Geochemistry.*—1987.— V. 6, N 3.— P. 193—215.
 63. *Yamano M., Kinoshito M.* Heat flow and thermal structure of the Okinawa trough // *Tectonics of Eastern Asia and Western Pacific Continental Margin/ILP Publication.*—1988.— N. 155.— P. 53—55.
 64. *Yamano M., Uyeda S., Sibuet J.-C., Foucher J. P.* Heat flow anomaly in the middle Okinawa trough // *Tectonophys.*—1989.— V. 159.— P. 307—318.

Междуведомственный геофизический комитет
при Президиуме АН СССР
Москва
ИТUG ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
11 октября 1990 г.

УДК 551.22.21

Г. Л. Кириллова

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ: СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ

На основе анализа новейшего геолого-геофизического материала, полученного в результате исследований по национальным и интернациональным программам (в том числе по программе океанского бурения), дана комплексная характеристика глубоководных желобов Филиппинского моря. Подчеркнуты как черты сходства, так и отличия. Модель субдукции с формированием мощной дислоцированной аккреционной призмы применима лишь к желобу Нанкай и в какой-то мере к желобу Яп. Для других желобов картина сложнее. В Марианском желобе аккреционная призма отсутствует. Доминирующим процессом является погружение по серии сбросов,

сопровожаемое тектонической эрозией. В пределах Идзу-Бонинского желоба на ранних этапах развития преобладало растяжение, которое затем сменилось сжатием. Тектоническая ситуация в Идзу-Бонинском и Марианском желобах лучше объясняется моделью эдукции. В желобе Рюкю характер и направление движений меняются по простиранию и не могут быть описаны в рамках одной модели. Возраст желобов — не древнее плиоцена. Скорость седиментации в них меняется от нулевой до ураганной (900 м/млн лет). Отмечено присутствие углеводородов.

ВВЕДЕНИЕ

Глубоководные желоба (ГЖ) — это структуры, происхождение и геодинамическая эволюция которых вызывает наибольшее количество споров среди сторонников тех или иных тектонических концепций. В рамках плейттектонической гипотезы ГЖ рассматриваются как зоны субдукции, где океаническая плита с разной скоростью поддвигается под островную дугу или континент [6 и др.]. В ранних моделях считалось, что субдукция сопровождается соскребанием осадков с океанической плиты и формированием аккреционной призмы [6, 26, 48 и др.]. Позже, по мере накопления данных по ГЖ было предложено несколько альтернативных геодинамических моделей, в которых субдукция в ГЖ сопровождалась или аккрецией, или поглощением (засасыванием) осадков, или тектонической эрозией, или перемешиванием осадков [28, 47 и др.]. Этот процесс происходит в режиме сжатия, но сила сцепления плит различна.

Ряд исследователей связывает формирование ГЖ с режимом растяжения земной коры и вертикальными движениями ее блоков. При этом одни исследователи считают ГЖ результатом нисходящих ступенчатых сбросов [54 и др.], иногда сопровождающихся оползнями [5], другие рассматривают их как остаточные структуры, оформившиеся после существенного воздымания соседних блоков [9]. Существует также модель эдукции [10], объясняющая формирование ГЖ выдвиганием или вы-

теканием мантийного материала к земной поверхности из-под краев континентов и островных дуг.

В последнее десятилетие появился новый обширный геолого-геофизический материал по ГЖ, окаймляющим Филиппинское море, полученный в результате осуществления национальных и интернациональных программ. В Филиппинском море пробурено множество скважин в течение девяти рейсов буровых судов «Гломар Челленджер» и «Джойдес Резолюшен», в том числе и на бортах ГЖ. Всесторонний анализ этих материалов и является целью предлагаемой статьи. Он поможет по разным параметрам выявить черты сходства и отличия в строении и эволюции ГЖ Филиппинского моря.

ГЖ — четко выраженные морфологически пограничные структуры, отделяющие Филиппинскую плиту на востоке от Тихоокеанской плиты, а на западе — от зрелых (древних) островных дуг (рис. 1).

ИДЗУ-БОНИНСКИЙ ЖЕЛОБ

Идзу-Бонинский желоб (иногда его называют Бонин, Огасавара) имеет длину около 850 км при средней ширине 90 км, максимальная глубина 10 595 м. На севере он отделяется небольшой ступенью на глубине около 6 км от Японского желоба. На юге желоб ограничен вклиниванием плато Огасавара (хр. Михельсон по [52]) со стороны Тихого океана, в результате чего глубины уменьшаются до 4500 м,

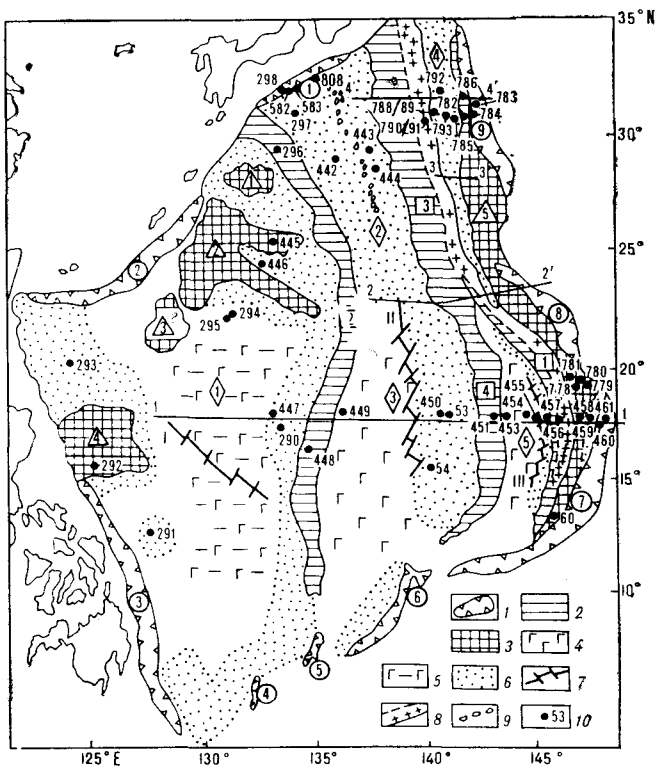


Рис. 1. Тектоническая схема дна Филиппинского моря. 1 — глубоководные желоба; 2 — остаточные островные дуги; 3 — карбонатные платформы; 4—6 — междуарочные и задугровые прогибы, выполненные: 4 — базальтами, 5 — базальтами с прерывистым чехлом пелагических глин, 6 — вулканокластическими турбидитами; 7 — рифтовые системы; 8 — современная активная островная дуга с вулканами; 9 — гряды вулканических гор Кинан; 10 — скважины DSDP, ODP. Цифры в кружках — глубоководные желоба и трюги: 1 — Нанкай; 2 — Рюкю; 3 — Филиппинский; 4 — Айо; 5 — Палау; 6 — Яп; 7 — Марианский; 8 — Вулкано; 9 — Идзу-Бонинский. Цифры в квадратах — островные дуги: 1 — Восточно-Марианская; 2 — Юсю-Палау; 3 — Иводзима; 4 — Западно-Марианская. Цифры в треугольниках: 1 — плато Амами; 2 — хребты Дайто, Оки-Дайто; 3 — плато Урданетта; 4 — плато Бенхам; 5 — Марианское преддуговое поднятие. Цифры в ромбах — междуарочные и задугровые прогибы: 1 — Филиппинский; 2 — Сикоку; 3 — Паресе-Вела; 4 — Огасавара (Бонин); 5 — Марианский. Римские цифры — рифтовые системы: I — Тайвань (Центральная); II — Паресе-Вела (Яп); III — Марианская. (2—2') — линии разрезов.

сейсмичность понижается. В этом месте ось желоба по двум поперечным разломам смещается к западу на 20 км [23].

Идзу-Бонинский желоб располагается на стыке двух разнородных блоков — океанического и островодужного. Мощность земной коры океанического блока составляет 10 км, а островодужного варьирует от 14 до 17 км [50].

В Идзу-Бонинском желобе севернее 29° с. ш. мощность осадков, по-видимому, турбидитов, достигает 1000 м, ширина долины, заполненной осадками составляет 25 км. Турбидиты поступали по серии каньонов юго-восточного и субширотного простирания. Часть осадков перенеслась с Японских островов по каньону Сагами, а часть — с близлежащего хр. Шишито по каньонам Куроки и Аогасима на расстояние 150—200 км [22].

Южнее желоб приобретает V-образную форму и практически лишен осадков [21]. Океанический склон желоба разбит серией разломов на горсты и грабени с наблюдаемым вертикальным перемещением до 1200 м. На глубине около 9,5 км драгированы обломки кремней и аргиллитов. Предполагают, что они представляют нижнюю часть второго слоя океанической коры [21]. Внутренний склон желоба большей частью ровный и гладкий, лишь на отдельных участках развиты уступы и хребты.

В рейсе 125 ODP пробурены две скважины на склоне подводной горы внутреннего склона желоба примерно на широте 31° (рис. 2). Скв. 783 на глубине 4647 м вскрыто 120 м нижнеплиоцен-среднеплейстоценовых глин, обогащенных стеклом, и 38 м рассланцованных серпентинитов с зернами серпентинизированных гарцбургитов. Скв. 784 на глубине 4900 м вскрыла 321 м обогащенных стеклом глин и аргиллитов среднемиоцен-верхнеплейстоценового (или древнее) возраста и 104 м рассланцованных серпентинитовых микробрекчий, обломки в которых представлены гарцбургитами и дунитами. На глубине 62 м осадки уже лигифицированы, наблюдается сланцеватость, конволютные пластичные складки, эшелонированные прожилки, микросбросы. Большинство структур, по мнению исследователей, изучавших разрез скважины, свидетельствует о режиме растяжения.

Район тройного сочленения Идзу-Бонинского, Японского желобов и трюга Сагами детально изучен в последние годы благодаря работам Института океанологических исследований Токийского университета и Гидрографического департамента службы морской безопасности Японии. Детальные батиметрические и геофизические исследования проведены в рамках франко-японского проекта «Кайко».

В результате этих работ на внутреннем склоне Идзу-Бонинского желоба на глубине около 7 км выявлено два осадочных бассейна (северный и южный) протяженностью 120 и 200 км соответственно при средней ширине 50 и 70 км. От желоба и друг от друга они отделены поднятиями (рис. 3).

Рассматривая сложную тектоническую структуру в районе тройного сочленения, существовавшую миллион лет назад, анализируя пять

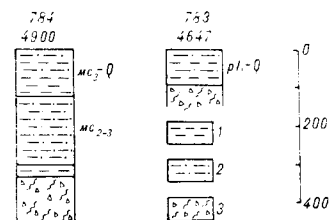


Рис. 2. Разрезы скважин внутреннего склона Идзу-Бонинского желоба. 1 — глины, аргиллиты; 2 — алевролиты (силты); 3 — микробрекчии с серпентинизированными обломками ванним серпентинитовым гарцбургитом и рассланцованной матрицей с желваковой текстурой.

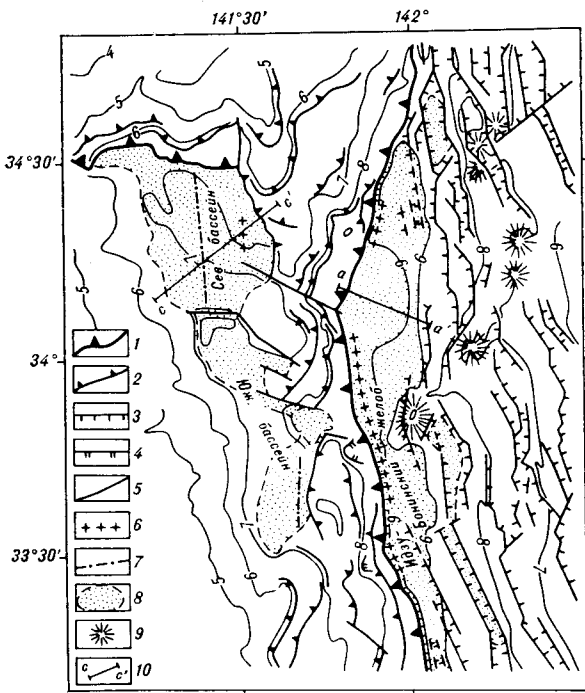


Рис. 3. Тектоническая карта области тройного сочленения. Составлена на основе батиметрической карты (съёмка системой Seabeam), одноканального сейсмического профилирования исследовательской группы проекта Кайко-1 в 1986 г. [27].

1 — зоны субдукции; 2 — надвиги; 3 — нормальные разломы; 4 — эскарпы; 5 — предполагаемые сдвиги; 6 — оси синклиналей; 7 — оси антиклиналей; 8 — бассейны; 9 — подводные горы; 10 — расположение профилей.

возможных моделей строения этого региона, Т. Сено с соавторами [50] пришли к выводу, что бассейны на внутреннем склоне желоба образовались в процессе растяжения, связанного с отступанием на запад Филиппинской плиты, дроблением фундамента на грабены и полуграбены, и быстрого заполнения осадками, поступавшими с Японских островов по серии каньонов. Особенно активными были каньоны Эва и Босо, по которым выносились огромные массы турбидитов. Поднятия фундамента служили барьерами, преграждавшими поступление осадков в желоб. Непосредственных данных о возрасте осадков не получено, но по сейсмо-стратиграфическому анализу, увязанному с данными по прилегающей суше и трогу Сагами, выделено 5 слоев. Слои А, В и С представлены осадками каналов и датируются плейстоценом, слой D сложен нижнеплиоценовыми осадками склона Идзу-Бонинского преддугового бассейна, слой E, являющийся акустическим фундаментом, возможно, представлен плиоценовыми вулканическими породами [44]. В Идзу-Бонинский желоб осадки стали проникать по каньону только в последние 0,5 млн лет, формируя фан Моги (рис. 4).

Анализируя профиль $сс^1$ через Северный бассейн (см. рис. 4), можно видеть, что депоцентр седиментации сначала находился у восточного борта, осадки в интервале 10, 25—11 с деформированы в этой части бассейна. По положению вышележащих осадков видно, что депоцентр мигрировал в западную часть бассейна. Т. Сено с соавторами предполагают, что это связано с воздыманием северного поднятия (СП) и обусловлено аккрецией, которая началась тогда, когда в желоб устремилось огромное количество осадков, т. е. примерно 0,5 млн лет назад, что объясняется изменением направления и интенсивности относительного движения плит. Считается также, что на этом рубеже растяжение сменилось сжатием [50]. Отражением его в современном структурном плане является серия падающих на запад надвигов, интерпретируемых на сейсмических профилях в пределах поднятий на внутреннем склоне желоба [27, 44]. На этом же склоне выделяются несколько коротких сдвигов северо-западного простирания (см. рис. 3), субпараллельных крупному правостороннему сдвигу, проходящему вдоль эскарпа Босо в трог Сагами [27].

На океаническом склоне желоба при сеймопрофилировании установлена серия субпараллельных нормальных сбросов северо-западного простирания (см. рис. 3), формирующих довольно протяженные (до 100 км) горсты и грабены шириной 3—10 км. Кроме того на основе интерпретации магнитных аномалий выделена серия разломов северо-восточного простирания [27].

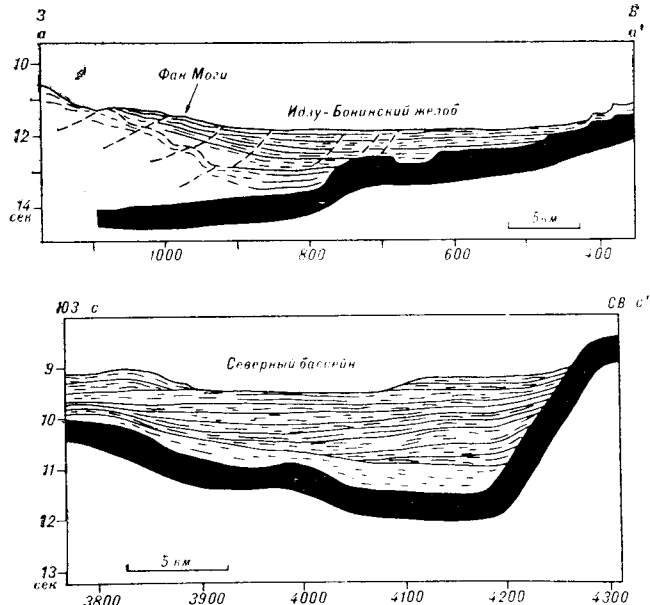


Рис. 4. Интерпретация сейсмических профилей [27] через Идзу-Бонинский желоб (а—а') и Северный бассейн (с—с').

Расположение профилей см. на рис. 3.

Желоб Волкано (Бонин) простирается на 550 км и имеет сложную морфологию. Северная его часть с глубинами 5600—5900 м на протяжении 100 км имеет субмеридиональное направление. Средняя часть в плане извилистая, с заметными расширениями и пережимами, характеризуется максимальными для желоба глубинами (до 9156 м) и крутизной склонов (до 30°). Далее на юг желоб расширяется, глубины уменьшаются, а простираение изменяется на юго-восточное. Средняя ширина желоба не превышает 60 км.

Северным ограничением желоба служит относительно поднятый участок с глубинами около 4500 м, где со стороны Тихого океана подходит плато Огасавара (или хр. Михельсон), которое, возможно, обдуктировано на островодужный склон [52]. На юге желоб также ограничен поднятием на глубине 5000 м, сформированным обдукцией хр. Даттон [52].

Желоб на большей части имеет V-образный профиль и лишен осадков, лишь на отдельных участках отмечены их маломощные линзы.

Борта желоба Волкано изучались во время двух экспедиций 1984 и 1986 гг. Тихоокеанского океанологического института ДВО АН СССР с помощью драгирования [2]. На океаническом склоне на глубинах от 4000 до 8400 м драгированы породы, объединенные в пять комплексов, эффузивный субщелочной, эффузивно-пирокластический щелочной, эффузивно-пирокластический смешанный (толеиты и субщелочные вулканы), органогенный карбонатный и туфогенно-осадочный. В карбонатном комплексе обнаружена обильная мелководноморская фауна, предположительно позднемеловая.

На островном склоне на глубинах от 5300 до 8400 м драгированы породы, объединенные в четыре комплекса: интрузивный, вулканогенный, кремнисто-карбонатный и туфогенно-осадочный. Интрузивный комплекс представлен апогарцбургитовыми серпентинитами и габбро-норитами, вулканогенный — лавами и туфами андезибазальтов, андезитов, андезитодацитов, единичными обломками бонинитов и гиаокластитами. Наиболее интересен кремнисто-карбонатный комплекс (кремни, известняки, песчаники, кремнисто-глинистые породы), в породах которого обнаружены моллюски, радиолярии, фораминиферы раннего и позднего мела. Заслуживает внимания и проверка вывод о том, что комплекс позднемеловых радиолярий похож на таковой в поясе Симанто [2].

Оба склона желоба разбиты разломами, которые хорошо видны на профилях, но простираение их не установлено из-за редкой сети профилей [23].

Марианский желоб — глубочайшая депрессия Мирового океана — характеризуется значительной протяженностью (до 2550 км при ширине до 70 км) и четко выраженной дугообразной формой. В южной части желоба глубина максимальная — 11 022 м. С желобом связана линейная гравитационная аномалия в свободном воздухе — 220 мГал [8]. Мощность земной коры по обе стороны желоба различна. На пересечении вдоль 18° с. ш. мощность коры на океаническом склоне составляет 4 км, на островодужном варьирует от 4,5 до 10 км [8].

Строение зоны Беньоффа, сопровождающей Марианский ГЖ, исследовано довольно детально [4, 18]. Установлено, что высокоскоростной слой, соответствующий сейсмофокальной зоне, субвертикально продолжается до глубины 1000 км. Анализ механизмов очагов землетрясений показывает, что для этой зоны не характерны напряжения сжатия поперек оси желоба. Вероятно, сцепление между блоком островной дуги и Тихоокеанской плитой сравнительно слабое, чем, по-видимому, объясняется относительно низкий уровень коровой сейсмичности островодужного блока. По простираению желоб распадается на ряд кулисообразно расположенных депрессий, разделенных поднятиями. Глубина депрессий возрастает с севера на юг. На севере, в месте сочленения с желобом Волкано, глубина воды не превышает 5000 м. Высокоточными батиметрическими исследованиями [52] здесь установлено, что со стороны Тихоокеанской плиты сюда подходит субширотный вулканический хр. Даттон, состоящий из серии гайотов. По батиметрическим данным предполагается, что здесь имеет место обдукция вулканического хребта на островной склон желоба и глубина желоба здесь соответственно на 2 км меньше, чем на прилегающих участках желобов Волкано и Марианский.

Вдоль 12° и 14° с. ш. проводились исследования в Марианском желобе в 17-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [3]. Лучше изучен разрез вдоль 12° с. ш., где отмечен резко асимметричный профиль дна, с крутым (до 15°) слабо расчлененным океаническим склоном. Островной склон по крутизне и расчлененности делится на три участка. Верхний — до глубины 400 м с крутизной 3—4° и слабо расчлененной поверхностью, средний — с глубинами от 4000 до 8000 м, раздробленный на продольные гряды и рвы с крутизной от 4 до 8°. Нижняя часть склона образует уступ крутизной более 10°. Дно желоба в этом месте плоское, шириной не более 2 км. На островном склоне на глубине 8100—8400 м драгированы обломки и брекчи пород офиолитовой ассоциации, включая различные ультрабазиты, габбро, родинги-

ты, диабазы, пиллоу-базальты, марианиты, а также кремнистые породы, слоистые песчаники с офиолитовым детритом.

В этом же рейсе изучен район сочленения желобов Марианский и Яп. Обычно в месте сочленения наблюдаются поднятия, здесь же имеет место углубление до 8000 м и сложная веерообразная система гряд и депрессий.

Приблизительно по 18° с. ш. желоб пересечен в 60-м рейсе судна «Гломар Челленджер». Глубина желоба на этой широте — 8600 м. Ступенчатый островной склон достигает крутизны 9°. Океанический склон более пологий и нарушен серией ступенчатых сбросов. Тальвег желоба имеет V-образную форму и практически лишен осадков. На внутреннем склоне желоба грунтовыми трубками подняты глины и вулканический пепел, содержащие современные микроорганизмы и фрагменты серпентинитов.

На террасе внутреннего склона желоба были пробурены две скважины: 460 и 461 на глубине 6450 и 7030 м соответственно. Обе скважины характеризуют разрез на глубину менее 150 м с низким выходом керна. Верхние 20—80 м представлены позднеплейстоценовыми диатомово-кремнистыми илами с примесью вулканического пепла. Нижние слои в скв. 461 представляют собой перемешанные осадки (олисторомы?), содержащие органические остатки позднего олигоцена, раннего олигоцена — позднего эоцена и мела. Среди обломков кроме осадочных пород отмечаются метабазиты, метадиабазы, различные габброиды, измененные до амфиболитовой фации. Размер обломков достигает 7 см. В скв. 460 вскрыты слабо нарушенные карбонатные илы с прослоями песка, гравия, конгломератов, содержащих гальку клинопироксен-плаггиоклазовых базальтов, метабазальтов, метадиабазов, измененных гиадокластитов, кремней, известняков. По наннопланктону и радиоляриям возраст определяется от эоцена до позднего олигоцена. Кроме того, в обломке известняка найдены кальционеллы титана-баррема.

По данным драгирования советских экспедиций, на склоне Марианского желоба в образцах миоценовых известняков и кремнисто-глинистых осадков обнаружены переотложенные эоценовые радиоляции [7], а также фосфатные брекчии, возраст которых установлен как эоценовый по кокколитофоридам и фораминиферам [3].

Экспедицией «Мариана» Скрипсовского океанографического института на склоне желоба драгированы гарцбургиты, серпентиниты, лерцолиты, массивные и слоистые габбро, а также вулканы от базальтов до дацитов [14]. Возраст их предположительно определяется как среднеэоценовый.

Материалы, собранные в результате 60-го рейса «Гломар Челленджер», свидетельствуют об отсутствии какой-либо значительной аккреционной призмы в районе желоба, сужения преддугового пространства и дают основание полагать, что погружение по серии нормальных сбросов, сопровождаемое тектонической эрозией, являлось доминирующим процессом [28].

Подтверждением быстрого предплейстоценового погружения является присутствие в скв. 460 ненарушенных карбонатных илов, отложившихся в олигоцене — эоцене выше уровня карбонатной компенсации, т. е. примерно на глубине около 4500 м, а затем в результате быстрого опускания оказавшихся на глубине 6500 м.

Анализируя менее представительные данные по южной части Марианского желоба, Д. Карриг и Б. Рэнкин [32] пришли к выводу о некотором расширении и относительном поднятии нижней части островного склона желоба. Островодужный вулканизм и тектонические подвижки фундамента в пределах верхнего склона желоба прекратились в раннем олигоцене. Позже имела место аккреция океанического материала и, возможно, тектоническое совмещение с фундаментом дуги. Ими же вдоль 13° с. ш. выделен широтный сдвиг, южнее которого островодужные элементы не прослеживаются.

125-й рейс «Джойдес Резолюшен» (1989 г.) принес новые сведения о строении островодужного склона Марианского желоба на 19°30' с. ш. Здесь пробурено три скважины (778—780) на подводной горе Конической, которые на глубине около 4000 м вскрыли 300 м раннеплиоцен(?)—плейстоценовых полимиктовых брекчий с серпентинитовым матриксом, содержащих блоки серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, метабазальтов, серпентинитов и габбро. Происхождение горы Конической связывается с мантейным диапиризмом. В свою очередь серпентинизация, по предварительному заключению участников рейса, связана с обезвоживанием субдуцирующей Тихоокеанской плиты. Анализ поровых вод показал, что состав их значительно отличается от состава морской воды. И особенно интересен тот факт, что с глубиной повышается содержание метана, этана и пропана.

ЖЕЛОБ ЯП

Желоб Яп расположен к северо-востоку от Палау и отделен от него поднятием относительной высотой 1500 м. Максимальная глубина желоба 9000 м зафиксирована восточнее атолла Нгулу в его центральной части. Протяженность желоба около 700 км, средняя ширина — 40 км. Поперечные профили желоба симметричны, с крутыми (20—25°), почти не расчленен-

ными склонами. Небольшие гряды встречаются лишь в верхней части склона, а отдельные блоковые уступы — у подножия. Дно желоба на всех пересечениях узкое, плоское. На всем протяжении желоба Яп рыхлые осадки на дне практически отсутствуют, и только на некоторых участках дна обнаружена толща осадков не более 100 м. В средней части океанического склона желоба были сфотографированы пиллоу-лавы [19].

При проведении геофизических исследований в районе желоба Яп [42] установлены отрицательные гравитационные аномалии в свободном воздухе с минимальными значениями 180—200 мГал. Результаты анализа аномального магнитного поля района желоба Яп свидетельствуют скорее о блоковой, чем линейной его зональности [1]. Тепловой поток имеет значения 1,78—1,9 ЕТП. В то же время сейсмическая активность невысокая, небольшое количество мелкофокусных землетрясений (менее 30 км) с магнитудой менее 3 отмечено преимущественно на внутренней стенке [42].

Анализ батиметрических и магнитных данных позволил установить в районе желоба Яп и поперечные структурные элементы северо-западного простирания, имеющие продолжение как к северо-западу (Центральный разлом), так и к юго-востоку — система разломов Сорол, для которых В. Гамильтон предполагал левосторонние перемещения.

Хотя геофизических работ в районе желоба Яп проведено не так много, имеется несколько моделей его развития. Отличительной чертой этого региона является отсутствие типичной зоны Бенъоффа, слабая сейсмичность и близкое расположение (всего 50 км) к желобу дуги Яп, что гораздо ближе, чем в других системах дуга — желоб. Дуга Яп и, в частности, о. Яп сложены амфиболитами, габброидами и зелеными сланцами предположительно позднемелового возраста, перекрытыми среднемиоценовой олистостромовой формацией Мэн, а также андезитами, лаво- и туфоагломератами. Верхняя часть разреза сложена рифогенными известняками плиоцен-четвертичного возраста.

Основываясь на этих данных, ряд исследователей [25, 41] предположили, что субдукция прекратилась в позднем олигоцене или раннем миоцене из-за коллизии Каролинского хребта с желобом. Однако позднее на восточном склоне дуги Яп были драгированы островодужные толенты с К — Аг-возрастом $10,8 \pm 0,4$ млн лет [17], что позволило предположить продолжение субдукции, причем поглощалась горячая кора трога Сорол. Кроме того, на этом же склоне дуги были драгированы гидротермально измененные породы, связанные с четвертичным вулканизмом [20]. Все эти данные вместе с дополнительными гравиметрическими, сейсмо-

логическими наблюдениями, измерением теплового потока в северной части желоба Яп [42] позволили сделать вывод, что субдукция с небольшой скоростью продолжалась и после коллизии с Каролинским хребтом.

ЖЕЛОБ ПАЛАУ

Желоб Палау простирается на 280 км и делится на ряд плоскодонных депрессий, разделенных небольшими седловинами. Островной склон желоба расчленен на блоки, океанический в нижней части образует крутой уступ и выше глубины 5000 м выполаживается. Было изучено два профиля вдоль 8° с. ш. [3]. Здесь желоб имеет плоское дно с глубиной 8027 м и крутые уступы ($10-12^\circ$) у основания склонов. По данным непрерывного сейсмического профилирования установлено, что в пределах дна северной части желоба Палау мощность слабо смятых осадков достигает 600—700 м. На склонах они практически отсутствуют и лишь в пределах небольших ступеней на островном склоне их мощность достигает 100—150 м. Наличие большого количества осадков на дне желоба объясняется близостью местного источника сноса — о. Палау и нескольких крупных мелководных банок, которые, вероятно, в недалеком прошлом были сушей. Они сложены породами островодужного комплекса с возрастом от позднего эоцена до раннего миоцена [24].

ЖЕЛОБ РЮКЮ

Желоб Рюкю (Нансей-Шото) простирается от хр. Кюсю-Палау, где он сочленяется с желобом Нанкай, до о. Тайвань на 1200 км при средней ширине 60 км. Средняя глубина желоба составляет 6000 м, максимальная — 7800 м.

Желоб довольно хорошо изучен геофизическими методами благодаря международному сотрудничеству. Составлена новая батиметрическая карта м-ба 1 : 1 000 000 с использованием системы «SEABEAM» [13]. Наиболее результативными были экспедиции геологической службы Японии в 1975, 1982 гг. [45, 46], совместного франко-японского проекта «Динамика и эволюция литосферы» (DELP) в 1984, 1986 гг. [33—35].

По результатам изучения глубинного строения установлено, что желоб расположен на стыке континентального и «океанического» блоков с контрастным строением [35]. Мощность земной коры Филиппиноморской плиты не превышает 5—6 км, мощность коры континентального или островодужного блока колеблется от 16 до 25 км. Северное сочленение желоба Рюкю с желобом Нанкай и хр. Кюсю-Палау детально изучено во франко-японской экспедиции Кайко [38]. Условно границу мож-

но провести по левостороннему сдвигу северо-западного простирания. Глубина желоба в месте сочленения не превышает 3500 м. Здесь же установлена серия надвигов север-северо-восточного простирания с падением на северо-запад, а также пара сопряженных антиклинальных и синклиналиных складок.

Южное ограничение желоба Рюкю также неплохо изучено в последние годы [36, 53], о чем будет сказано ниже.

В последние 15 лет Министерством геологии и минеральных ресурсов КНР проведены значительные геолого-геофизические исследования, позволившие детализировать строение дна Восточно-Китайского моря и прилегающих структур, оценить углеводородные ресурсы. На основе этих данных составлены два трансекта в международной легенде: от устья р. Янцзы до желоба Рюкю и от устья р. Эрцзян до желоба Рюкю [15, 16, 55].

Строение желоба и, особенно, его внутреннего склона связано со строением прилегающей островной дуги Рюкю. К. Кониши в 1965 г. предложил разделять дугу на три сегмента — северо-восточный, центральный и юго-западный, разделенные соответственно каналом Токара и депрессией Мияко, которые приурочены к левосторонним сдвигам. Сегменты существенно различаются составом и строением досреднемиоценового фундамента, количеством вулканов, морфологией преддуговых областей, углом наклона погружающейся Филиппинской плиты, стадиями эволюции трога Окинава, примыкающего к дуге с запада [36, 51].

На севере желоб выражен слабо [40] в виде флексуобразного понижения от дуги Рюкю к Филиппинской плите. Глубина моря не превышает здесь 4 км. Островной склон, по данным интерпретации геолого-геофизических данных, сложен верхнепалеозойской, меловой и неогеновой толщами. Последняя отражает время формирования преддуговых прогибов вдоль дуги Рюкю. По данным одноканального непрерывного сейсмического профилирования, желоб представляет собой грабен, заполненный на отдельных участках толщей турбидитов мощностью около 1 км.

По данным МОВ ОГТ, в северной части желоба [45] для внутреннего склона характерна система сбросов и грабенов, некомпенсированных осадконакоплением. На профилях в основании континентального склона обычно рисуются аккреционная призма и серия взбросов, но надежного обоснования этой интерпретации пока нет.

Средняя часть желоба, примыкающая к центральной части дуги, морфологически выражена U-образным прогибом глубиной до 7 км. Внутренний склон довольно крутой и сложен мел-палеогеновыми толщами группы Симанто

[40]. По анализу данных о фокальных механизмах очагов землетрясений, значительная часть осей сжатия ориентирована поперек желоба, что указывает на развитие здесь сжимающих напряжений [4].

В юго-западной части желоб Рюкю заметно изгибается на юго-запад. Судя по южному трансекту китайских исследователей [55], внутренний склон желоба крутой и сложен верхнепалеозойско-мезозойскими образованиями, а внешний, довольно пологий, сложен эоценовыми базальтами Филиппинской плиты. Помимо вышеописанных древних образований выше по склону обнажаются плиоценовые осадки преддуговых прогибов [40]. Предполагается, что Филиппинская плита субдуктирует в желоб Рюкю со скоростью 7 см/год [49].

После проведенных структурных исследований полей напряжений на островах юго-западного сектора дуги Рюкю с привлечением интерпретации сейсмических профилей вокруг островов дана более детальная реконструкция тектоники юго-западного сегмента дуги Рюкю и связанного с ним участка желоба Рюкю [36]. Согласно этим построениям, 5—10 млн лет назад в рассматриваемом регионе Филиппинская плита двигалась на север и погружалась в желоб Рюкю. Вулканическая дуга Лусона, принадлежащая Филиппинской плите, мигрировала также на север вдоль трансформного разлома между Южно-Китайской и Филиппинской плитами. В это время трог Окинава уже сформировался [33]. Примерно 4 млн лет назад движение Филиппинской плиты изменилось на северо-западное. Трансформный разлом превратился в зону субдукции. Юго-западный сегмент дуги Рюкю мигрировал на запад как микроплита из-за начавшейся косо́й субдукции Филиппинской плиты и столкновения с прото-Тайванем. Примерно 2 млн лет назад вулканическая дуга Лусона столкнулась с прото-Тайванем и мигрировала к северу вдоль левостороннего сдвига. После этого микроплита юго-западного сектора дуги Рюкю прогнулась из-за прогрессирующей косо́й субдукции и развития широтного правостороннего скольжения в зоне скалывания на западе микроплиты. В настоящее время наблюдается зона коллизии вулканической дуги Лусона и юго-западного сектора дуги Рюкю на восточном побережье Тайваня.

ЖЕЛОБ НАНКАЙ

Желоб Нанкай имеет протяженность 650 км при средней ширине 20 км. На северо-востоке он переходит по простиранию в узкий трог Суруга, а на юго-востоке в месте подхода к нему с юга хр. Кюсю-Палау сочленяется с желобом Рюкю (Нансей-Шото). В этом месте глубина

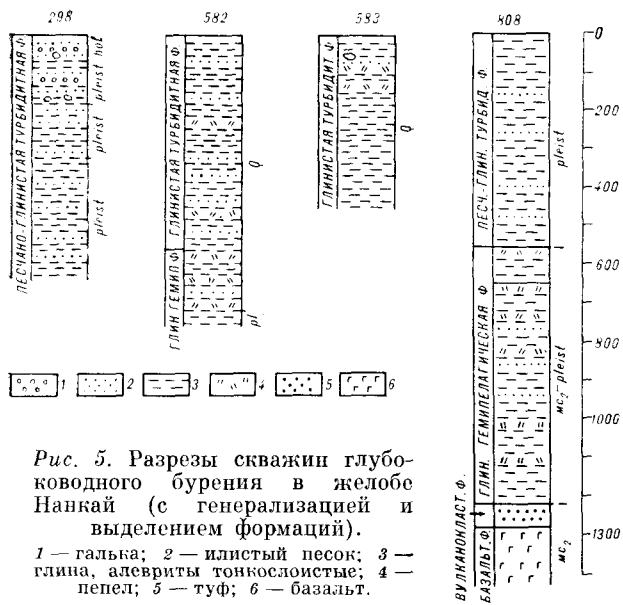


Рис. 5. Разрезы скважин глубоководного бурения в желобе Нанкай (с генерализацией и выделением формаций).

1 — галька; 2 — илистый песок; 3 — глина, алевроиты тонкослоистые; 4 — пепел; 5 — туф; 6 — базальт.

желоба не превышает 2500 м, а максимальная глубина его достигает 4800 м.

Желоб Нанкай довольно хорошо изучен геофизическими методами, в частности, для исследования структуры осадочной толщи особо ценно многоканальное сейсмопрофилирование [11, 12]. Глубоководное бурение проведено в трех рейсах: рейс 31, скв. 298 [29], рейс 87, скв. 582—583 [39] и рейс 131, скв. 808.

Большой комплекс геолого-геофизических исследований, включавший детальное картирование (Seabeam), разнообразные геофизические исследования, наблюдения с погружаемых до глубины 6000 м аппаратов, проведен в рамках франко-японского проекта Кайко в 1984—1985 гг. Исследования проводились на трех полигонах в желобе Нанкай с целью изучения его структуры и проходящих в нем геодинамических процессов. Два полигона расположены на северо-восточном и юго-западном замыканиях желоба и один — в центре.

Как выяснилось, аккреционная призма имеет здесь сложное строение. От оси желоба по направлению к суше выделено три тектонических зоны — базальная, средняя и верхняя [37], разделенные протяженными надвигами. В базальной и средней зонах преобладают структуры сжатия (складки, надвиги, сдвиги), в верхней зоне отмечаются структуры растяжения и сбросы. Общая мощность осадков аккреционной призмы позднеплиоцен-четвертичного возраста в базальной и средней зоне составляет около 2000 м, в верхней зоне — 3500—4000 м, а еще северо-западнее мощность увеличивается до 6000—7000 м, что объясняется присутствием сдвоенного и даже строенного разреза. Осадки вдоль оси желоба не деформированы.

Все вышеописанные деформации характерны лишь для верхней части разреза внутреннего склона желоба, представляющей собственно аккреционную призму, начавшую формироваться в позднем плиоцене [29, 31] за счет обильного поступления осадков с северо-запада по дренажной системе р. Фудзи. Особенно возросла скорость седиментации с раннего плейстоцена — времени активизации тектонических движений на юго-востоке Японии.

Нижние слои представлены гемипелагическими илами позднеплиоцевого возраста, вскрытыми в основании скв. 582 (рис. 5). Слои не деформированы, кровля их служила поверхностью срыва, по которой происходило перемещение пластин аккреционной призмы (т. е. деколlementом).

Внешний склон желоба ограничен нормальным сбросом [37]. В целом же со стороны внешнего склона фундамент довольно полого (до 5°) погружается под континентальный склон, прослеживаясь на сейсмических профилях на расстояние до 60 км.

Выше были описаны преимущественно склоны желоба. Мощность, распределение, характер осадков собственно в желобе и на его северо-восточном продолжении в трого Суруга (рис. 6) были изучены по серии сейсмических профилей [43]. Чехол в желобе подразделен на две толщи. Верхняя толща характеризуется высоко- и среднеамплитудными отражениями, что обычно для фаций турбидитов. Мощность ее достигает 0,5 с. Сейсмически прозрачные участки в пределах верхней толщи, возможно, представляют фации выполнения каналов или оползни. Нижняя толща представлена преимущественно прозрачными сейсмическими фациями. Предполагается, что это осадочное выполнение древнего желоба. В целом мощность осадков в желобе увеличивается с юго-востока на северо-запад поперек оси желоба от 0,5 до 3 см (см. рис. 6).

В северо-восточной части желоба Нанкай (см. рис. 6) седиментация контролируется двумя системами транспортировки осадков: центральным каналом желоба Нанкай и каньоном Тенру, который проходит вдоль левосто-

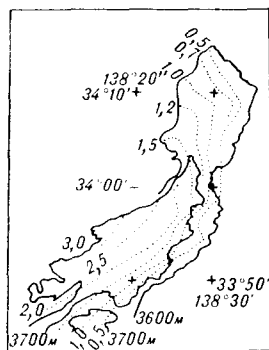


Рис. 6. Мощность осадков в желобе Нанкай и трого Суруга в секундах двойного пробега сейсмических волн [43].

ронного сдвига Акаиси, ограничивающего желоб Нанкай с востока. Далее к востоку граница Филиппинской плиты с Японией проходит по трогу Суруга, являющемуся непосредственным продолжением желоба Нанкай.

Центральный канал желоба Нанкай представляет собой меандрирующую систему шириной до 3 км, за исключением юго-западной части, где он превращается в V-образный эрозионный канал шириной 1 км, поскольку уклон дна увеличивается. Мощность осадков в канале варьирует от 0 до 350 м. В целом для желоба максимальная мощность осадков до 2500 м наблюдается в восточной части, где ширина его достигает 45 км за счет глубоководного конуса каньона Тенру. Внешний склон желоба осложнен присутствием хр. Дзенису и бассейна Дзенису, происхождение которых трактуется по-разному [38].

Полигон детальных исследований в юго-западной части желоба Нанкай охватывает область сочленения желобов Нанкай, Рюкю и хребта Кюсю-Палау. Эта область разделяется сдвигами юго-восточного простирания на три тектонических зоны, различающиеся направлением надвигов. В юго-западной зоне направление надвигов, как и желоба Рюкю, СВ 20° с падением на ЗСЗ. Здесь глубина уменьшается до 3500 м, а на поднятии, разделяющем желоба, до 2500 м. В центральной зоне, отделенной от юго-западной левосторонним сдвигом, надвиги имеют направление СВ 30°, более близкое простиранию желоба Рюкю, чем Нанкай. И только в северо-восточной зоне, отделенной от предыдущей правосторонним сдвигом, генеральный тренд СВ 70° подобен направлению трого Нанкай. В целом мощность осадков в этой части желоба не превышает 100—400 м, предполагают, что здесь развиты дистальные фации турбидитов.

В юго-западной части трого Нанкай, где ширина его не превышает 17 км, пройдено четыре скважины с «Гломар Челленджер» и «Джодес Резолюшен»: 298, 582, 583, 808 (см. рис. 5). Сква. 298 пробурена на внутреннем склоне желоба на глубине 4659 м. Выделено две литологических пачки [29]. Верхняя мощностью 194 м сложена глинистым илом и глинистым песком с небольшим количеством гальки аргиллитов, карбонатных песчаников и известняков. В этой пачке обнаружены переотложенные фораминиферы и ископаемый нанопланктон, на основании чего определен позднеплейстоцен-голоценовый возраст осадков. В целом отложения пачки интерпретируются как проксимальная часть турбидитов или отложений каналов. Нижняя пачка сложена более плотными, трещиноватыми глинистыми силтами, глинами и глинистыми песками. Часто наблюдается градационная слоистость с

четким контактом в основании и расплывчатым постепенным переходом в верхней части слоя. Мощность пачки 427 м. В осадках этой пачки содержатся планктонные фораминиферы, диатомеи, нанопланктон, что определяет их возраст как раннеплейстоценовый.

В 87-м рейсе «Гломар Челленджер» пробурено две скважины: скв. 582 прошла недеформированные осадки в осевой части желоба в 2 км южнее фронта деформаций, а скв. 583 пробурена на самой нижней террасе внутреннего склона, где на сейсмических профилях хорошо видны надвиги [39].

В скв. 582 выделено две пачки. Верхняя мощностью 560 м четвертичного возраста представляет собственно осадки желоба. Это темные оливково-серые и серые турбидиты и гемипелагические глины, силты и глинистые пески, объединенные в глинистую турбидитную формацию. В турбидитах отмечались обломки вулканического стекла, пород, тяжелых минералов, красных кремней. Наблюдались смешанные ассоциации морских и неморских диатомей, мелководных и глубоководных фораминифер. Все эти факты свидетельствуют о том, что турбидиты поступали издалека, преимущественно с полуострова Идзу, т. е. перемещались на расстояние около 400 км. По палеомагнитным данным, возраст основания этой пачки составляет 0,65 млн лет. Нижняя пачка мощностью около 190 м сложена гемипелагическими осадками, аналогичными развитым в северной части бассейна Сикоку и вскрытым скв. 297. Они объединены в глинистую гемипелагическую формацию. Возраст ее определяется как верхний плиоцен — нижний плейстоцен. Скорость седиментации, вычисленная по биостратиграфическим и палеомагнитным данным, составляла 900 м/млн лет для нижней пачки и 300 м/млн лет для верхней.

Средние значения теплового потока в скв. 582 составляли 1,51 ЕТП, что значительно ниже тех, что измерялись на поверхности дна. Это объясняется выжиманием поровых вод из гемипелагических осадков.

Сква. 583 вскрыты четвертичные темно-серые и оливково-серые гемипелагические илы с тонкими (менее 10 см) слоями песка и силта, обычно с градационной слоистостью. Отмечены слои пеллов и стекловатых песков, скопление остатков растений. Содержание карбонатов низкое, изредка отмечаются тонкие линзы (до 5 см) аутигенного карбоната кальция. Литологический состав пород в нижней части скважины аналогичен вскрытому в скв. 582. Слои во всех скважинах залегают горизонтально. Как и в скв. 582, значения теплового потока не превышают 1,59 ЕТП, что значительно ниже значений, полученных на поверхности. По отсутствию верхней части радиоляриевой зо-

ны, значениям физических свойств пород установлен разрыв верхних 20—40 м осадков. На глубине 160 м скважина пересекла поверхность надвига, выделенного ранее на сейсмических профилях, но изменений в литологии выше и ниже надвига не наблюдалось.

В скважинах отмечено уменьшение пористости пород на 45—60 % по сравнению с такими же породами, развитыми южнее. Это явление объясняется влиянием нагрузки быстро накопившихся осадков желоба.

Скв. 808 в 131-м рейсе «Джойдес Резолюшен», расположенной примерно в средней части желоба Нанкай ($32^{\circ}21'$ с. ш., $134^{\circ}56'$ вост. долготы), при глубине воды около 4680 м пробурены язык аккреционной призмы, фронтальный надвиг, поверхность срыва (деколлемент) и океанический фундамент прогиба Сикоку. Вскрытый на глубину 1327 м разрез выглядит следующим образом:

Пачка I (0—20,6 м, плейстоцен) характеризует отложения нижней части склона — переслаивающиеся силты, тонкозернистые пески, биотурбированные глинистые силты, тонкие слои пепла. Типичные для турбидитов последовательности Боума T_{abde} . В этой пачке наблюдались обильные выделения газа.

Пачка II (20,6—557 м, плейстоцен) характеризует выполнение желоба и подразделяется на три подпачки. Верхняя подпачка (20,6—120,6 м) представлена всеми типами осадков от силтов до грубозернистых песчаников, слои имеют различную мощность и структуру. Обычно последовательность Боума T_{abe} , реже отмечается T_{cde} . Нередко присутствуют остатки растений. В основании подпачки наблюдаются оползни. Средняя подпачка (120,6—263,4 м) сложена тонкослоистыми тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами в последовательности T_{bcde} . Интервал 220—263,4 м повторяется еще раз ниже фронтального надвига (26,5—410 м), слой конгломератов является хорошим маркирующим горизонтом. Верхняя подпачка (410—557 м) сложена биотурбированными глинистыми алевролитами и аргиллитами с градиционно-слоистыми песчаниками и алевролитами (T_{cde}). Интервал 410—511 м является стратиграфическим эквивалентом интервала 263—366 м.

Пачка III (557—618 м, плейстоцен) характеризует зону перехода от осадков желоба к осадкам бассейна Сикоку. Это биотурбированные глинистые алевролиты и алевролитистые аргиллиты с тонкими слоями пепла и туфа. Пачка III начинается первым толстым слоем туфа и заканчивается последним алевролитовым турбидитом.

Пачка IV (618—1243 м, средний миоцен—плейстоцен) включает отложения бассейна Сикоку и подразделяется на две подпачки. Верх-

няя подпачка (618—824 м, плиоцен—плейстоцен) охватывает интервал от последних турбидитов до последних слоев туфов и пепла и характеризуется обилием тонких слоев туфов, вулканокластических песчаников, переслаивающихся с биотурбированными илами, богатыми фораминиферами. Нижняя подпачка (824—1243 м, средний миоцен—плиоцен) представлена полностью биотурбированными глинистыми алевролитами и алевролитистыми аргиллитами со следами вулканических туфов и стекла.

Пачка V (1243—1290 м, средний миоцен) сложена разноцветными породами различной мощности: мощные слои кислых риодацитовых туфов, серые, зеленоватые-серые измененные туфы; разноцветные туфогенные аргиллиты; тонкие слои темных оливково-серых аргиллитов.

Пачка VI (1290—1327 м, средний миоцен) сложена силлами базальтов, перекрывающими пиллоу-базальты. Силлы переслаиваются со спекшимися осадками, в которых содержатся ископаемые остатки, определяющие возраст.

Рассчитанная скорость седиментации составляла до 1 км/млн лет в последние 0,46 млн лет и в среднем 40 м/млн лет в предыдущие интервалы времени.

В части изучения элементов структурной геологии в скважине установлено северо-запад — юго-восточное направление сжатия в аккреционной призме. Фронтальный надвиг рассматривается как кульминация развития опрокинутой складки, что подтверждается наблюдением обратного залегания слоев под надвигом. Полное отсутствие жильных структур свидетельствует об отсутствии флюидных потоков даже в разломных зонах.

Геохимические исследования в скважине показали аномально высокую зрелость углеводородов. Повышенные содержания пентана, бутана и пропана установлены в интервалах глубин 1060—1280 м. Геотермальный градиент в скважине составлял $111^{\circ}\text{C}/\text{км}$, величина теплового потока достигала 3 ЕТП.

Итак, бассейны-желоба имеют как черты сходства, так и отличия (см. таблицу). Это глубочайшие депрессии, в той или иной мере заполненные осадками, характеризующиеся сильными отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе, средним тепловым потоком, значения которого иногда возрастают за счет местных факторов (желоба Яп, Нанкай). Характерно их пограничное положение, на границе блоков с разным типом земной коры, причем мощность коры на островодужном склоне в 1,5—3 раза больше, чем на океаническом. Обычно желоба совмещаются с поясами мелко- и глубоководных землетрясений, но интенсивность их различна. Если желоба Идзу-Бонинский, Волкано, Мариан-

Параметры глубоководных желобов Филиппинского моря

Параметры	Желоба					
	Идзу-Бонинский	Волкано	Марианский	Яп	Рюкю	Нанкай
Площадь, км ²	76 500	33 000	178 500	28 000	72 000	13 000
Глубина воды, м	10 600	9 156	11 022	8 530	7 500	4 800
Мощность осадочного выполнения, м	до 1000	0—50	0—50	0—100	до 1000	до 3000
Гравитационные аномалии в свободном воздухе, МГал	—260	—220	—220	—200	—130	—40
Тепловой поток, ЕТП	0,6	?	0,3	1,8	0,88	2,7
Сейсмичность	Сильная	Сильная	Сильная	Слабая	Сильная	Слабая

ский, Рюкю характеризуются сильной сейсмичностью, то желоба Яп и Нанкай — слабой.

Сильные отрицательные изостатические аномалии заставляют предполагать непродолжительность их существования, что подтверждается биостратиграфическими и палеомагнитными данными по осадкам желобов. Они не древнее плиоцена, а нередко моложе.

Что касается морфокинематической природы глубоководных желобов, то здесь достаточной ясности нет. Х. Беньофф, А. Фишер и Г. Хесс считали, что глубоководные желоба формируются вдоль надвигов. По мнению Дж. Ходжсона, глубоководные желоба являются зонами сдвигов. Это положение он обосновывал ссылкой на желоб Тонга — Кермадек, который по простиранию переходит в Альпийский сдвиг.

Рассмотрение глубоководных желобов, обрамляющих Филиппинское море, приводит к выводу, что природа их различна. Классическая модель субдукции, где глубоководный желоб рассматривается как зона поддвига океанической плиты под континентальную, применима лишь к желобу Нанкай, где установлена мощная дислоцированная аккреционная призма и пологопадающая поверхность срыва (поддвига) прослежена на сейсмических профилях на 60 км. Частично эта модель применима к желобу Яп.

Для других желобов картина сложнее. Характер движений нередко менялся на протяжении даже столь короткой жизни желобов, что нашло отражение в сформировавшихся структурах и характере осадков. В Идзу-Бонинском желобе, например, 0,5 млн лет назад растяжение, зафиксированное формированием узких трогов, заполненных осадками на внутреннем склоне желоба, сменилось сжатием, отраженным серией надвигов северо-восточного простирания, которые, в свою очередь, смещены сдвигами северо-западного направления [27, 44, 50]. Океанический склон желоба находится в режиме растяжения.

Материалы, собранные в результате 60-го рейса «Гломар Челленджер», свидетельствуют об отсутствии аккреционной призмы в районе

Марианского желоба и дают основание полагать, что погружение по серии сбросов, сопровождаемое тектонической эрозией, являлось доминирующим процессом [30]. Тектоническая ситуация в Идзу-Бонинском и Марианском желобах лучше объясняется в рамках модели эдукции Ю. В. Чудинова, поскольку на внутренних склонах желобов действительно вскрыты бурением мантийные породы.

Для желоба Рюкю данные противоречивы. По данным одноканального НСП, желоб представляет собой грабен, заполненный на отдельных участках толщей турбидитов мощностью около 1 км. По данным МОВ ОГТ, в северной части желоба на внутреннем склоне наблюдается система сбросов и грабенов, некомпенсированных осадконакоплением [45]. Китайские исследователи в основании континентального склона предполагают присутствие аккреционной призмы и серии взбросов. Материалы более поздних исследований в юго-западной части желоба свидетельствуют о неоднократном изменении характера и направления движений [36]. Резюмируя вышеизложенное для желоба Рюкю, можно предположить, что характер и направление движений менялись не только во времени, но и по простиранию желоба. Ныне мы видим, что на о. Тайвань имеют место структуры сжатия (коллизия вулканической дуги Лусон с прото-Тайванем), по простиранию желоба возможна косая субдукция, но в месте подхода хребтов Дайто, Оки Дайто, Кюсю-Палау опять возможна коллизия, что подтверждается серией надвигов.

Как уже отмечалось, скорость седиментации в бассейнах-желобах изменяется от пулевой до ураганной (900 м/млн лет в желобе Нанкай).

В последние годы получены некоторые сведения, позволяющие судить о накоплении углеводородов на ранних стадиях развития бассейнов-желобов. В осадках желоба Нанкай обнаружены поровые воды, обогащенные углеводородами. Геохимическими исследованиями в скв. 808 установлена аномально высокая зре-

лость углеводородов. Повышенные содержания пентана, бутана, пропана установлены в интервалах глубин 1060—1280 м. В 125-м рейсе «Джойдес Резолюшен» на внутреннем борту Марианского желоба было установлено, что состав поровых вод в осадках значительно отличается от состава морской воды. И особенно

интересен тот факт, что с глубиной повышается содержание метана, этана и пропана. В сочетании с повышенными значениями теплового потока эти факторы могут рассматриваться как благоприятные для формирования скоплений углеводородов уже на ранних стадиях развития бассейнов-желобов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. П., Врублевский А. А., Красный М. Л. Глубинное строение желобов южной части Филиппинского моря // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.— С. 63—70.
2. Васильев В. И., Говоров И. Н., Коновалов Ю. И. и др. Геологическое строение желоба Волкано // Там же.— 1988.— № 6.— С. 3—13.
3. Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
4. Геотраверс Китай — Филиппинское море — Тихий океан/Родников А. Г., Бурикова И. А., Гайпанов А. Г. и др. // Там же.— 1991.— № 4.— С. 3—18.
5. Гнибиденко Г. С. Структура глубоководных желобов Тихого океана (по данным МОВ — ОГТ)/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.
6. Ле Пишон К., Франшио Ш., Боннин К. Тектоника плит.— М.: Мир, 1977.
7. Скорнякова Н. С., Горбунова З. Н., Кругликова С. Б. и др. Осадки и осадочные породы Марианского желоба // Литология и полезные ископаемые.— 1978.— № 5.— С. 18—32.
8. Хейс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей: Тр. 27-го Международ. геол. конгресса. Симпозиум 06.2.3. Т. 6., ч. II.— М.: Наука, 1984.— С. 30—44.
9. Хосино М. Морская геология.— М., Недра, 1986.
10. Чудинов Ю. В. Геология активных окраин и глобальная тектоника.— М.: Недра, 1985.
11. Aoki Y., Ikawa T., Ohta Y., Tamano T. Compressionional Wave Velocity Analysis for Suboceanic Basement Reflector in the Japan Trench and Nankai Trough Based on Multichannel Seismic Reflection Profiles // Geodynamic of the Western Pacific — Indonesian Region/Hilde T. W., Uyeda S. Wash. 1983. P. 355—370. (AGU Geodynamics Ser.; V. 11).
12. Aoki Y., Tamano T., Kato S. Detailed structure of the Nankai Trough from Migrated seismic sections // Studies in Continental Margin Geology/Watkins J. S., Drake C. L.—Tulsa, 1982.— P. 309—322. (AAPG Memori; N 34).
13. Bathymetric map of the Okinawa Trough. Scale 1 : 1 000 000. Comp. B. Marsset, J-C. Sibuel, J. Letouzey, J.-P. Maze.— Paris, France, 1987.
14. Bloomer S. H., Hawkins J. W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: an island arc ophiolite // The tectonics and geologic evolution of southeast Asian seas and islands. P. 2.—Washington (D. C.), 1983.— P. 294—317.
15. Chu Xia. On tectonic evolution of continental margin of China // Marine Geology and Quaternary Geology.— 1987.— N 3.
16. Chu Xia, Huanjiang Chen. Continental margin tectonics and basin evolution in China // Experimental Geology in Petroleum.— 1982.— V. 4, N 3.
17. Crawford A. J., Beccaluva L., Serri G., Dostal J. Petrology, geochemistry and tectonic implications of volcanics dredged from the intersection of the Yap and Mariana trenches // Earth and Planet. Sci. Letters.— 1986.— V. 80.— P. 265—280.
18. Creager K. C., Jordan T. H. Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs of Northwest Pacific // J. Geophys. Res.— 1986.— V. 91, N R3.— P. 3573—3589.
19. Fischer A. G., Heezen B. C. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1971. V. 6.
20. Fujioka K., Furuta T., Kimura G. et al. Sediments and rocks in and around the Palau and Yap Trenches // Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH 86-1. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, 1986.— P. 38—148.
21. Geological Investigation of the Ogasawara (Bonin) and Northern Mariana Arcs April—August 1979 (GH 79-2,3 and 4 Cruises)/Ed. by E. Houza, E. Jnoue, T. Ishihara.— Geol. Surv. of Japan, 1981.
22. Geological map of the Northern Ogasawara arc. Sc. 1 : 1 000 000.— Geol. Surv. of Japan, 1982.
23. Geological map of the Southern Ogasawara and Northern Mariana arcs. Sc. 1 : 1 000 000.— Geol. Surv. of Japan, 1982.
24. Haston R., Fuller M., Schmidtke E. Paleomagnetic results from Palau, West Caroline Islands: A constraint on Philippine Sea plate motion // Geology.— 1988.— V. 16, N 7.— P. 654—657.
25. Hawkins J., Baltza R. Metamorphic rocks of the Yap arc-trench system // Earth and Planet. Sci. Letters.— 1977.— V. 37.— P. 216—229.
26. Hilde T. W. C. Sediment Subduction versus Accretion Around the Pacific // Tectonophys.— 1983.— V. 99.— P. 381—397.
27. Huchon P., Labaume P. Central Japan triple junction: a three-dimensional compression model // Tectonophys.— 1989.— V. 160, N 1—4.— P. 117—133.
28. Hussong D. M., Uyeda S. Tectonic processes and the history of the Mariana arc: a synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project, Leg 60 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1981.— V. 60.— P. 909—929.
29. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 31.— Washington: US Govern. Print. Office, 1975.
30. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 60.— Washington: US Govern. Print. Office, 1981.
31. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 87.— Washington: US Govern. Print. Office, 1986.
32. Karig D. E., Ranken B. Marine geology of the Forearc Region, Southern Mariana Island Arc // The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands. P. 2.— Washington (D. C.), 1983.— P. 266—280.
33. Kimura M. Back-arc rifting in the Okinawa Trough // Marine and Petroleum Geology.— 1985.— N 2.— P. 222—240.
34. Kimura M. Formation of the Okinawa Trough // Formation of Active Ocean Margin.— Tokyo, 1985.— P. 567—591.
35. Kimura M., Kaneoka I., Kato Y. et al. U. C. Report on DELP 1984 Cruises in the middle Okinawa Trough // Bul. Earthquake Research Institute.— 1986.— N 61.— P. 269—310.
36. Kuramoto S., Konishi K. The Southwest Ryukyu Arc is a migrating microplate (forearc sliver) // Tectonophys.— 1989.— V. 163.— P. 75—91.
37. Le Pichon X., Iiyama T., Chamley H. et al. Nankai

Trough and the fossil Shikoku Ridge: results of Box 6 Kaiko survey // *Earth and Planet. Sci. Letters.*—1987.— V. 83.— P. 186—198.

38. *Le Pichon X., Iiyama T., Chamley H. et al.* The eastern and western ends of Nankai Trough: results of Box 5 and Box 7 Kaiko survey // *Ibid.*— P. 199—213.
39. *Leg 87* drills off Honshu & SW Japan // *Geotimes.*—1983.— V. 28, N 1.— P. 15—18.
40. *Letouzey J., Kimura M.* The Okinawa Trough: genesis of a backarc basin developing along a continental margin // *Tectonophys.*—1986.— V. 125.— P. 209—230.
41. *McCabe R., Uyeda S.* Hypothetical model for bending of the Mariana arc // The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands, P. 2.— Washington (D. C.), 1983.— P. 281—293.
42. *Nagihara S., Kinoshita M., Fujimoto H. et al.* Geophysical observations around the northern Yap Trench: seismicity, gravity and heat flow // *Tectonophys.*—1989.— V. 163.— P. 93—104.
43. *Nakamura K., Renard V., Angelier J. et al.* Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs — preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2 // *Earth and Planet. Sci. Letters.*—1987.— V. 83.— P. 229—242.
44. *Ogawa Y., Seno T., Akiyoshi H. et al.* Structure and development of the Sagami trough and the Boso triple junction // *Tectonophys.*—1989.— V. 160, N 1—4.— P. 135—150.
45. *Preliminary Report of the Hakuho Mary Cruise KH-82-4.* July 23 — August 21, 1982. *Geophys. and Geol. Investigation of seafloor around Ogasawara (Bonin) Islands, Amami Plateau and South Western Part of the Sea of Japan/Kobayashi K.*— Ocean Research Inst., 1983.
46. *Ryukyu Island (Nansei—Shoto) Arc.* GH 75-1 and GH 75-5 Cruises. January — February and July — August 1975/Honza E.— Tokyo: Geol. Survey of Japan, Cruise Rep.—1976.— N 6.
47. *Scholl D. W., Von Huene R., Vallier T. L., Howell D. G.* Sedimentary Masses and Concepts About Tectonic Processes at Underthrust Ocean Margins // *Geology.*—1980.— V. 8, N 12.— P. 564—568.
48. *Seely D. R., Vail P. R., Walton G. G.* Trench slope model // The Geology of Continental Margins/ Burk C. A., Drake C. L.— N. Y.: Springer-Verlag, 1974.— P. 249—260.
49. *Seno T., Maruyama Sh.* Paleogeographic reconstruction and origin of Philippine Sea // *Tectonophys.*—1984.— V. 102.— P. 53—84.
50. *Seno T., Ogawa Y., Tokuyama H. et al.* Tectonic evolution of the triple junction off central Honshu for the past 1 million years // *Ibid.*—1989.— V. 160, N 1—4.— P. 91—116.
51. *Sibuet J.-C., Letouzey J., Barbier F. et al.* Back Arc Extension in the Okinawa Trough // *J. Geophys. Res.*—1987.— V. 92, N B 13.— P. 14041—14063.
52. *Smoot N. C.* Guyots of the Dutton Ridge at the Bonin-Mariana Trench Junction as shown by Multi-Beam Surveys // *J. Geol.*—1983.— V. 91, N 2.— P. 211—220.
53. *Stephan J. F., Blanchet R., Rangin C. et al.* Geodynamic evolution of the Taiwan — Luzon — Mindoro belt since the Late Eocene // *Tectonophys.*—1986.— V. 125.— P. 245—268.
54. *Tanner W. F.* Deep-sea Trenches and the compression assumption // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*—1973.— V. 57, N 11, Pt. 1.— P. 2195—2206.
55. *Xu Weiling, Le Junying.* Tectonic movement and evolution of East China Sea // *Marine Geol. and Quaternary Geol.*—1988.— N 1.

ИТУГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
17 декабря 1990 г.

М. И. Стрельцов

СДВИГОВАЯ ТЕКТНИКА И МЕХАНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Структурно-геологические характеристики островодужных ассоциаций позволяют обсуждать принадлежность эшелонных разрывов островных дуг или к сколам типа Риделя, или к трещинам отрыва, или к дилатантным трещинам обрамления, а относительно пликативных дислокаций заключить, что их эшелонная структура связана с проявлениями драпирующей складчатости. Вне зависимости от того, к какой из отмеченных групп дизъюнктивов будут принадлежать кулисообразно расположенные разрывы, характер их эшелонирования однозначно указывает, что левые и правые фланги островных дуг (наименова-

Сам факт эшелонного расположения структур в островных дугах бесспорен и, казалось бы, анализ сдвиговой тектоники дуг, опирающийся на данные о вполне определенных соотношениях кулисообразных структур со сдвиговыми дислокациями [33], не должен вызывать особых осложнений. Тем не менее, исключительное многообразие точек зрения по этому вопросу свидетельствует об обратном. Представляется, что основная причина сложившейся ситуации кроется в противоречивости тектонической интерпретации кулисообразно расположенных структурных элементов. Так, одни и те же звенья одного и того же эшелонного ряда структур (например, южной части Большой Курильской гряды островов) определялись и как осевые линии складок [7, 11, 13, 49, 53 и др.] и как линии надвигов (?) [53], и как сколы Риделя [25], и как трещины сжатия [43], и как разломы, образовавшиеся в условиях растяжения [1, 11, 26].

Рассмотрим перечисленные точки зрения, стремясь, по возможности, оставаться вне влияния на ход суждений глобальных геотектонических концепций, которые в силу своей привлекательности зачастую вольно или невольно «подводят» исследователей, мешая им непредвзято относиться к имеющимся данным. Повидимому, в подобном положении оказался С. Канзука (рис. 1). По его мнению, там, где вектор движения океанической плиты перпендикулярен простиранию островных дуг (дуга северо-восточной части о. Хонсю, северная часть Курило-Камчатской островной дуги), продольные сдвиги и кулисообразное расположение структурных элементов, согласно модели «косой субдукции», должны отсутствовать,

ние флангов определяется наблюдателем, смотрящим на дугу из центра соответствующей ей окружности) характеризуются соответственно правыми и левыми сдвиговыми смещениями по продольным срединно-дуговым разломам. Эти закономерности сдвиговой тектоники противоречат широко распространенным представлениям о явлениях «косой субдукции» в островодужных регионах и удовлетворительно объясняются, если представить механическую модель островной дуги в виде изгибающегося слоистого бруса.

и их действительно нет на приведенной схеме, а, между тем, именно эшелонная структура неоднократно отмечалась как характернейшая черта строения указанных регионов (рис. 2). «Не заметил» эшелонной структуры северной части Курило-Камчатской дуги и В. А. Леглер [13—15], хотя и считал, в отличие от С. Канзуки, что обоим флангам этой дуги свойственны проявления «косой субдукции». Он посчитал представления [27] об эшелонном расположении рядов вулканов Восточно-Камчатского вулканического пояса ошибочными, ибо они позволили сделать вывод «...о правостороннем продольном сдвиге на Камчатке, что противоположно действительному» [13, с. 137].

Каково же все-таки действительное направление сдвиговых перемещений по продольным разломам островных дуг? Полагая, что ответ на этот вопрос можно получить, лишь выяснив структурно-геологическую природу эшелонированных элементов островных дуг, начнем обзор существующих на этот счет точек зрения с появившихся первыми представлений о кулисообразно расположенных островах и горных хребтах как о складках.

Первым высказался в пользу именно такой тектонической интерпретации геоморфологических элементов С. Токуда [53], который полагал, что вулканические цепочки располагаются на о. Хоккайдо вдоль третичных складок или надвигов (?). Заметив затем, что кулисы четвертичных вулканов Курильских островов параллельны структурам о. Хоккайдо, он заключил, что и острова, и кулисообразно расположенные на них хребты являются антиклиналями. Однако более поздними исследованиями точка зрения о параллельности вулканиче-

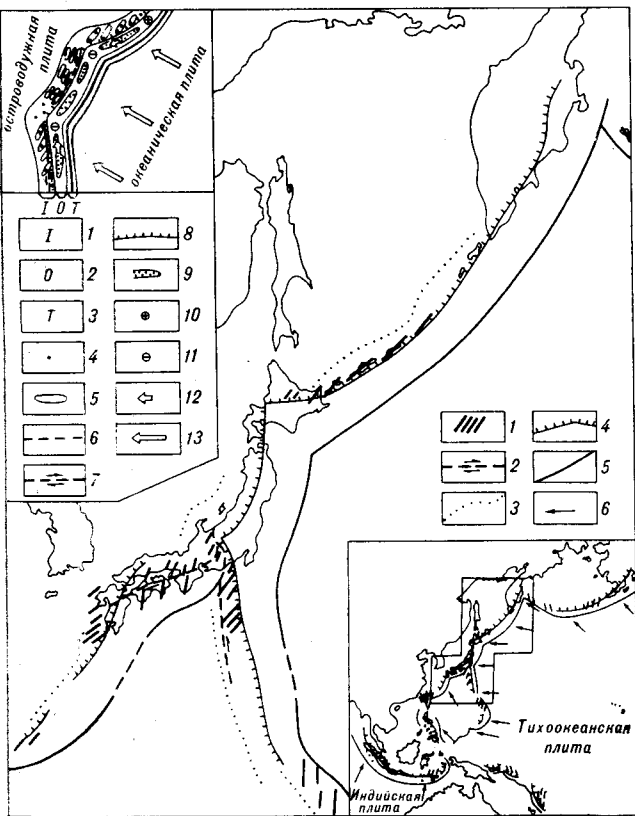


Рис. 1. Некоторые черты тектоники островных дуг [46].

Справа, внизу — обзорная схема: 1 — эшелонированные хребты, 2 — срединно-дуговые сдвиги, 3 — внутренняя граница вулканической дуги, 4 — вулканический фронт, 5 — ось желоба, 6 — движения плиты относительно островной дуги; слева, сверху — тектоническая модель систем дуга — желоб: 1 — внутренняя вулканическая дуга, 2 — внешняя вулканическая дуга, 3 — желоб и его осевая линия, 4 — вулканы, 5 — хребты внутренней дуги, 6 — разломы со смещением по падению, 7 — срединно-дуговые сдвиги, 8 — вулканический фронт, 9 — поднятия внешней дуги, 10 — положительные гравитационные аномалии, 11 — отрицательные гравитационные аномалии, 12 — движения внешней дуги относительно вулканической зоны, 13 — движения океанической плиты относительно островодужной.

ских цепей и складчатых структур о. Хоккайдо не подтвердилась. Например, отчетливо выраженный ряд вулканов п-ова Сиретоко имеет северо-восточное простирание, тогда как осевые линии складок этого же района ориентированы в север-северо-восточном направлении [47].

Многие исследователи и в настоящее время придерживаются воззрений С. Токуды на прямую связь пликативных дислокаций и геоморфологических элементов, но какие-либо новые доказательства в пользу этой точки зрения обычно не приводятся. «Антиклинали-острова разделяются синклиналими-проливами», — так охарактеризовал структуру Большой Курильской гряды А. В. Горячев [7, с. 81], на что К. Ф. Сергеев, подробно рассмотревший строение островодужных кайнозойских комплексов, вполне резонно заметил: «...антиклинальная

структура островных глыб в большинстве случаев представляется по меньшей мере проблематичной» [24, с. 90] и «...острова представляют собой совокупность тектонических блоков, в которых обнаружены фрагменты как антиклинальных, так и синклинальных структурных форм» [Там же, с. 137]. Полностью разделяя взгляды К. Ф. Сергеева, нельзя все

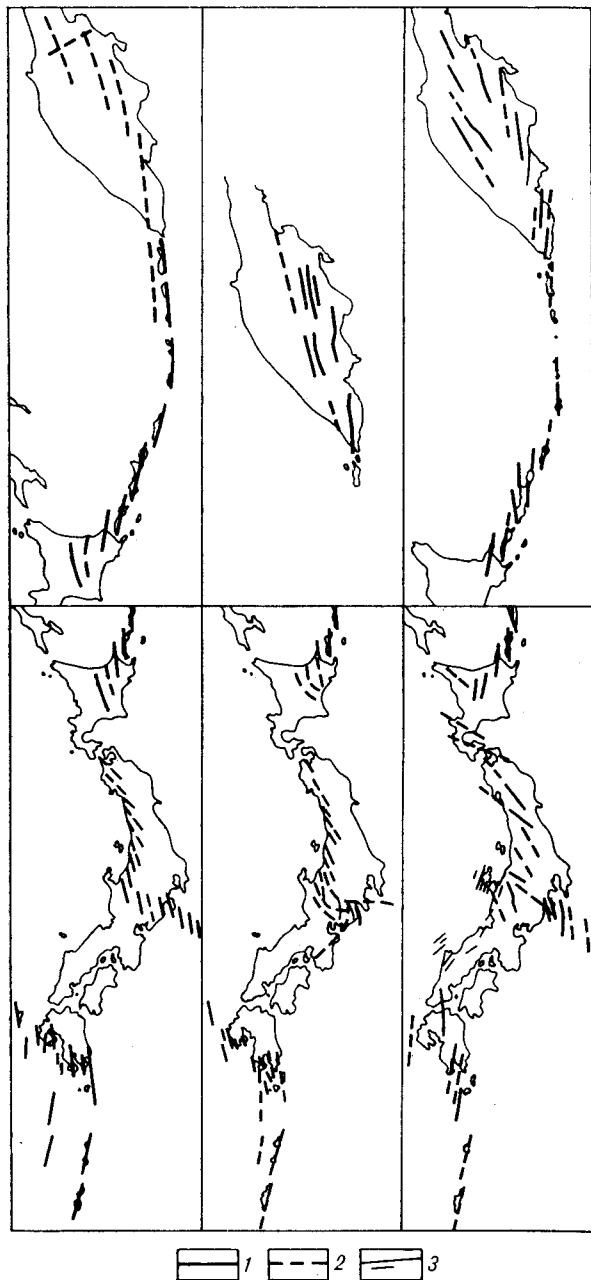


Рис. 2. Эшелонное строение островных дуг.

Слева — данные С. Токуды [53]; центр: сверху — разломы и эшелонные ряды вулканов Камчатки [8]; внизу — эшелонные структуры Японии [4]; справа — осевые линии зон повышенной проницаемости земной коры в квартере [27, 30]. 1, 2 — установленное (1) и предполагаемое (2) положение осей эшелонированных структур, 3 — раннемиоценовые глубокие трещины, с которыми связано излияние андезитов [4].

же забывать, что складчатые и разрывные нарушения островов Большой Курильской гряды в значительной своей части перекрыты продуктами четвертичного вулканизма.

Этого «недостатка» лишены Командорские острова, которые, по мнению А. В. Горячева [7], также представляют фрагменты двух крупных складок северо-западного простирания. С. Каизука [46] рассматривал их в составе правостороннего эшелонированного ряда хребтов. Если интерпретировать хребты вслед за С. Каизукой как структуры сжатия, то подобное их расположение могло бы свидетельствовать о левостороннем сдвиге вдоль западного фланга Алеутско-Аляскинской дуги. Именно такое направление сдвиговых смещений устанавливается вдоль дуги в районе Командорских островов Э. Н. Эрлихом и соавторами [20], по мнению которых поднятия островов Беринга и Медный представляют антиклинальные складки волочения. Однако в данном случае сугубо геоморфологический подход к выделению структурно-геологических элементов вступает в противоречие с представлениями о правосторонних относительно дуги перемещениях Тихоокеанской плиты, которые должны иметь здесь место согласно концепции «тектоники плит» [16, 42]. В. А. Леглер, считавший острова Большой Курильской гряды складками, был вынужден в данном случае прийти к заключению, что «...теоретически (т. е. с точки зрения гипотезы „тектоники плит“ — М. С.) Командорские острова представляют собой зону правого сдвига...» и что «...сами острова представляют собой абразионные останцы на поверхности поднятия, а их очертания определяются степенью сопротивляемости слагающих их пород» [14, с. 163].

Эшелонное правостороннее расположение геоморфологических элементов (уступов и линейных поднятий) проявлено на достаточно большом отрезке западного фланга Алеутско-Аляскинской островной дуги и имеет все-таки тектоническую, а не абразионную природу. В то же время, складчатые структуры кайнозойских толщ этого региона подобного эшелонного расположения не обнаруживают. Скорее даже наоборот, широкое развитие субширотных простираний кайнозойских образований (рис. 3) наводит на мысль о левостороннем расположении складчатых структур, чему не противоречат, в частности, и субширотная ориентировка оси предположительно брахиморфной синклинальной структуры северной части о. Беринга, и отдельные субширотные складки о. Медный, а также антиклиналь субширотного простирания, сложенная кайнозойскими комплексами о. Атту [44]. Степень пликативной дислоцированности кайнозойских отложений Командорских и Ближних островов, судя

по частоте встречаемости углов их падения (см. графики на рис. 3), возрастает вкрест простирания островной дуги от глубоководного желоба в сторону глубоководных котловин Берингова моря. Из этих же графиков, а также из результатов полевых наблюдений [10, 44] следует вывод о складчато-блоковом строении островов.

Отмеченное несоответствие между характером эшелонирования древних структурных форм и современным расположением геоморфологических элементов может говорить о смене знака сдвиговых смещений на заключительных этапах развития западного фланга Алеутско-Аляскинской дуги, что, возможно, и послужило причиной отмирания здесь вулканизма. Однако эта догадка в значительной степени основана на пока еще малочисленных данных о механизме очагов неглубоких землетрясений [9, 42], согласно которым для западного фланга дуги характерны правосдвиговые смещения по продольным разрывам. Если знак сдвига именно такой, то правостороннее расположение геоморфологических элементов в данном случае может быть обусловлено разрывными нарушениями типа сколов Риделя или трещин отрыва.

Вероятно, с неменьшим основанием, чем это сделал В. А. Леглер в отношении Командорских островов, можно было бы и острова южной части Большой Курильской гряды рассматривать как абразионные останцы, особенно учитывая палеогеографические построения И. В. Мелекесцева и соавторов [11]. Однако тектоническая природа эшелонного расположения геоморфологических элементов этого региона до сих пор не вызвала сомнений. Продолжая обсуждение структурно-геологической интерпретации этого явления, следует отметить, что имеющиеся данные о простираниях разновозрастных островодужных комплексов южной части Большой Курильской гряды свидетельствуют о левостороннем расположении образованных ими складчатых структур [28, рис. 23]. При этом простирание пликативных дислокаций среднемиоцен-плиоценовых отложений отклоняется всего на 30° к северу от простирания островной дуги, а аналогичное отклонение для складок олигоцен(?)—среднемиоценовых толщ уменьшается еще на $5-10^\circ$.

Подобное поведение осей разновозрастных складчатых структур могло бы свидетельствовать о далеко зашедших процессах правостороннего сдвигообразования по продольным разрывам дуги, если полагать, что формирование пликативных дислокаций происходило в зарождающейся зоне скалывания. Однако складчатые структуры южной части Большой Курильской гряды существенно отличаются от складок, образовавшихся подобным образом,

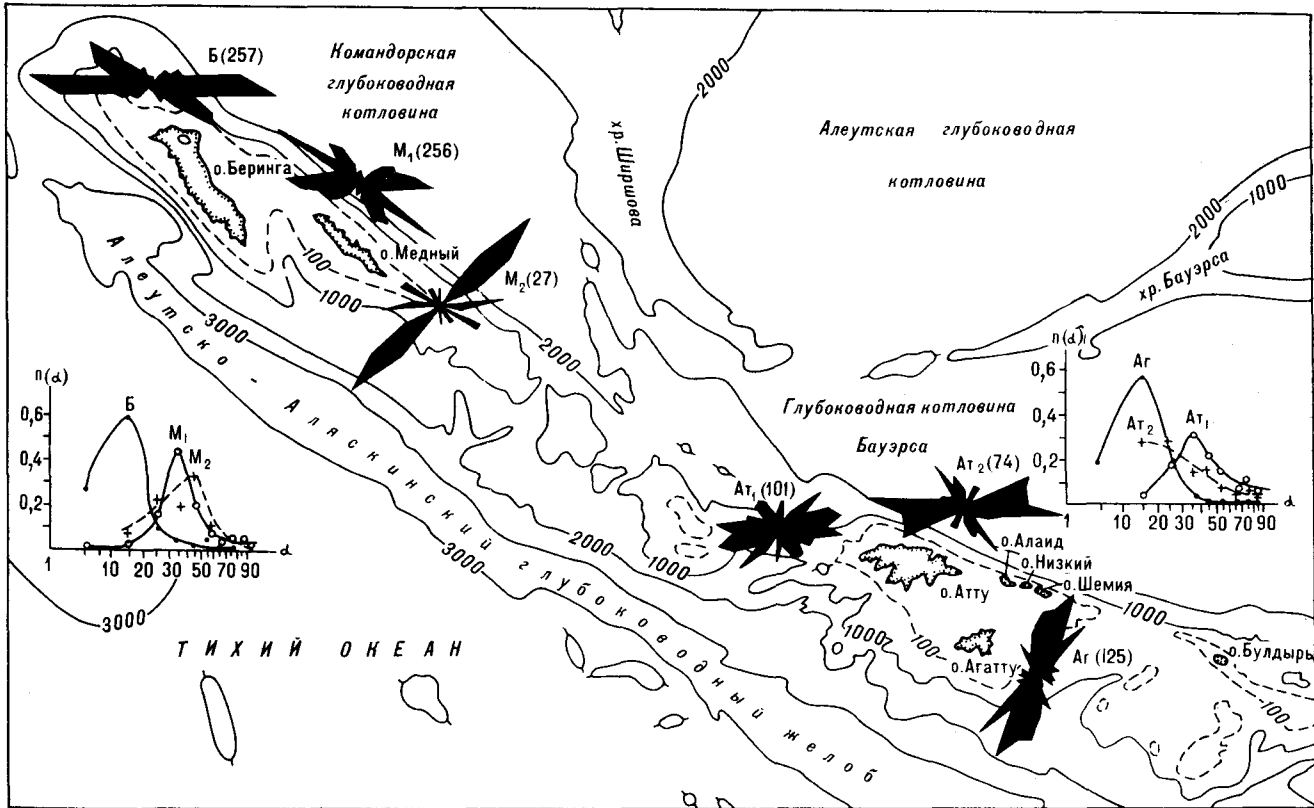


Рис. 3. Рельеф и пликативные дислокации западного фланга Алеутско-Аляскинской островной дуги (изобаты в фатомках по [40]).

Розы — диаграммы простираний и частота встречаемости n углов падения α кайнозойских островодужных комплексов (в скобках — число замеров). Командорские острова: миоцен-плиоценовые отложения о. Беринга (Б), а также доплиоценовые (M_1) и плиоценовые (M_2) образования о. Медный. Близкие острова (данные О. Гейтса и др. [44]): породы фундамента о. Агату (Ag) и о. Атту (At_1), а также плиоценовые отложения (At_2) о. Атту.

т. е. по схеме Риделя, в пластичной среде, прежде всего своей морфологией. Чаще всего даже в наиболее древних олигоцен(?)—среднемиоценовых островодужных образованиях углы падения на крыльях складчатых структур составляют всего лишь $\sim 20^\circ$, а в более молодых среднемиоцен-плиоценовых $\sim 10^\circ$; более крутые падения встречаются, главным образом, вблизи нарушений, что подтверждает представления [24, 28] о складчато-блоковом строении рассматриваемого региона и определяющей роли в формировании пликативных дислокаций движений по продольным по отношению к островам, т. е. тоже эшелонированным разрывам.

Особый интерес представляют поперечные по отношению к простиранию островов складчатые структуры, появление которых вызвано сигмоидальными изгибами кайнозойских комплексов с увеличением углов падения пород до $40-60^\circ$ вблизи разломов северо-западного простирания. Образование подобных складчатых структур в зарождающихся зонах скалывания не наблюдалось [33]; трудно представить себе механизм формирования таких по-

перечных пликативных дислокаций и в случае образования складок волочения, оперяющих сдвиговое нарушение.

Таким образом, в южной части Курило-Камчатской островной дуги складчатые структуры олигоцен(?)—плиоценовых островодужных комплексов, образовавшиеся за счет блоковых подвижек доостроводужного фундамента, характеризуются, с одной стороны, левосторонним эшелонированием, а с другой — проявлением поперечных к эшелонам пликативных дислокаций, причем формирование этих направлений складчатости было предопределено движениями по соответствующим разломам. Единственное определение складчатых структур четвертичного возраста, фиксируемых антиклинальными перегибами абразионных террас, приводится для о. Симушир [12], но, судя по значительному (до $10-15^\circ$) наклону крыльев и наблюдающимся здесь же разрывам, ограничивающим складки и смещающим на 50—60 м отмеченные плейстоценовые террасы, можно думать, что и в данном случае имеют место проявления складчато-блоковой тектоники.

Разломы, определившие эшелонное расположение складчатых структур, располагаются кулисообразно и в дальнейшем будут именоваться просто эшелонными разрывами. Их простираение отклоняется к северу от основной северо-восточной ориентировки южной части дуги и, таким образом, можно говорить, что они, как и складчатые структуры, а также геоморфологические элементы, характеризуются левым эшелонированием. Зоны эшелонных разломов контролировали пути поступления на земную поверхность и в верхние горизонты земной коры магматических расплавов и гидротермальных растворов, что позволяет думать об этих разрывах как о структурах растяжения, а морфокинематически определить их как левосторонние сбрососдвиги [28].

Если же согласиться с представлениями о том, что «...ряды вулканов естественно связывать с существованием разломов в земной коре» [8, с. 466], то необходимо будет признать существование эшелонных разрывов и в четвертичное время. Правда, мнения исследователей о расположении этих разрывов не были однозначными, в связи с чем и была предпринята попытка выделения не рядов вулканов, а так называемых зон повышенной проницаемости земной коры, которые определялись по изоденсам (линиям равных плотностей вулканов на единицу площади) четвертичных вулканических построек Курило-Камчатской островной дуги [27]. Удалось установить, что осевые линии зон повышенной проницаемости, которые тоже можно рассматривать как эшелонные разрывы, имеют различный знак эшелонирования на флангах Курило-Камчатской дуги: левый — на южном и правый — на северном. Эти закономерности находят подтверждение в независимо полученных другими исследователями, в том числе и в последнее время [2], данных (см. также рис. 2).

Разломы поперечно к островам направления, в противоположность эшелонным разрывам, амагматичны и сопровождаются повышенной пликвативной дислоцированностью кайнозойских образований, что позволяет говорить о них как о структурах сжатия. Судя по характеру сигмоидальных изгибов кайнозойских толщ, это правосторонние взбрососдвиги, которые неоднократно образовывались в островодужный период развития региона.

Попытаемся теперь сопоставить приведенные выше данные о дислокациях южной части Курило-Камчатской островной дуги с изложенными ранее [33] сведениями о соотношении эшелонных структур со сдвигами.

Прежде всего, обращает на себя внимание практически полное совпадение ориентировки и морфокинематических характеристик разрывов южной части Курило-Камчатской дуги и

зоны простого левого сдвига, образующейся в глиняной суспензии при проведении экспериментов по схеме Риделя. Однако последовательность образования структур, наблюдавшаяся в эксперименте (сначала эшелонные складки, затем поперечные правосторонние взбрососдвиги и лишь на заключительном этапе — кулисообразные левосторонние сбрососдвиги [39]), не соответствует изложенным выше данным. Эшелонные и поперечные разрывы южной части Большой Курильской гряды развивались, скорее всего, как сопряженные дизъюнктивные дислокации, а эшелонная складчатость кайнозойских отложений никак не может характеризовать начальные этапы развития зоны скалывания, поскольку пликвативные дислокации этого региона являются следствием блоковых движений фундамента по эшелонным разрывам дуги. К тому же складчатые структуры южной части дуги образуют левые эшелонные, тогда как в рассматриваемой схеме знак эшелонирования складок противоположен знаку сдвиговых смещений.

И все-таки модель простого сдвига представляется перспективной для объяснения закономерностей расположения исследуемых разрывов. В частности, в рамках этой модели легко находят «свое» место поперечные разрывы южной части Курило-Камчатской островной дуги, которые можно, вслед за С. С. Стояновым [25], сопоставлять с поперечными антигетическими сколами R' . Труднее определяется природа эшелонных разрывов. С учетом того, что они являются магмоконтролирующими структурами и образуют с простираем дуги углы в пределах $20-30^\circ$, их можно интерпретировать как трещины растяжения [28]. Как показал С. С. Стоянов, в зонах скалывания «...начальный угол трещин отрыва нормально должен быть меньше 45° , но нижним пределом его значения является угол скалывания...» [25, с. 103]. Оценивая последний величиной 30° и полагая, что трещины отрыва не могут проникать на значительные глубины, С. С. Стоянов пришел к выводу, что эшелонные разрывы южной части Курило-Камчатской дуги, простирающиеся под углом $15-20^\circ$ к главному разлому, следует считать синтетическими сколами типа R .

Тем не менее, представляется, что вопрос о природе эшелонных разрывов следует пока считать открытым. Действительно, допуская возможность отнесения части эшелонных разрывов, отклоняющихся на небольшой ($15-20^\circ$) угол от простираем дуги, к сколам типа R , необходимо определиться в отношении тех из них, у которых величина этого угла характеризуется заметно большими значениями. Продолжая оставаться на позициях, что и эти разрывы следует относить к сколам типа R ,

необходимо будет допустить, что сдвигообразование сопровождалось значительным вращением блоков, которое должно было бы привести к правосторонним сдвиговым перемещениям по эшелонным разрывам [33, рис. 1, д], тогда как последние — левосторонние сбрососдвиги.

Что же касается существующих представлений о возможных глубинах проникновения в глубь Земли различного типа разрывов, в том числе и трещин растяжения, то они крайне разнообразны. «Пессимистические» оценки, основанные главным образом на суждениях о зависимости физического состояния земных недр от давления и температуры, позволяют исследователям заключить, что разломообразование затрагивает лишь верхние горизонты литосферы до глубин 25 км или 35 км, а глубина проникновения трещин растяжения вообще ограничивается первыми километрами [19, 38, и др.]. «Оптимисты» же, учитывая флюиды и магматические расплавы, способные создавать добавочное внутреннее давление на стенки разрывов [22, 35, 51], а также процессы физико-химического характера [23], существенно снижающие прочность материалов и способствующие проявлению хрупкого разрушения пород, значительно расширяют диапазон глубин, на которых могут появляться трещины растяжения. Известное обоснование эти взгляды находят в геологических фактах, свидетельствующих о проявлениях трещин растяжения (дайки, жилы) в глубоко эродированных регионах [22], а также в ксенолитах лав Гавайских островов, которые образуются на глубинах, достигающих 65 км [54].

По-видимому, определенного компромисса между крайними точками зрения на эшелонные разрывы Курило-Камчатской дуги как на трещины типа *R* или *T* можно достичь, если вслед за П. Гэнкоком [45] допустить возможность существования трещин промежуточного (скол—отрыв) генезиса. Но это совсем не означает, что проблема генезиса эшелонных разрывов будет тем самым исчерпана. Дело в том, что в их расположении наблюдаются вполне определенная закономерность, которая, кстати, была ясна еще С. Токуде [53]: по мере продвижения от флангов Курило-Камчатской дуги к ее центру значения угла ω , характеризующего положение трещин относительно оси эшелонного ряда, становятся все меньше и меньше, достигая в центральной части значений, близких к 0° . Объяснить это явление, оставаясь в рамках модели простого сдвигания, конечно же можно, но в этом случае придется прибегать к не всегда достаточно обоснованным ее усложнениям. Так, если считать, что исследуемые разрывы относятся к типу *R*, то подобные вариации угла можно связывать либо с увеличением угла скальвания геомате-

риалов до 45° в центральной части дуги, что, по-видимому, маловероятно, либо предположить, что в центральной части дуги и на ее флангах простое сдвигание происходит соответственно в условиях дополнительного растяжения и дополнительного сжатия.

Закономерно изменяется не только величина угла ω , но и другие параметры эшелонного ряда южной части Курило-Камчатской дуги, причем связи между ними намечаются в соответствии с приведенными ранее [33] формулами 5 и 6. Эти изменения можно охарактеризовать примерно следующим образом: от южного фланга Курило-Камчатской дуги к ее центру величина угла ω уменьшается от 30° до 0° , расстояния между кулисами ($2s$) и величина взаимного перекрытия кулис ($2o$) уменьшаются соответственно от 40—50 км и 60—70 км до 10 км и 0 (и менее) километров, а расстояния между центрами кулис по простиранию ряда ($2c$) и по простиранию кулис ($2k$) увеличиваются соответственно от 90 и 70 км до 150 и 120 км. Закономерные изменения величины $2b$, характеризующей протяженность кулис на земной поверхности, не устанавливаются; в среднем она составляет около 120 км. Перечисленные характеристики свойственны схеме образования эшелонных трещин обрамления [33, рис. 2, 3], а наблюдаемые вариации угла ω могут быть следствием изменения угла поворота осей региональных напряжений α от 0° в центральной части дуги до 90° на ее флангах.

Вероятно, впервые догадку о возможной роли материнской трещины в образовании эшелонных разрывов высказал Е. К. Мархинин, который рассматривал их в качестве «...раскрывающихся снизу трещин „питающего“ разлома...» [18, с. 23], замечая, правда, несколько ниже, что «такой „питающий“ вулканы разлом нельзя, конечно, представить себе в виде единой трещины» [18, с. 27]. Это замечание, к которому можно присоединиться, а также то обстоятельство, что рассматриваемым эшелонным разрывам присущи левосторонние перемещения, а не правосторонние, как того требует модель образования трещин обрамления, заставляют пока относиться к ней с осторожностью. Но, по-видимому, не стоит исключать возможность подобного механизма образования для эшелонных структур второго порядка, таких как, например, кулисообразные вулканические хребты о. Уруп [26] или кулисные зоны повышенной проницаемости Ключевской группы вулканов [27], где существование на глубине единой материнской трещины, заполненной магмой, с определенными оговорками можно считать вполне вероятным.

Другой путь, по которому можно пойти, принимая идею об изменении напряженного со-

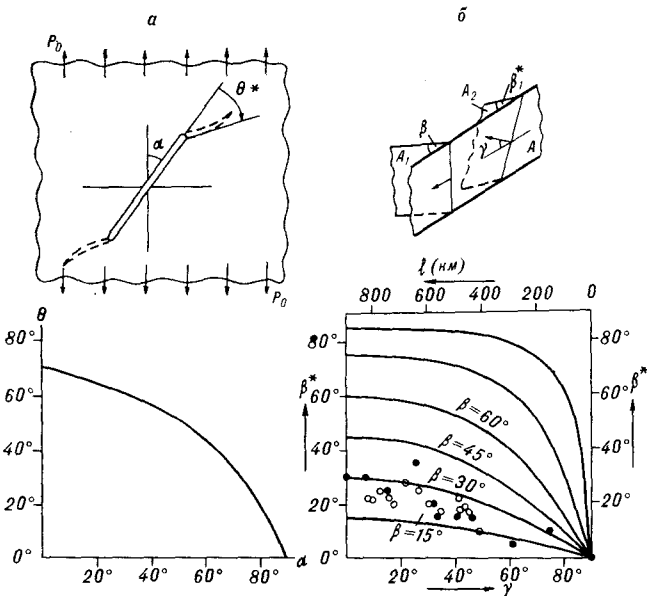


Рис. 4. Зависимость угла разрушения Θ^* от угла наклона α трещины относительно направления растягивающих усилий p_0 [21] (а) и зависимость угла между простираниями главного разлома и оперяющей его трещины β^* от угла γ , характеризующего направление смещения в плоскости главного разлома (б).

Черные кружочки — оперяющие разрывы четвертичного возраста, белые — неогеновые разрывы; l — расстояние от центра Курило-Камчатской островной дуги.

стояния вдоль дуги для объяснения закономерностей ориентации эшелонных разрывов, — использование схемы, предусматривающей образование оперяющих трещин у окончаний разлома конечной протяженности. Известное обоснование этот вариант находит, с одной стороны, в установленной по сейсмическим данным незначительной протяженности вдоль дуги очаговых областей крупнейших землетрясений, а с другой — в существовании так называемых сейсмических брешей [36], которые можно интерпретировать как ослабленные участки продольных разломов островной дуги или, другими словами, — разломы конечной протяженности. Для простейших случаев теоретически [21] и экспериментально [41] доказана зависимость угла оперяющей трещины Θ^* от угла α , под которым ориентирована материнская трещина по отношению к направлению одноосного растяжения p_0 . Графически эта зависимость представлена на рис. 4, а, а соответствующее ей аналитическое выражение $\sin \Theta^* + (3 \cos \Theta^* - 1) \operatorname{ctg} \alpha = 0$, $\alpha \neq 0$ приведено здесь исключительно в иллюстративных целях. Применить его на практике пока затруднительно, и, к тому же, оно справедливо для однородных пластин, тогда как интересующий нас разлом (в данном случае Срединно-Курильский [26]) разделяет блоки литосферы (внешнюю и внутреннюю зоны островной ду-

ги), сложенные различными по составу и физическим свойствам образованиями.

Не исключено, что эшелонные разрывы оперяют Срединно-Курильский левосторонний сбрососдвиг, ибо по мере удаления от него они выклиниваются, что устанавливается по уменьшению в этом направлении плотности вулканических построек [1, 27] и количества изверженного материала, а также степени дислоцированности кайнозойских комплексов. Считая, как и ранее [26], что с точки зрения динамики образования трещин оперения, сбросы, взбросы и сдвиги идентичны между собой, и полагая, в то же время, что сделанное ранее предположение о равенстве между собой углов, образуемых трещинами растяжения и сжатия с плоскостью главного разлома, или вообще некорректно, или справедливо лишь для какого-нибудь частного случая, заметим, что $\operatorname{tg} \beta^* = \cos \gamma \cdot \operatorname{tg} \beta$, где β — угол между вертикальной плоскостью разлома A (см. рис. 4, в) и оперяющей его трещиной (плоскость A_1). На графике в соответствии с указанным выражением приведены теоретические кривые для различных значений β и значения угла β^* для неогеновых и четвертичных разломов в предположении, что в центральной части дуги $\gamma \approx 90^\circ$, а на окончании южного фланга дуги угол γ приближается к 0° . Это предположение сродни изложенной выше идее о том, что закономерности ориентации эшелонных разрывов определяются изменением вдоль дуги напряженного состояния. Из графика следует, что большинство точек попадает в область, заключенную между кривыми со значениями $\beta = 15^\circ$ и $\beta = 30^\circ$. При определении природы эшелонных разрывов в данном случае возникают те же проблемы, что и при анализе модели простого сдвига в приложении к исследуемому эшелонному сообществу.

Таким образом, левосторонние сдвиговые перемещения вдоль южного фланга Курило-Камчатской дуги устанавливаются независимо от того, будут ли эшелонированные разрывы этого региона определяться как сколы Риделя, или как трещины отрыва, или как трещины переходного между ними типа, или, наконец, как трещины обрамления. Если же признать справедливым предположение о том, что эшелонные разрывы оперяют Срединно-Курильский разлом, то об эшелонированных пликативных дислокациях можно говорить как о драпирующих складках. Распространяя установленные в южной части Курило-Камчатской дуги закономерности сдвиговой тектоники на островодужные регионы северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, можно, как и ранее [29, 30], утверждать, что левым и правым флангам островных дуг (наименование флангов при этом определяется по их располо-

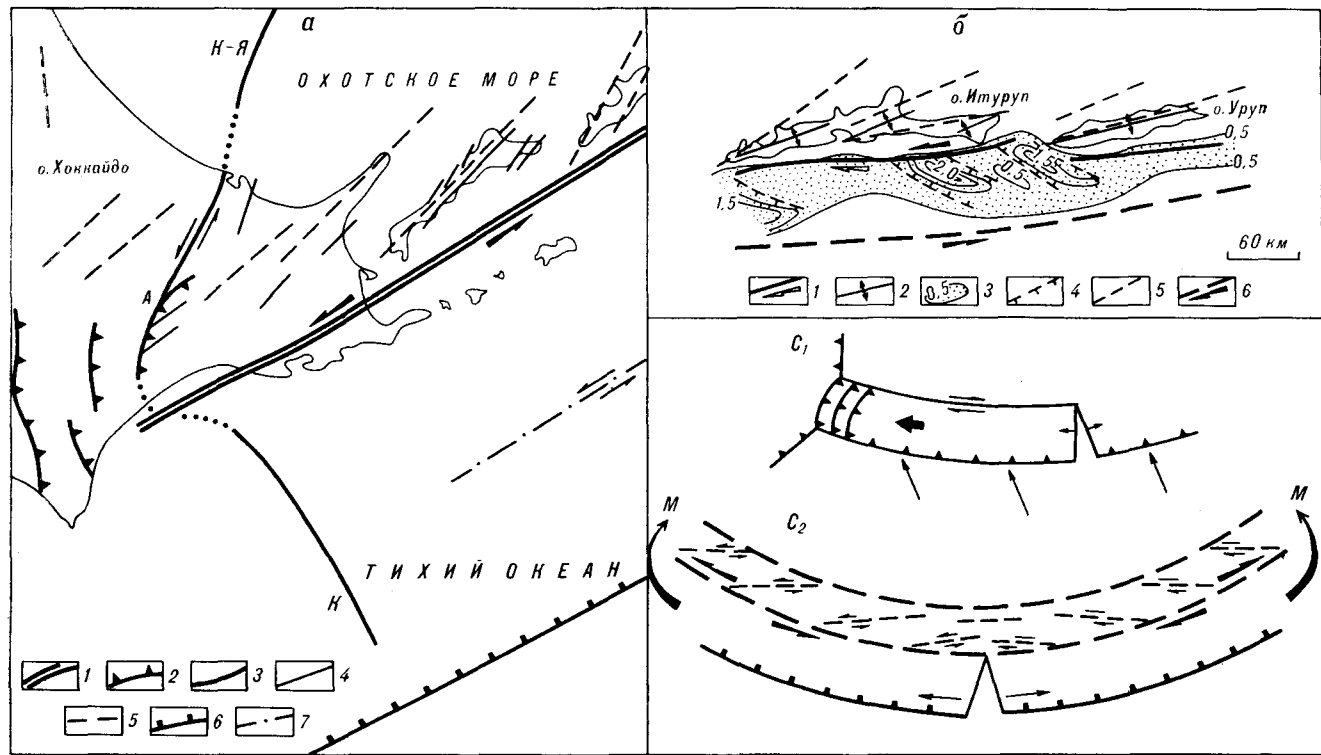


Рис. 5. Дизъюнктивные дислокации Курильских островов и о. Хоккайдо и механические модели островных дуг. а — дизъюнктивные дислокации южных Курильских островов и о. Хоккайдо по данным Г. Кимуры [47—49] и автора [27, 28, 30]: 1 — Срединно-Курильский левосторонний сбрососдвиг; 2 — надвиги; 3 — тектонические линии (К—Я — Китами-Ямото, А—Абасири, К—Куширо); 4 — прочие разломы; 5 — осевые линии зон повышенной проницаемости земной коры в квартере; 6 — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба; 7 — осевая линия сейсмо-тектонической зоны Курило-Камчатской островной дуги. б — мелководный прогиб во фронтальной части Курильской вулканической дуги: 1—4 — данные Г. Кимуры [49]: 1 — главный разлом; 2 — антиклинали; 3 — изопахиты осадков (км); 4 — сбросы; 5 — см. 5 на рис. 5, а; 6 (совместно с 1) — границы зоны скальвания (зоны Срединно-Курильского левостороннего сбрососдвига). в — механические модели дуг: с₁ — механическая модель Курильской дуги, характеризуемая фронтальным скольжением вследствие «косой субдукции» и коллизией с другой островной дугой; с₂ — предлагаемая механическая модель Курило-Камчатской островной дуги — изгибающийся слоистый брус (М — изгибающий момент).

жению относительно наблюдателя, смотрящего на дугу из центра соответствующей ей окружности) свойственны противоположные по наименованиям сдвиговые перемещения по продольным разломам.

В рамках журнальной статьи нет возможности для анализа всех механических моделей островных дуг, количество которых с трудом поддается исчислению. Остановимся лишь на популярной сегодня модели «косой субдукции», учитывающей сдвиговые перемещения по продольным разломам островных дуг.

Ранее мы вскользь затрагивали вопросы сочленения Курило-Камчатской дуги со структурами о. Хоккайдо, упоминая, вслед за рядом исследователей [17], о торцовом его характере. Но, как справедливо заметил В. А. Леглер, «...представление о левостороннем сдвиге южных Курил требует рассмотреть вопрос о его окончаниях...» [23, с. 137]. Проведенные Г. Кимурой исследования на о. Хоккайдо позволяют учесть это замечание.

Тектоническая модель южной части Курило-Камчатской островной дуги (рис. 5, а) по-

казывает, как левосторонние движения по Срединно-Курильскому разлому и явления расширения, свойственные внутренней зоне дуги [24, 29], реализуются в районе сочленения с меридиональными структурами о. Хоккайдо в виде надвигов. Первым из них, если вести счет от дуги, является надвиг Урахоро, составляющий южный отрезок тектонической линии Абасири [47]. По-видимому, как свидетельство в пользу левосторонней природы Срединно-Курильского сдвига можно рассматривать и позднемиоценовые левосторонние сдвиги вдоль северного отрезка тектонической линии Абасири; о том же, вероятно, свидетельствует и видимое левостороннее смещение по Срединно-Курильскому разлому каньона Куширо, если полагать, что Г. Кимура не ошибается, считая этот каньон продолжением тектонической линии Абасири [48].

Однако сам Г. Кимура, на данные которого мы здесь ссылаемся, придерживается совершенно противоположных взглядов относительно знака сдвиговых смещений по разлому, разделяющему внешнюю и внутреннюю зоны юж-

ной части Курило-Камчатской островной дуги. По его мнению, это правосторонний сдвиг, образовавшийся вследствие «косой субдукции» Тихоокеанской плиты. Это расхождение во взглядах приобретает принципиальное значение при обсуждении глобальных геотектонических проблем, и поэтому на Международном симпозиуме по геолого-геофизическому картированию Тихоокеанского региона (11—19 сентября 1989 г., г. Южно-Сахалинск) между автором настоящей статьи и Г. Кимура развернулась оживленная дискуссия. Думается, что, будучи вынесенной на страницы печати, эта дискуссия станет более предметной и плодотворной.

Прежде всего, вызывают возражения принципы, которыми руководствуется Г. Кимура, выделяя продольный сдвиг. Судя по правой части рис. 3 [49], срединно-дуговой сдвиг проводится в районе о. Уруп вдоль осевой линии современной депрессии, разделяющей подводный хребет Витязя и поднятие островов Большой Курильской гряды, тогда как на рис. 2 в этой же работе указанный разлом, названный Главным, сдвинут к островам Большой гряды и ограничивает с северо-запада Срединно-Курильский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями. Последний рисунок воспроизведен с некоторыми дополнениями в настоящей статье (см. рис. 5, в).

Схема тектоники, приведенная на данном рисунке, составлена Г. Кимура по данным сотрудников нашего института, но, сравнивая ее с оригиналом, можно заметить, что некоторые детали на ней оказались «пропущенными», тогда как другие без какой-либо аргументации добавлены. «Пропущенным» оказался разлом, ограничивающий, по данным Г. С. Гнибиденко и соавторов [6], Срединно-Курильский прогиб (Центрально-Курильский грабен-мегаинклинорий) с юго-востока. Характерно, что этот «пропущенный» разлом на оригинальной тектонической карте [6] служит ограничением прогиба на всем его протяжении, а разлом, названный Г. Кимура Главным, проявлен далеко не повсеместно. Добавленными же оказались так называемые нормальные разломы, ограничивающие в Срединно-Курильском прогибе синклиналильные структуры второго порядка, в результате чего эшелонная складчатая структура прогиба сразу же «превратилась» в аналогичного знака эшелонированные структуры растяжения. Что же касается антиклиналильных складок, выделяемых в пределах Большой Курильской гряды, то этот вопрос уже обсуждался выше. Заметим лишь, что, например, о. Уруп в осевой своей части представляет на ряде разрезов не анти-, а синклиналильную складку [5].

Если теперь вновь обратиться к оригиналу

[6] и только к нему, то правосторонний ряд эшелонированных складок Срединно-Курильского прогиба, являющегося поверхностным выражением Срединно-Курильского сдвига, можно интерпретировать как образовавшийся в зоне простого левостороннего скола. Данные Г. С. Гнибиденко с соавторами [6] «льют воду на нашу мельницу», и все-таки, объективности ради, следует заметить, что материалы сейсмических исследований не дают пока еще однозначного представления о структуре прогиба, ибо наряду с рассматриваемой схемой [6] существует и другая интерпретация тех же сейсмических данных [5].

Г. Кимура считает, что в южном окончании дуги сдвиг, разделяющий внешнюю и внутреннюю зоны, проходит вдоль северо-западного борта Срединно-Курильского прогиба. По крайней мере, именно так он приводится на схеме [49, рис. 3] в районах мыса Весло (о. Кунашир) и г. Сибецу (о. Хоккайдо). Однако далее, к юго-западу, этот сдвиг на схеме Г. Кимуры отклоняется к северу от борта впадины Нисибцу, являющейся наземным продолжением Срединно-Курильского прогиба, и сочленяется с тектонической линией Абасири примерно там, где на схеме (см. рис. 5, а) поставлена буква А. Может быть, в других работах Г. Кимура и поясняет (или пояснит) причину указанного отклонения. Автору же настоящей работы представляется предпочтительнее считать границей внешней и внутренней зон дуги на о. Хоккайдо впадину Нисибцу. Глубокие различия между внешней и внутренней зонами дуги на всем своем протяжении находят отчетливое выражение в геофизических полях (магнитном и гравитационном); в частности, гравитационная ступень между зонами, получившая на о. Хоккайдо наименование «линия Сибецу — Цуруи» [4, 50], а также местоположение границы региональных магнитных аномалий, свойственных зонам [5], свидетельствуют в пользу нашей интерпретации.

К числу данных, которые, с первого взгляда, казалось бы противоречат изложенным представлениям о сочленении дуги со структурами о. Хоккайдо, относятся результаты проведенных здесь повторных триангуляций и радиогеодезических наблюдений. Они позволили японским исследователям [52] утверждать, что часть о. Хоккайдо, ограниченная с северо-запада линией вулканического фронта (междуговым правосторонним сколом по Г. Кимура), а с юго-запада — тектонической линией Абасири, в полном соответствии с гипотезой «косой субдукции» смещалась в период с 1886 по 1984 гг. как единое целое к юго-западу. Однако в силу самых общих соображений можно думать, что в протяженной (~2000 км)

Курило-Камчатской дуге на ее стыке с меридиональными структурами о. Хоккайдо при сдвиговых смещениях должны проявляться концевые эффекты, которые могут выражаться, в частности, в неустойчивости наблюдаемой здесь картины деформации. И действительно, как следует из данных тех же исследователей за последний двадцатилетний отрезок периода наблюдений (с 1964 по 1984 гг.), практически тот же блок о. Хоккайдо и примерно с той же по модулю скоростью двигался, но уже к юго-востоку, имея даже левостороннюю компоненту смещения относительно простирания дуги. Характерно, что неустойчивость поля напряжений, а также характера деформаций устанавливается в этой части о. Хоккайдо и для геологического прошлого [48], тогда как в районах Курило-Камчатской дуги, удаленных от зоны сочленения, напротив, выявляется относительно устойчивая динамическая обстановка с олигоцена (?) и до настоящего времени [28].

Эта устойчивость динамической обстановки позволяет воспользоваться для понимания сдвиговой тектоники исследуемого региона данными о современных движениях литосферы, обратившись к имеющимся сведениям о сейсмодислокациях Курило-Камчатской дуги [32]. В ее южной части для узкой и протяженной приосевой зоны сеймотектонического пояса дуги и по числу сейсмических толчков, и по выделившейся энергии характерными оказались землетрясения, имеющие механизмы очагов с крутыми, субпараллельными островной дуге левосдвиговыми подальними плоскостями. Заканчивая обзор имеющихся данных о левосторонних сдвигах по продольным разломам южной части Курило-Камчатской дуги ссылкой на известные пока, к сожалению, лишь в тезисной форме результаты палеомагнитных исследований, согласно которым в регионе выявляются повороты миниблоков дуги по часовой стрелке [3], перейдем теперь к непосредственному обсуждению предлагаемой механической модели островной дуги.

Как следует из рис. 5, с₁, с помощью механической модели островных дуг, основанной на представлениях о «косой субдукции», предпринимаются попытки объяснить внутриостроводужный сдвиг, надвигообразование в окончаниях дуг и растяжение в их фронтальной части, выражающееся в образовании здесь поперечных грабенов. Коль скоро все предыдущее изложение было посвящено доказательству левостороннего характера сдвиговых пере-

мещений по продольным разрывам южной части Курило-Камчатской дуги, а надвигообразование в районе сочленения с меридиональными структурами о. Хоккайдо связывалось еще и с расширением внутренней зоны дуги, то ясно, что гипотеза «косой субдукции» оказывается в данном случае неприемлемой и необходимы поиски иной механической модели.

Многие исследователи не без оснований полагают, что кривизна островных дуг изменялась во времени [20, 37 и др.], и предложенная механическая модель островной дуги в виде изгибающегося слоистого бруса [46] удовлетворяет этому требованию. Действительно, столь протяженную и узкую структуру, как островная дуга, подстилаемая астеносферным слоем, по формальным признакам можно считать брусом, а наличие активных продольных разломов сдвигового типа позволяет считать последний слоистым и изгибающимся. Если кривизна островной дуги с течением времени увеличивалась под действием изгибающего момента М, природа которого здесь не обсуждается, то в простейшем случае, т. е. при незакрепленных концах, в брус, моделирующем дугу, должны проявиться разнонаправленные продольные сдвиги (см. рис. 5, с₂), которые, как уже отмечалось выше, характерны для островных дуг северо-запада Тихого океана. Процесс же образования поперечных грабенов во фронтальной части изгибающегося островодужного бруса, где растягивающие нормальные напряжения достигают, как известно [34], максимальных значений, думается, ясен из приведенной схемы и не нуждается в особых пояснениях.

Модель островной дуги в виде изгибающегося слоистого бруса уже сыграла определенную роль при выяснении возможных причин изогнутости дуг [29, 30], при анализе особенностей островодужных сейсмодислокаций [32], а также при обсуждении вопросов, касающихся происхождения внутриостроводужных деформаций первого порядка [31]. Теперь ее, по-видимому, следует учитывать, обсуждая проблемы, связанные с субдукцией океанических плит. Кроме того, по мнению многих исследователей, аналоги островодужных ассоциаций широко распространены в ископаемом состоянии в структурах континентов, а, возможно, и океанов, и, в связи с этим, хотелось бы надеяться, что предложенная модель может оказаться полезной при решении не только сугубо островодужных проблем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. Закономерности распределения вулканов Курильской островной дуги: к проблеме генезиса магм // Докл. АН СССР.—1989.—Т. 304, № 5.—С. 1196—1200.

2. Апрельков С. Е., Попруженко С. В. Особенности глубинного строения Восточно-Камчатского вулканического пояса // Тихоокеан. геология.—1984.—№ 3.—С. 68—73.

3. *Брегштейн Ю. С., Климова А. В., Чуйко В. С.* Палеомагнетизм и геодинамика малых геоблоков Азиатско-Тихоокеанской окраины // *Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: (тезисы)*. Т. 1. Межд. симпозиум, СССР, Хабаровск, 2—11 сентября.—Хабаровск, 1989.—С. 17—18.
4. *Геологическое развитие Японских островов*.—М.: Мир, 1968.
5. *Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы*/Ред. К. Ф. Сергеев, М. Л. Красный.—Л., 1987.
6. *Гнибиденко Г. С., Быкова Т. Г., Веселов О. В. и др.* Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба.—М.: Наука, 1980.
7. *Горячев А. В.* Основные закономерности развития Курило-Камчатской зоны.—М.: Наука, 1966.
8. *Заварицкий А. Н.* Об изучении движений земной коры на Камчатке // *Избр. тр.* Т. 1.—М.: Изд-во АН СССР, 1956.—С. 465—472.
9. *Зобин В. М.* Механизм очагов землетрясений и сейсотектоническое деформирование Камчатско-Командорского региона в 1964—1982 гг. // *Вулканология и сейсмология*.—1987.—№ 6.—С. 78—92.
10. *Иващенко Р. У., Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф. и др.* Геология Командорских островов/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.—Владивосток, 1984.
11. *Камчатка, Курильские и Командорские острова*.—М.: Наука, 1974.
12. *Кучай В. К.* Остров Симушир в плейстоцене // *Тихоокеан. геология*.—1987.—№ 3.—С. 33—41.
13. *Леглер В. А.* Деформация погружающейся литосферной плиты и продольные сдвиги Курило-Камчатской островной дуги // *Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига)*/Ин-т океанологии АН СССР.—М., 1976.—С. 103—147.
14. *Леглер В. А.* Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит // *Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит)*/Ин-т океанологии АН СССР.—М., 1977.—С. 137—169.
15. *Леглер В. А., Парфенов Л. М.* Системы разломов островных дуг // *Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока*.—М.: Наука, 1979.—С. 134—156.
16. *Ле Пшон К., Франшо Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит.—М.: Мир, 1977.
17. *Марков М. С., Аверьянова В. Н., Соловьева И. А., Шуваев А. С.* Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.—М.: Наука, 1967. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 168).
18. *Мархинин Е. К.* Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги).—М.: Наука, 1967.
19. *Механика*.—М.: Мир, 1982. (Новое в зарубежной науке; Вып. 28).
20. *Островные дуги*/Ред. А. Н. Заварицкий.—М.: ИЛ, 1952.
21. *Разрушение*. Т. 7.—М.: Мир, 1976.
22. *Робертс Дж.* Внедрение магмы в хрупкие породы // *Механизм интрузий магмы*.—М.: Мир, 1972.—С. 230—283.
23. *Сальников Д. П., Траскин В. Ю.* Основные представления физико-химической геомеханики // *Изучение тектонических деформаций*/ГИН АН СССР.—М., 1987.—С. 33—83.
24. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы.—М.: Наука, 1976.
25. *Стоянов С. С.* Механизм формирования разрывных зон.—М.: Недра, 1977.
26. *Стрельцов М. И.* Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной гряды // *Геотектоника*.—1970.—№ 1.—С. 108—116.
27. *Стрельцов М. И.* К вопросу о закономерностях расположения вулканов Курило-Камчатской дуги // *Докл. АН СССР*.—1974.—Т. 216, № 6.—С. 1372—1375.
28. *Стрельцов М. И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги.—М.: Наука, 1976.
29. *Стрельцов М. И.* О сдвигах на флангах и кривизне островных дуг // *Докл. АН СССР*.—1977.—Т. 236, № 1.—С. 184—187.
30. *Стрельцов М. И.* О сдвигах на флангах островных дуг // *Восточно-азиатские островные системы (тектоника и вулканизм)*/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.—Южно-Сахалинск, 1978.—С. 67—75.
31. *Стрельцов М. И.* О кривизне островных дуг и глубине желобов северо-западной части Тихого океана // *Тихоокеан. геология*.—1988.—№ 3.—С. 117—120.
32. *Стрельцов М. И.* О сейсмодислокациях Курило-Камчатской островной дуги // *Вулканология и сейсмология*.—1989.—№ 4.—С. 59—73.
33. *Стрельцов М. И.* Эшелонные структуры и сдвиговые дислокации // *Тихоокеан. геология*.—1991.—№ 3.—С. 20—30.
34. *Тимошенко С. П.* Сопротивление материалов. Т. 1, II.—М.: Наука, 1965.
35. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре.—М.: Мир, 1981.
36. *Федотов С. А., Чернышов С. Д.* 20 лет долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1981—1985 гг., в целом за 1965—1985 гг. и прогноз на 1986—1990 гг. // *Вулканология и сейсмология*.—1987.—№ 6.—С. 93—109.
37. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.—М.: Недра, 1973.
38. *Шерман С. И.* Физические закономерности развития разломов земной коры.—Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
39. *Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования).—Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.
40. *Bathymetric Atlas of the North Pacific Ocean*/U. S. Naval oceanographic office.—Washington, D. C., 1973.
41. *Brace W. F., Bombolakis E. G.* A Note of Brittle Crack Growth in Compression // *J. Geophys. Res.*—1963.—V. 68, N 12.—P. 3709—3713.
42. *Cormier V. F.* Tectonics near Junction of the Aleutian and Kuril—Kamchatka Arcs and a Mechanism for Middle Tertiary Magmatism in the Kamchatka Basin // *Bull. Geol. Soc. Amer.*—1975.—V. 86, N 4.—P. 443—453.
43. *Fujiwara S.* On the Echelon Structure of Japanese Volcanic Ranges and its Significance from the Vertical Point of View // *Gerland Beitr. z. Geophys.*—1927.—XVI, Heft 1/2.—P. 1—14.
44. *Gates O., Powers H. A., Wilcox R. E.* Geology of the Near Islands, Alaska // *U. S. Geol. Surv. Bull.*—1974.—N 1028—U.—P. 709—822.
45. *Hancock P. L.* The analysis of en-échelon veins // *Geol Mag.*—1972.—V. 109, N 3.—P. 269—276.
46. *Kaizuka S.* A Tectonic Model for the Morphology of Arc-Trench Systems, Especially for the Echelon Ridges and Mid-Arc Faults // *J. Geol. and Geoph.*—1975.—V. 45.—P. 9—28.

47. *Kimura G.* Abashiri tectonic line (With special reference to the tectonic significance of the southwestern margin of the Kuril Arc) // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ, Ser. IV, Geology and Mineralogy.*—1981.— V. XX, N 1.— P. 95—111.
48. *Kimura G.* Tectonic evolution and stress field in the south-western margin of the Kuril Arc // *J. Geol. Soc. Japan.*—1981.— V. 87, N 11.— P. 757—768.
49. *Kimura G.* Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril Arc // *Geology.*—1986.— V. 14, N 5.— P. 404—407.
50. *Minato M., Yagi K., Hunahashi M.* Geotectonic synthesis of the Green Tuff regions in Japan // *Bull. Earthquake Inst.*—1956.— V. 34, N 3.— P. 237—265.
51. *Secor R. T.* Role of fluid pressure in jointing // *Amer. J. Sci.*—1965.— V. 263, N 8.— P. 633—646.
52. *Tada T., Kimura G.* Collision tectonics and crustal deformation at the southwestren margin of the Kuril Arc // *J. Seismol. Soc. Japan.*—1987.— V. 40, N 2.— P. 197—207.
53. *Tokuda S.* On the echelon structure of the Japanese Archipelagoes // *Japan J. Geol. and Geograph.*—1926.— V. 5.— P. 41—76.
54. *Wilshire H. G., Kirby S. H.* Dikes, joints and faults in the upper mantle // *Tectonophys.*—1989.— V. 161, N 1—2.— P. 23—31.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
4 июля 1990 г.

Уважаемые читатели!

К сожалению, в статье М. И. Стрельцова в № 3/91 нашего журнала по вине типографии была допущена опечатка. Третье предложение в левом столбце на с. 23 следует читать: «Договоримся использовать далее приведенные соотношения для суждений сугубо качественного характера, имея в виду, что условие Кулона — Мора далеко не единственный критерий разрушения хрупких изотропных материалов, что оно не согласуется с экспериментальными данными по трещинообразованию, где более эффективными оказываются теория Гриффитса или ее модификации, и что вообще разрушение даже самых элементарных по форме образцов — сложный процесс, представляющий о котором находятся в непрерывном развитии [18, 28 и др.]»

Приносим свои извинения автору и читателям.

УДК 551.243.21

*Н. С. Скорнякова, И. О. Мурдмаа, В. В. Матвеевков, И. А. Басов***НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ФИЛИППИНСКОГО ЖЕЛОБА**

Рассмотрены новые данные об осадках и магматических породах Филиппинского желоба, свидетельствующие о различиях геологического строения островного и океанского склонов. Островной склон сопоставим с формациями аккреционной призмы

За последние два десятилетия глубоководные желоба подверглись интенсивному геофизическому и геологическому исследованию. Неослабевающий интерес к этим грандиозным структурам объясняется их ключевым значением при решении как ряда фундаментальных проблем теоретической геологии и геодинамики, так и вопросов региональной геологии Тихоокеанского подвижного пояса — переходной зоны от Тихого океана к обрамляющим его континентам. Тем не менее многое в геологическом строении желобов, а также в протекающих в них геологических процессах остается непонятным и даже загадочным.

По оси желобов проходит тектонический шов между структурами ложа океана и островных дуг (или континентальных складчатых поясов). Согласно теории тектоники плит, это линия поддвига (субдукции) океанской литосферы под островодужный клин верхней мантии с надстроенной вулканической дугой и фронтальной (преддуговой) аккреционной призмой. Противоположные склоны и дно желоба представляют собой характерные структурно-фациальные зоны островодужных систем (окраинно-океанских подвижных поясов), особенности осадков и пород в которых могут служить актуалистической моделью при фациально-формационной интерпретации ископаемых структур такого рода в древних складчатых поясах.

В ряду желобов западной окраины Тихого океана Филиппинский желоб, один из самых глубоких, оказался геологически чуть ли не наименее изученным. Сравнительно небольшие по объему материалы по донным осадкам и магматическим породам, собранные в 57-м рейсе НИС «Витязь» (1975 г.) и обработанные авторами, в сочетании с единичными пробами других экспедиций, выявили ранее неизвестные черты геологии этой структуры, позволяя проводить сравнение с другими полнее изученными желобами.

на Филиппинах, здесь развиты процессы гравитационного переотложения осадков. Океанский склон представляет собой погружающийся в желоб край Филиппинской плиты, где обнажаются базальты океанической коры.

Общие сведения. Филиппинский желоб представляет собой геоморфологическое выражение зоны субдукции небольшой по размерам позднемеловой — кайнозойской [2, 3] Филиппинской плиты под Филиппинскую островную дугу. Филиппинская плита с ее типичной тонкой (5,5 км) океанической корой формировалась, как предполагается [2, 13], в результате спрединга, происшедшего начиная с позднего мела до эоцена вдоль Центрально-Филиппинского разлома (разлома Тайвань — Палау) северо-западного простирания, ныне представляющего собой отмерший осевой рифт. Возраст начала спрединга в этом рифте установлен предположительно по офиолитам аккреционной призмы, обнажающимся на Филиппинских островах [2]. Современная субдукция в Филиппинском желобе связана с субмеридиональной задуговой зоной спрединга Марианской островодужной системы, ось которой проходит по трогу Яп (рифту Паресе-Вела [2, 3]); палеогеновые линейные магнитные аномалии подходят к этой зоне субдукции под острым углом [13]. С субдукцией связан известково-щелочной вулканизм Филиппинской дуги. Островная дуга имеет развитую континентальную кору и может быть отнесена к «оторвавшимся» с континентальным фрагментом внутри дуги (типа Японской) [4].

Филиппинский желоб имеет типичный для этих структур асимметричный поперечный профиль с крутым западным (островным) более низким и пологим восточным (океанским) склонами и узким (0,8—6,4 км) плоским субгоризонтальным дном на глубине около 10 км (рис. 1). Островной склон на большинстве профилей делится на: 1) верхний уступ — собственно склон островной дуги (от края узкого шельфа примерно до 5,5—6 км); 2) более пологую ступенчатую поверхность, протягивающуюся на разных профилях до глубин 7—8,5 км и представляющую собой, вероятно,

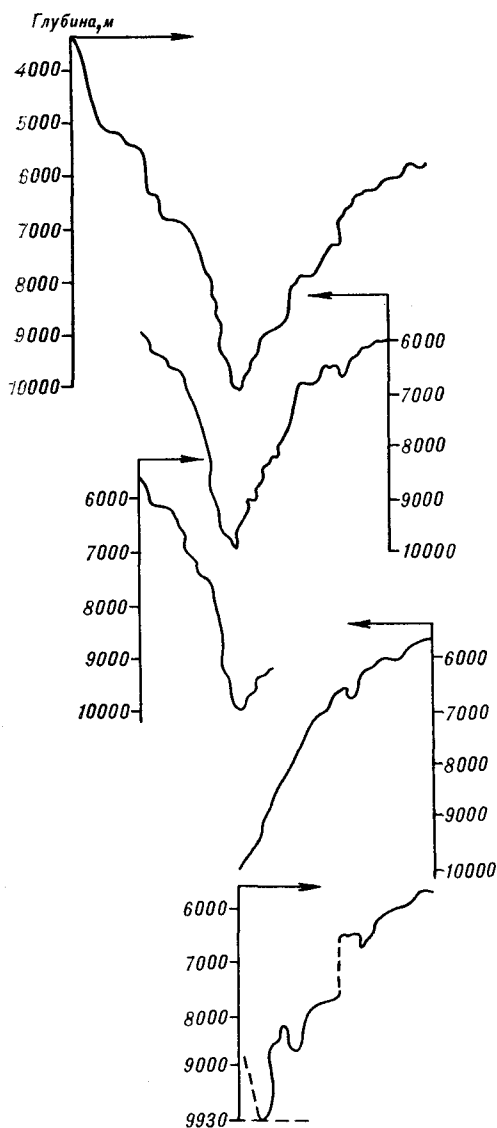


Рис. 1. Профили дна Филиппинского желоба в районе работ, построенные по галсам эхолотного промера. Соотношение масштабов 1 : 37.

вершину аккреционной призмы (аналог преддугового структурного поднятия?); 3) нижний уступ, круто спускающийся до желоба, по имеющимся представлениям сформированный тектоническими процессами в самой зоне субдукции, где обнажается сложно деформированный «субдукционный» комплекс пород.

Внешний склон желоба, начиная с гребня пологого краевого вала, имеет ступенчатое строение, вероятно, образованное серией нормальных сбросов, связанных с выгибанием океанской плиты на подходе к зоне поддвига. Пологие ступени, нередко ограниченные краевыми гребнями, за которыми образуются небольшие бассейны — «карманы», отделены друг от друга крутыми, в той или иной мере сгла-

женными осадочным покровом уступами. Наиболее резко выражен нижний уступ на глубинах 8,5—10 км (рис. 1, 2), бровка которого имеет в рельефе вид гребня относительной высотой над уровнем нижней ступени до 500 м. Сходный характер склонов желоба отмечен Г. Б. Удинцевым и для других участков желоба [10].

Условия современного осадконакопления в Филиппинском желобе определяются его положением в северном тропическом поясе, в муссонном климате, по соседству с крупными гористыми островами, снос терригенного материала с которых, в силу орографических особенностей, сравнительно невелик. Над желобом проходит мощное теплое течение Минданао (исток Курисио), температура поверхностных вод круглый год высокая (25—27 °С). У самых берегов Филиппинских островов распространяется циркумконтинентальная зона высокой биологической продуктивности вод с величиной первичной продукции 250—500 мг/м² в сутки [5], эвтрофными условиями обитания. Но с востока близко к желобу подходят очень бедные жизнью олиготрофные воды северного субтропического круговорота течений, переносимые с открытого океана северным Пассатным течением. Градиент первичной продукции между продуктивными прибрежными и непродуктивными океанскими водами в районе желоба очень резок: от 250—500 до меньше 100 мг/м² в сутки на расстоянии порядка 100 км. Он отражен на дне резкой сменой фаций пелагических глин ложа Филиппинской котловины гемипелагическими фациями желоба с соответствующим быстрым увеличением средних скоростей осадконакопления от 1—3 мм за 1000 лет в котловине до 20 мм за 1000 лет и более в желобе [6].

Материалы и методика. В 57-м рейсе НИС «Витязь» (1975 г.) по широтному профилю через Филиппинский желоб на широте о. Дипнагат (около 10°20' с.ш.) на ультраабиссальных глубинах (5700—9980 м) произведен сбор геологических проб на 12 станциях (см. рис. 2). На 9 станциях проведено траление, на 6 станциях взяты пробы дночерпателем «Океан-50», а на трех станциях получены пробы осадков прикрепленной к тралу грунтовой трубкой диаметром 70 мм и максимальной длиной 50 см. Тралами и дночерпателями подняты пробы полужидких илов, а также обломки магматических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород.

Пробы осадков описывались на борту судна макроскопически и под оптическим микроскопом в мазках. В береговой лаборатории выполнены водно-механические анализы гранулометрического состава, минералогические анализы иммерсионным методом крупноалевродитовой

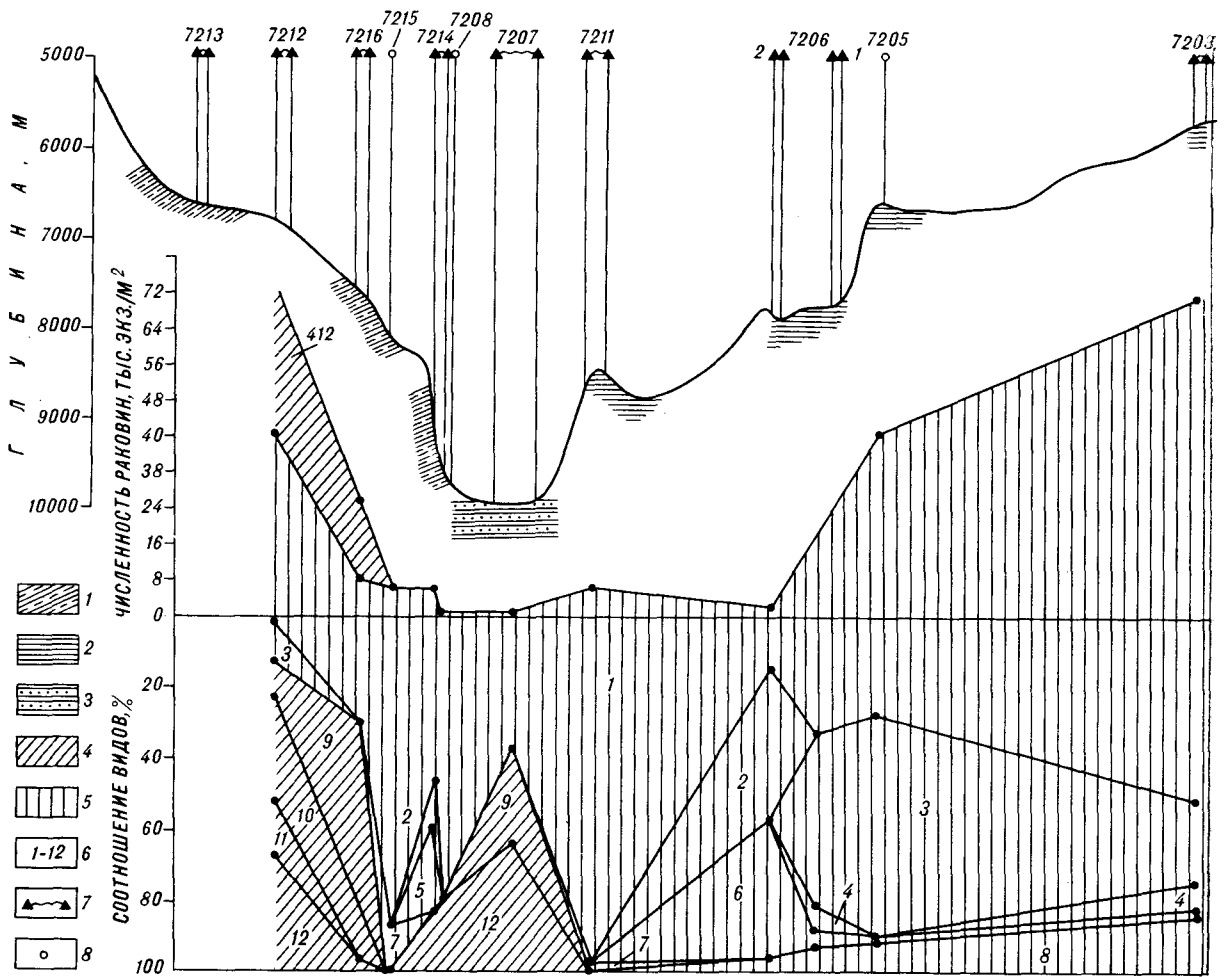


Рис. 2. Профиль Филиппинского желоба в районе работ:

1—3 — фации донных отложений: 1 — склоновые гравитационные отложения, 2 — пелагиты (миопелагические глины), 3 — турбидиты; 4, 5 — численность и соотношение бентосных фораминифер; 4 — секреторные, 5 — агглютинирующие; 6 — видовой состав фораминифер (1 — *Hyperammina* sp. A, 2 — *Hyperammina* sp. B, 3 — *Hyperammina* sp. C, 4 — *Sorosphaera abyssorum*, 5 — *Reophax* sp., 6 — *Pseudonodosinella* sp. A, 7 — *Pseudonodosinella* sp. B, 8 — прочие агглютинирующие, 9 — *Amphistegella* sp., 10 — *Sibicidoides* sp., 11 — *Loxostonella* sp., 12 — прочие секреторные). Пад линией профиля даны номера станций и орудия сбора: 7 — траля, 8 — дночерпатели.

фракции с разделением на тяжелую и легкую фракции в бромформе (анализы выполнены А. Н. Рудаковой), рентгеновская дифрактометрия, полные силикатные анализы рентгенофлюоресцентным методом на приборе VRA-2 (аналитики Т. К. Кузьмина, Н. В. Туранская), определения органического углерода (C_{org}) объемно-газовым методом по Кноппу (аналитик Н. П. Толмачева). Изучено количественное распределение и состав бентосных фораминифер в поверхностном слое осадков.

Магматические породы изучены петрографически в шлифах и петрохимически по полным силикатным анализам, выполненным в Бронницкой геолого-геохимической лаборатории ИМГРЭ.

Пробы осадков со склонов Филиппинского желоба были получены еще в 54-м и 38-м рей-

сах «Витязя». Эти данные также использованы в настоящей статье.

Литология современных осадков. Асимметрия строения желоба, поставки в него терригенного материала (только с запада), биологической продуктивности (резкое убывание с запада на восток) находит свое отражение в распределении и составе осадков, грубообломочного эдафогенного материала и бентосных фораминифер. В совокупности это позволяет говорить о фациальных различиях и о структурно-фациальных зонах в пределах желоба.

Современные осадки Филиппинского желоба на профиле (см. рис. 2) на глубинах более 5—6 км представлены терригенными алевро-глинистыми и глинистыми илами, на островном склоне гемипелагическими сероцветными, а на океанском склоне, по-видимому, миопела-

Гранулометрический состав осадков Филиппинского желоба

Номер станции	Координаты, с. ш.; в. д.	Глубина, м	Орудие сбора, горизонт	Содержание фракции, %						
				>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	
7213	10°22,3—10°23,7; 126°23,6—10°23,1	6330	Трал	2,53	0,84	36,74	—	42,63	17,26	59,89
7212	10°21,0—126°29,5	6950	Дночерпатель, 0—1	0,36	4,31	37,74	—	50,83	9,76	60,59
7215	10°21,9; 126°32,8	8100	Дночерпатель, ср. проба	1,19	4,77	42,57	17,34	34,13	—	51,47
7214а	10°23,4—10°23,9	9360	Трал	1,54	4,27	27,18	34,70	32,31	—	67,01
7214б	126°35,3—126°39,2	9390	»	24,27	8,81	25,94	11,05	29,93	—	40,98
7208	10°21,8; 126°35,8	9340	Дночерпатель, 1—2	12,24	24,65	32,24	4,83	15,09	40,87	30,8
7207	10°19,8—10°23,5; 126°38,2—126°39,5	9980	Волокуша трала, 0—3	2,11	0,96	26,93	30,44	7,89	31,67	70,0
7211	10°24,1—10°23,4; 126°42,5—126°41,5	8440—8590	Трал	2,52	1,33	29,63	—	40,63	25,63	66,52
7206-2	10°21,8; 126°49,2	7990	Дночерпатель, 0—1	0,12	0,62	25,80	46,05	—	27,41	71,46
7206	10°21,1—10°23,0; 126°50,1—126°48,4	7980—7820	Трал	0,10	1,60	26,70	37,5	—	34,10	71,60
7205	10°25,0; 126°53,6	6460	Дночерпатель, 0—2	0,13	0,37	25,19	29,87	—	44,44	74,31

Примечание. Станция 7214 — трал прине ненарушенный монолит осадка с поверхности; а — представленный алевроитово-глинистым илом, б — песчано-алевритовым осадком.

гическими коричневыми. На этот тонкозернистый нормально-осадочный фон накладывается грубообломочный эдафогенный материал, явно поступающий с подводных обнажений, а также алевроиты и пески, вероятно, тоже эдафогенного происхождения, образующие прослой и линзы в алевроитово-глинистых илах. Возможно, эдафогенные компоненты присутствуют и в более тонких фракциях осадков островного склона.

На поверхности островного склона на глубинах более 600 м залегают терригенные гемипелагические с поверхности серовато-коричневые (до 10—15 см), ниже — зеленовато-серые алевроитово-глинистые илы (табл. 1) нередко с прослоями алевроитов и песков (ст. 7214, 7216). Иногда алевроиты встречаются на самой поверхности дна (ст. 7208). Алевроитово-пелитовые илы островного склона обогащены тонкодисперсным обломочным материалом, представленным по данным дифрактометрии плагиоклазом, кварцем с небольшой, но постоянной примесью серпентина. Глинистая составляющая представлена хлоритом, монтмориллонитом с преобладанием смешанослойной хлорит-монтмориллонитовой фазы и гидрослюдой.

Валовый химический состав осадков довольно однообразен на обоих склонах и близок к среднему составу океанских глин (табл. 2). Содержание SiO_2 колеблется в пределах 45,2—50,8 %, Al_2O_3 — в пределах 13,8—15,2 %, а отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ — в пределах 3,2—3,5. Несколько пониженное содержание глинозема и калия при повышенном MgO согласуется с преимущественно хлорит-монтмориллонитовым составом глинистых минералов и малой долей гидрослюды. Концентрация марганца закономерно возрастает от низких величин в гемипелагических слабо восстановленных илах островного склона (0,16—0,33 %) к миопелагическим глинам океанского склона (0,39—1,26 %). Железистость осадков варьирует от 8,6 до 10,0 %. Максимальная величина Fe_2O_3 * обнаружена на ст. 7206-2, где заметно повышены также содержания TiO_2 (1,46 %) и MnO (1,26 %).

Вместе с полужидкими илами и слабо уплотненными глинами тралы принесли с островного склона большое количество остроугольных и полуокатанных обломков размером от 1 до 10 см в поперечнике. Обломки представлены эффузивными и интрузивными породами (подробно описаны ниже), туффитами, литокластическими туфопесчаниками и туфоалевроитами, органогенно-детритовыми кораллоушечными известняками, аргиллитами. Встречены также окатыши уплотненных глин, полулитифицированных радиоляритов и диатомитов. Большин-

* Fe_2O_3 получено путем пересчета общего железа, определенного рентгенофлюоресцентным методом.

Химический состав осадков Филиппинского желоба, %

Номер станции	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	П п п	Сумма	Сорг
7212	47,0	0,80	14,3	8,70	0,24	6,05	2,40	1,54	15,52	96,55	0,42
7215	45,4	0,82	14,5	8,58	0,16	5,41	2,31	1,63	18,15	96,96	0,45
7214a	50,8	0,92	14,4	8,84	0,35	6,12	3,29	1,80	11,58	98,10	0,32
7208	50,7	0,93	15,2	9,45	0,33	5,42	3,08	1,80	17,39	97,92	0,33
7211	47,2	0,56	13,9	9,34	0,40	5,94	2,41	1,65	15,76	97,16	0,26
7206	46,5	0,88	14,70	9,66	0,39	4,65	1,45	1,82	17,26	97,31	0,22
7206	45,2	1,46	13,8	10,0	1,26	4,66	1,77	1,70	18,01	97,06	0,23
7205г	47,0	0,91	14,7	9,5	0,51	4,38	1,70	1,90	18,12	98,72	—

ство обломков имеет, очевидно, эдафогенное происхождение. Они снесены с подводных обнажений гравитационными процессами и отражают в какой-то мере состав пород аккреционной призм, за исключением мелководных органогенных известняков и рассеянного известкового детрита, вероятно, связанного с разрушением прибрежных рифовых построек. Аналогичный перестроенный детрит был ранее обнаружен в колонке со склона о. Минданао к югу от описываемого здесь профиля на глубине 3200 м [8].

Со дна желоба, с глубины 9980 м (ст. 7207, см. рис. 1) получена прикрепленной к тралю трубкой проба осадков длиной 30 см. Поверхностный слой представлен глинистым илом (см. табл. 1), который ниже 15—20 см сменяется желтовато-коричневым творожистым кремнисто-глинистым радиоляриевым илом. В наконечнике волокуши встречен карбонатный детритово-ракушечный песок с признаками градиционной слоистости. Турбидиты описаны на дне желоба и ранее [11].

Осадки океанского склона представлены коричневыми миопелагическими глинами. По гранулометрическому составу это глинистые и алевритово-глинистые илы с довольно высоким содержанием субколлоидной фракции (25—44 %, см. табл. 1). Они отличаются низким содержанием ($C_{\text{орг}} < 0,25$ % при величинах 0,32—0,45 % в осадках островного склона) и относительно повышенным содержанием Fe и Mn (см. табл. 2). По составу глинистых минералов они сходны с алевритово-глинистыми илами островного склона, но здесь отмечается появление гидрослюды в смешанослойных образованиях с монтмориллонитом (20—30 % пелитовой фракции). Наряду с современными осадками с океанского склона подняты обломки базальтов и окатыши уплотненных глин, вероятно, дочетвертичных.

Минеральный состав крупноалевритовой фракции осадков (табл. 3) в целом подтверждает принадлежность района к окраинно-тихоокеанской терригенно-минералогической мегапровинции, связанной с размывом пород мезозойско-кайнозойских складчатых поясов. Для

мегапровинции характерен эпидот-амфибол-клинопироксеновый («метабазитовый») комплекс тяжелых минералов при очень низком содержании аксессуарных минералов гранитно-метаморфических (континентальных) пород в тяжелой фракции, преобладание полевых шпатов (особенно плагиоклазов) над кварцем и отсутствие кислого вулканического стекла, типичного для «андезитовой» вулканогенной мегапровинции Тихоокеанского пояса — в легкой фракции [9]. На этом общем фоне, однако, наблюдаются существенные вариации вдоль профиля, отражающие, по-видимому, вклад местных источников питания, как терригенных (на Филиппинских островах), так и эдафогенных (подводных обнажений).

Прежде всего обращает на себя внимание некоторое увеличение «континентальной» составляющей на дне и на океанском склоне желоба по сравнению с островным склоном, непосредственно примыкающим к Филиппинской питающей провинции. Кроме выпадающей из этого правила ст. 7206-2 (см. табл. 3) на океанском склоне выше содержание кварца (7,4—11,8 против 0,3—5,3 на островном склоне) и величина кварц-полевошпатового отношения, больше также калиевого полевого шпата в легкой фракции. В тяжелой фракции ниже содержание клинопироксена (опять же кроме ст. 7206-2), больше зеленой и голубовато-зеленой роговой обманки, актинолита-тремолита, эпидота, несколько чаще встречаются гранат, пиркон, а серпентин, наоборот, реже. Объяснить такой парадокс можно тем, что островной склон находится под более ощутимым влиянием локальных особенностей питающей провинции (а, возможно, также эдафогенного материала), тогда как минеральный комплекс океанского склона ближе к усредненному составу мегапровинции, охватывающей значительные пространства ложа Филиппинского моря. Косвенно на это же указывает в среднем более низкое содержание крупноалевритовой фракции в осадках внешнего склона (0,37—1,60 % против 0,84—24,65 % на внутреннем склоне).

К локальным особенностям, возможно, связанным с эдафогенными источниками, следует

Минеральный состав алевроитовой фракции осадков

Номер станции	% легкой фракции	Неопределительные обломки	Кварц	Кислые платиноклазы	Средние основные платиноклазы	Катионный полевой шпат	Стекло кислые	Стекло основное	Палагонит	Цеолиты	Серпентин	Слюда	Микрокварц	Радонит	% талькофракции	Пироксен моноклинный	Пироксен ромбический	Спилолит	Роговая обманка			Актинолит-тремолит	Оливин	Анацит	Сфен	Рутит	Трифант	Циркон	Прочие	Неопределительных зерен ²
																			зеленая	голубая	базальтичеккая									
7213	97,98	4,55	5,3	10,1	8,5	5,8	1,3	0,5	1,0	11,7	6,1	—	1,0	3,2	2,02	50,1	3,5	32,3	6,1	3,0	0,4	2,2	0,9	0,4	—	—	—	—	20,4	
7212	97,06	48,0	5,0	8,1	10,0	6,9	0,6	0,3	0,6	12,5	5,3	0,6	0,6	1,5	2,94	42,7	3,1	35,8	5,0	6,7	0,6	2,3	2,3	0,2	—	—	—	15,2		
7215	95,72	40,2	2,2	5,6	12,0	2,2	0,3	—	—	29,2	7,8	—	—	0,8	4,28	81,6	2,0	9,6	2,4	3,0	2,6	1,3	0,6	0,2	—	—	—	20,0		
7214а ³	95,57	58,7	2,1	4,2	3,9	2,1	0,2	—	—	25,0	3,4	—	—	0,4	5,57	70,0	2,0	15,8	5,2	4,2	0,6	4,0	0,6	0,2	—	—	—	18,0		
7214б	90,93	59,5	1,5	5,1	6,8	4,2	—	—	—	18,4	4,2	—	—	—	9,07	63,5	1,5	25,1	3,5	3,2	—	2,1	0,3	0,3	—	—	—	22,4		
7208	92,52	73,8	0,3	4,4	5,3	2,3	—	0,3	—	5,7	3,8	4,4	—	—	7,48	79,0	1,4	7,4	3,0	1,1	0,5	1,6	0,5	0,3	—	—	—	46,0		
7207	88,44	29,3	7,4	11,0	6,2	7,7	—	—	—	6,8	6,8	0,6	13,2	4,5	11,56	37,8	1,3	25,6	15,4	0,4	15,5	0,9	0,6	0,3	—	—	—	42,5		
7211	97,29	25,0	7,8	5,3	10,9	5,6	0,3	—	—	14,4	2,5	1,2	12,7	0,9	2,71	35,0	1,4	36,5	14,8	5,3	2,6	3,9	—	—	—	—	—	24,5		
7206	97,54	29,6	11,8	16,0	15,6	12,4	0,3	—	—	7,7	1,3	0,2	2,6	0,6	2,46	17,3	1,6	32,7	35,3	4,6	3,9	—	—	—	—	—	—	21,8		
7206-2	96,02	38,5	4,5	7,5	19,0	10,5	0,3	—	—	8,0	1,3	0,2	2,0	0,6	3,98	18,6	1,6	6,0	1,1	1,0	0,4	0,4	1,6	0,8	—	—	—	18,5		
7205	99,0	31,4	8,6	7,5	11,5	12,3	0,3	—	—	16,1	4,6	—	3,4	3,1	1,0	40,8	2,7	30,4	15,8	4,2	2,7	—	—	—	—	—	—	15,8		

¹ ед. зерна турмалина, дистена, ставролита,

² сумма непрозрачных рудных в % от тяжелой фракции в целом.

³ ст. 7214: а — алевроитово-глинистый ил, б — нижний песчано-алевритовый ил.

отнести минеральный состав группы станций 7215, 7214а, 7208 на островном склоне и 7206-2 — на океанском, где обнаружено аномально высокое (70,0—81,6 %) содержание моноклинового пироксена, пониженное — эпидота (менее 10 %) и кварца (0,3—4,6 %). Во всех пробах присутствует оливин. На ст. 7206-2 обнаружено повышенное содержание палагонита, а на ст. 7215 и 7214а много цеолита. Все это, скорее всего, указывает на базальты в качестве материнских пород. Высоким содержанием эпидота и зеленой роговой обманки и пониженным — клинопироксена выделяется траповая проба ст. 7206, особенно если сравнивать ее с дночерпательной пробой ст. 7206-2, взятой почти в той же точке, несколько ниже по склону. Любопытно отметить, что дночерпатель ст. 7206-1 принес обломки базальта — предполагаемой материнской породы для клинопироксенового комплекса минералов ст. 7206-2.

Некоторую дополнительную информацию несут непрозрачные, «неопределимые» в иммерсионных препаратах зерна легкой фракции, в большинстве представленные пелитизированными и цеолитизированными обломками пород (по-видимому, пепловых туфов). Содержание таких зерен колеблется от 22 до 74 % легкой фракции, максимально (более 50 %) оно в осадках нижней части островного склона (ст. 7215, 7214, 7208), тогда как на океанском склоне и на дне желоба литокластического материала во фракции менее 40 %. Сходным образом ведут себя цеолиты, судя по форме зерен явно обломочные: наибольшая их концентрация (29 %) обнаружена на ст. 7215 на островном склоне, минимальная (менее 10 %) — на океанском склоне. Высокое содержание обломков пород (73,8 %, ст. 7208) и цеолитов на подножии островного склона приводит к уменьшению относительной доли кварца (до 0,3 % на ст. 7208) и полевых шпатов (12 % на этой же станции). Мы склонны предположить, что обломки измененных туфов и туффитов, добытые трапами с островного склона, имеют, подобно литокластическому материалу и цеолитам в крупноалевритовой фракции, эдафогенное происхождение и поступили в осадки из обнажающихся на нижней части островного склона вулканогенно-осадочных толщ аккреционной призм.

Постоянным компонентом осадков обоих склонов является серпентин, содержание которого колеблется от 1,3 до 7,8 % с минимальными величинами на океанском склоне, т. е. на большем удалении от вероятного островного источника этой группы минералов.

Одной из важных особенностей осадков Филиппинского желоба, особенно его дна и внутреннего склона, является примесь наземного органического детрита растительного проис-

хождения. В 54-м рейсе НИС «Витязь» со дна желоба с глубины 10 км тралом поднято большое количество растительных остатков, в том числе кокосовый орех, листья деревьев, трава, цветы. Если даже этот материал попал в трал из водной толщи при подъеме, то возможность его осадения на дно и захоронения в осадках на любых глубинах остается вероятной.

Бентосные фораминиферы в современных осадках. Бентосные фораминиферы были изучены на 11 станциях по описываемому профилю через Филиппинский желоб (см. рис. 2). Полученные результаты показывают, что количественное распределение бентосных фораминифер в осадках западного и восточного склонов значительно различается. Столь же существенно различается и видовой состав их на разных склонах. Различия эти тесно связаны с особенностями осадконакопления и могут служить признаками фаций желоба.

Численность раковин бентосных фораминифер в осадках островного склона максимальна (412 тыс. экз. на м²) на глубине 6630 и уменьшается до 0,22—6 тыс. экз./м² на глубинах 9310—9390 м. Количество видов, встречаемых в осадках этого склона, достигает 25. Семнадцать (т. е. около 70 %) видов имеют секреторную карбонатную раковину. Наибольшую численность секреторные бентосные фораминиферы имеют в осадках средней части островного склона желоба. На глубине 6630 м (ст. 7212) их численность достигает 370 тыс. экз./м², что составляет 90 % суммарной численности раковин бентосных фораминифер. Ниже по склону на глубине 7610—7740 м (ст. 7216) количество карбонатных раковин уменьшается до 17 тыс. экз./м², их доля в составе всех бентосных фораминифер сокращается до 70 %. У подножья склона на глубинах 8100—9390 м (ст. 7215, 7214), где суммарная численность раковин фораминифер колеблется от 220 до 6000 экз./м², карбонатные раковины не обнаружены. Однако на дне желоба на глубине 9980—9990 м их доля в составе всей фауны бентосных фораминифер вновь составляет 62 %. Среди секреторных фораминифер наиболее часто в осадках островного склона встречаются представители родов *Amphistegina*, *Cibicidoides*, *Loxostomella* и другие. Из агглютинирующих фораминифер наибольшее распространение здесь имеют виды, принадлежащие родам *Hyperammina* (3 вида), *Reophex* (1 вид) и *Pseudonodosinella* (1 вид).

Бентосные фораминиферы, встречаемые в осадках восточного океанского склона, представлены исключительно агглютинирующими видами, из которых наиболее часто встречаются *Hyperammina laevigata*, *H. spp.*, *Sorosphaera abyssorum*, *Pseudonodosinella spp.*, *Trochammina sp.*, *Usbekistania charoides*. Всего здесь

встречено 17 видов бентосных агглютинирующих фораминифер. Наибольшее видовое разнообразие (10 видов в пробе) отмечено на глубине 5700—5730 м (ст. 7303), наименьшее (3 вида) — на глубине 8440—8580 м (ст. 7211).

Численность раковин агглютинирующих фораминифер в осадках океанского склона в среднем несколько выше, чем на островном склоне, где большую роль играет фактор терригенного разбавления. Самая высокая численность их, около 71 тыс. экз./м², отмечена на глубине 5700—5730 м (ст. 7203). Ниже по склону количество раковин фораминифер уменьшается до 117—6000 экз./м².

Таким образом, наиболее характерной чертой Филиппинского желоба является хорошо выраженная асимметрия в распределении бентосных фораминифер на его островном и океанском склонах. В осадках островного склона на всех изученных глубинах, а также на дне желоба в большом количестве встречаются карбонатные раковины секреторных бентосных фораминифер, в то время как на океанском склоне они отсутствуют. По всей вероятности, раковины секреторных фораминифер были припесены в ультраабиссальную зону суспензионными потоками. В пользу переотложения их свидетельствуют следующие обстоятельства:

1. Присутствие в фауне секреторных фораминифер мелководных видов, принадлежащих родам *Amphistegina*, *Ammonia*, *Elphidium* и др.

2. Глубины, на которых встречены здесь карбонатные раковины, значительно превышают критическую глубину сохранения карбоната кальция в осадке. Как известно, карбонат кальция в тропической части Тихого океана растворяется на глубинах более 4500 м. Встреченные нами раковины несут на себе следы интенсивного растворения.

3. Отсутствие раковин карбонатных секреторных фораминифер в осадках сопоставимых глубин на восточном океанском склоне желоба.

Асимметрия проявляется также в видовом разнообразии и количестве раковин агглютинирующих бентосных фораминифер в осадках разных склонов. На островном склоне обнаружено всего 8 видов агглютинирующих фораминифер, а на океанском склоне обитает 17 видов. В отдельных пробах осадка, взятых на океанском склоне, встречено агглютинирующих до 10 видов, а на островном склоне видовое разнообразие обычно не превышает 3—7 видов в пробе. Численность агглюнированных раковин на восточном океанском склоне в 2—4 раза выше, чем на западном островном. Более низкая численность агглютинирующих фораминифер на западном склоне объясняется значительным терригенным разбавлением. Уменьшение видового разнообразия также связано, вероятно, с неблагоприятным воздействием сус-

пензионных потоков, которые приводят к периодическому захоронению бентосных фораминифер.

Магматические породы. Обломки магматических пород получены с обоих склонов Филиппинского желоба. Изучение их состава позволяет судить о различном характере магматического фундамента, подстилающего осадочный чехол, и приводит к выводу об океанском типе земной коры под внешним склоном, тогда как под внутренним (островодужным) склоном залегает магматический комплекс субконтинентальной коры.

С внешнего склона получены только образцы базальтов, долеритов и гналокластитов, которые по составу относятся к толент-базальтовой срединно-океанской формации «второго» слоя океанической коры. На ст. 7206-1 (см. рис. 2) у подножия крутого, местами почти отвесного сбросового уступа с глубины 7990 м дочерпательем поднята глыба долерита размером $20 \times 20 \times 35$ см и фрагмент пиллоу-лавы размером 6×9 см.

На глыбе долерита видны зеркала скольжения, свидетельствующие о тектонической природе подводного обнажения. Порода сильно деформирована с образованием линзообразных обособлений, поверхность которых имеет вид маслянистых на ощупь зеркал скольжения, с тонкими субпараллельными бороздами.

Линзообразные обособления 12—13 см в диаметре толщиной 3—4 см в центральной части выклиниваются, образуя острые края. Структура породы микродолеритовая. Долерит состоит из беспорядочно ориентированных кристаллов плагиоклаза, в интерстициях между которыми располагаются зерна моноклинного пироксена, рудные минералы и небольшое количество хлорита в виде мелких сферолитов. Кроме того, в породе встречены единичные гламеропорфировые сростки крупных зерен плагиоклаза.

Удлиненные лейстовидные зерна плагиоклаза представлены двоянированными слабозональными кристаллами кислого лабрадора Ap_{50-52} размером 0,05—1 мм. Иногда они образуют офитовый скелет, заполненный тонкозернистой основной массой. Крупные широкопластинчатые гламеропорфировые зерна лабрадор-битовнита (Ap_{70-75}) размером до 2 мм имеют слабозональное строение и сильно корродированные края. Моноклинный пироксен ($2V = 54-56^\circ$) во вкрапленниках редок и встречается в виде мелких неправильных зерен (до 0,5 см), чаще всего в гламеропорфировых сростаниях с плагиоклазом первой генерации.

Сходные по составу обломки микродолеритов были встречены на ст. 7202 и 7211 на нижнем уступе.

Фрагмент пиллоу-лавы (ст. 7206-1) со стек-

ловатой коркой закалывания имеет вариолитовую структуру, образованную метельчатыми микролитами плагиоклаза, сноповидными лучистыми агрегатами кристаллов плагиоклаза и моноклинного пироксена. Дендриты, погруженные в слабоизмененное стекло, импрегнированы тонкой рудной пылью.

Обломки вариолитовых базальтов были подняты на ст. 7211 и 7202. Состав основной массы базальтов отличается по степени раскристаллизации. В наиболее раскристаллизованных разностях микролиты плагиоклаза образуют офитовый скелет структуры, в промежутках заполненной мелкими зернами моноклинного пироксена и рудного минерала. На ст. 7202 встречены порфировые базальты, состоящие из гламеропорфировых сростков крупных (0,2—0,7 мм) зерен основного плагиоклаза и авгита (10 % объема), погруженных в вариолитовую основную массу. На этой станции были также подняты обломки оливин-порфировых базальтов с крупными вкрапленниками магнетиального оливина в слабоизмененном стекле. Кристаллы оливина часто образуют гламеропорфировые сростки, включающие мелкие зерна шпинели.

По химическому составу (табл. 4) долериты и вариолитовые базальты океанского склона желоба четко ложатся в поле срединно-океанских толентов (рис. 3). Несколько отличны от них порфировые базальты, характеризующиеся повышенным содержанием TiO_2 при сходном значении отношения FeO/MgO (рис. 4). Это позволяет предположить, что порфировые базальты являются результатом более позднего внутриплитового вулканизма.

На западном, островном склоне Филиппинского желоба был получен довольно широкий спектр эффузивных пород от известково-щелочных базальтов до кварцевых андезитов, типичных для вулканизма Филиппинской островной дуги [2]. Наиболее меланократовые члены этого ряда представлены порфировыми, пироксен-плагиоклазовыми базальтами (ст. 7212-23), в которых крупные вкрапленники, составляющие до 20 % породы, представлены серицитизированными кристаллами плагиоклаза (Ap_{55-50}), единичными зернами авгита и магнетита, погруженными в гналопилитовую основную массу. По химическому составу базальты этого типа отличаются от остальных пород известково-щелочной серии низким содержанием K_2O и представляют, по-видимому, ранние фазы островодужного вулканизма.

Преобладающим типом эффузивных пород, поднятых с островного склона желоба, являются обломки порфировых андезитобазальтов. Вкрапленники, погруженные в измененную витрофировую массу, представлены плагиоклазом Ap_{45-50} и железистым клинопироксеном. Наи-

Химический состав пород Филиппинского жёлоба

Оксиды, %	Океанический склон						Островной склон						
	Базальты				Долериты		Базальты и андезитобазальты				Габбро и сиениты		
	7202-1г	7206-1а	7202-1	7211-2	7202-2	7211-2	7212-23	7216-2	7216-6	7214-7	7216-7	7212-17	7212-12
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
SiO ₂	48,96	48,58	47,27	49,84	49,18	48,38	46,68	62,20	48,82	49,68	48,28	54,42	57,66
TiO ₂	1,05	1,07	1,34	1,53	1,27	1,20	0,75	0,66	0,67	0,78	0,66	0,61	0,68
Al ₂ O ₃	15,00	14,60	14,95	15,00	15,27	15,54	19,65	15,37	18,09	17,21	6,78	17,06	18,32
Fe ₂ O ₃	5,44	4,37	2,53	3,63	3,67	3,86	5,93	4,08	5,95	6,00	16,90	2,98	2,82
FeO	4,34	8,01	7,59	7,11	6,56	7,83	2,98	2,51	4,74	3,70	3,95	2,23	1,85
MnO	0,11	0,17	0,18	0,22	0,14	0,15	0,17	0,09	0,50	0,09	0,18	0,23	0,22
MgO	7,96	7,28	12,05	7,25	7,53	8,32	5,65	1,65	4,60	4,56	4,60	2,97	2,01
CaO	9,25	9,86	9,00	11,24	12,50	9,81	7,31	3,99	5,54	5,98	6,93	5,54	2,50
Na ₂ O	2,58	2,33	2,23	2,26	2,06	2,39	4,00	4,00	4,72	3,54	3,95	3,95	4,33
K ₂ O	0,51	0,33	0,50	0,37	0,36	0,17	0,30	3,31	2,07	1,31	1,82	6,35	7,58
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,11	0,08	0,06	0,15	0,22	0,16	0,11	0,20	0,48	0,18	0,32
CO ₂	н. б.	н. б.	н. б.	0,17	н. б.	н. б.	н. б.	н. б.	н. б.	н. б.	н. б.	2,20	н. б.
H ₂ O ⁺	2,36	0,94	1,80	0,92	1,08	0,70	2,40	0,66	2,90	2,28	3,18	0,82	1,67
H ₂ O ⁻	1,06	1,62	0,31	0,41	0,20	0,72	2,66	0,42	0,26	3,92	1,06	0,80	0,20
SO ₃	0,03	0,05	0,04	0,05	0,01	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,06	0,05
Σ	99,23	99,54	99,88	99,78	99,88	99,33	99,21	99,45	99,14	99,83	99,43	100,52	100,16

более лейкократовые члены этой серии представлены обломками кварцевых андезитов, в которых присутствуют вкрапленники плагиоклаза An₃₅₋₄₀, а основная масса состоит из агрегата мелких зерен полевых шпатов, кварца и пироксена.

По химическому составу андезитобазальты могут быть отнесены к известково-щелочной серии пород, показателем которой является низкое содержание TiO₂ (см. рис. 4, табл. 4). Андезитобазальты этого региона отличаются высокой щелочностью и содержат нормативный нефелин (см. табл. 4, ст. 7216-6, 7214-7). Од-

нако лейкократовые разности этого ряда насыщены кремнеземом и содержат не только нормативный, но и модалный кварц в основной массе (ст. 7216-2).

Интрузивные породы островного склона жёлоба представлены габбро и гранитами (граносиенитами). Обломки лейкократовых габбро (обр. 7216-7) состоят из раздробленных и частично альбитизированных зерен плагиоклаза An₆₀ (70 % породы) и несколько более изометричных и мелких кристаллов железистого авгита. В интерстициях между главными породообразующими минералами располагаются отдельные мелкие зерна кварца и рудного минерала. Порода представляет собой образец кумулятивного габбро из расслоенного комплекса. Высокое содержание K₂O в породе указывает на то, что габброидный комплекс возник в условиях дугового вулканизма. Обращает на себя внимание сопоставимость химических составов плагиоклаз-пироксеновых базальтов (7212-23) и габбро, что позволяет предположить сингенетичность этих пород. Тела габброидов аналогичного состава и гипербазитов мелового возраста обнажаются на ряде островов Филиппинского архипелага. Обломки граносиенитов состоят из изоморфных зерен кислого (An₁₀₋₁₅) плагиоклаза, между которыми развиты изометричные кристаллы анортклаза. Темноцветные минералы представлены биотитом и единичными зернами железистого пироксена. В виде прожилков в породе встречаются выделения рудного минерала и анортита.

Химический состав пород этой группы сопоставим с составом андезитобазальтов (7216-6, 7214-7), которые вполне могут являться эффузивными аналогами этой серии. Так же, как и для андезитобазальтов, для граносиенитов ха-

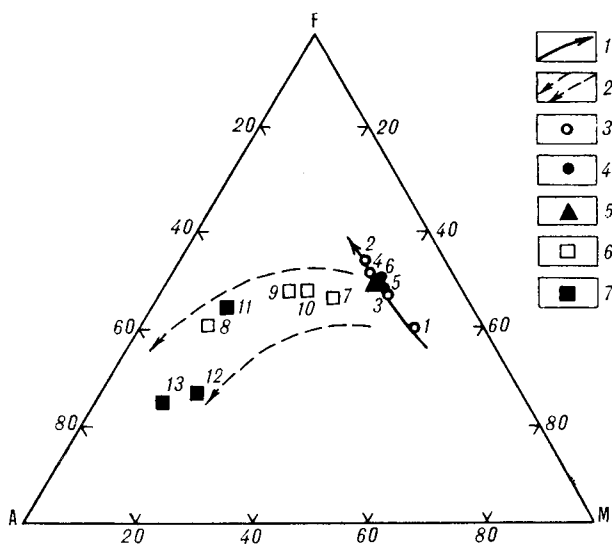


Рис. 3. Треугольная диаграмма AFM.

1 — тренд дифференциации толеитов [14]; 2 — тренд дифференциации известково-щелочных базальтов; 3 — базальты океанического склона жёлоба (здесь и далее номера соответствуют нумерации анализов в табл. 4); 4 — долериты океанического склона; 5 — средний океанический толеит [12]; 6 — эффузивы континентального склона жёлоба; 7 — интрузивные породы континентального склона.

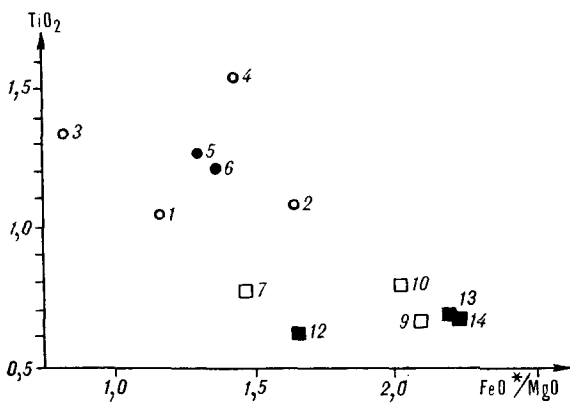


Рис. 4. Диаграмма TiO_2 — FeO^*/MgO . Усл. обозн. см. на рис. 3.

рактерна недосыщенность кремнеземом, что выражается в наличии нормативного нефелина в них (ст. 7212-17, 7212-12).

На Филиппинских островах отмечаются тела гранодиоритов, комагматичных известково-щелочной серии пород [1] и сопоставимых по своим петрохимическим параметрам с граносиенитами из Филиппинского желоба.

Обсуждение результатов. Все приведенные в настоящей статье материалы — по рельефу дна, литологии и минералогии современных осадков, микробентосу и коренным породам фундамента — свидетельствуют о существенных различиях противоположных склонов Филиппинского желоба. Это подтверждает повный характер структуры, представляющей собой, подобно другим желобам, конвергентную границу двух литосферных плит, из которых одна, океанская (в данном случае — Филиппинская), подвигается под другую (Евразийскую). Склоны желоба можно рассматривать как две структурно-фациальные зоны с различным по составу и строению магматическим фундаментом и разным характером осадконакопления, стыкующиеся по линии субдукции, которая проходит под осью желоба, скрытой узкой полосой осадочного заполнения.

Западный внутренний борт желоба представляет собой непосредственное продолжение склонов горных сооружений Филиппинской островной дуги. Поднятые здесь обломки магматических и вулканогенно-осадочных пород, находящиеся на склоне в виде переотложенного грубообломочного эдафогенного материала — продуктов тектонической денудации подводных обнажений — по всем признакам принадлежат к островодужным формациям. Для некоторых разновидностей пород известны прямые аналоги на Филиппинских островах [1].

Среди эффузивных пород встречен широкий набор вулкаников известково-щелочной серии от базальтов до кварцевых андезитов, типо-

морфным петрохимическим признаком которых является низкое содержание титана. Существенные различия в содержаниях K_2O позволяют говорить о двух группах пород, возможно, относящихся к разным фазам субдукции и порожденного ею островодужного вулканизма. Низкокальциевые базальты близки к островодужным толеитам начальной стадии субдукции со сравнительно неглубоким заложением зон выплавки. Повышенная щелочность (особенно K_2O) в преобладающих количественно порфировых разностях андезитобазальтов, а также в кварцевых андезитах, указывает на принадлежность этих пород к поздней фазе магматизма, связанного с более глубинными выплавками мантии под блоком континентальной коры, возможно, при участии контаминации породами последней.

Две группы интрузивных пород — габбро- и граносиениты — комагматичны, соответственно, базальтам и дифференцированной серии андезитобазальтов с повышенной щелочностью. Таким образом, в эдафогенном материале островного склона оказались представленными два различающихся по глубине выплавки и по степени дифференциации магматических цикла, характеризующие две фазы эволюции зоны субдукции: раннюю, с неглубоким проникновением погружающейся пластины океанской литосферы и позднюю, когда над глубоко погруженной пластиной уже располагался блок континентальной коры.

Обе фазы, очевидно, не относятся к современной (заложеной в неогене) зоне субдукции и связанной с ней активной вулканической дуге Филиппинских островов, расположенной значительно западнее. Хотя возраст пород не установлен, сходство габброидов со склона с аналогичными породами верхнемеловых офиолитов Филиппин дает некоторое основание предположить, что на внутреннем склоне желоба обнажаются члены той же офиолитовой серии фундамента мел-палеогеновой островной дуги. В таком случае известково-щелочная дифференцированная серия с повышенной щелочностью и комагматичные им интрузивные породы как на склоне, так и на островах представляют более позднюю фазу развития той же дуги. К последней должны относиться также цеолитизированные туфы и вулканогенно-осадочные породы, обнаруженные на внутреннем склоне. Почти полное отсутствие вулканокластического материала в осадках склона делает маловероятной связь этих пород с современной вулканической дугой.

Если приведенные рассуждения верны, то молодой (неоген-четвертичный?) чехол рыхлых осадков на внутреннем склоне желоба должен залегать несогласно на деформированных, подвергшихся вторичным изменениям (возможно,

гидротермальным) породах мел-палеогеновых островодужных формаций. Несогласие должно иметь тектоническую природу и быть связано со срезанием под косым углом структур древней островной дуги современной зоной субдукции. О вероятности такого несогласия свидетельствует присутствие в современных осадках склона эдафогенного материала, как грубообломочного, так и песчано-алевритового, поступающего с подводных обнажений, т. е. с существующих сейчас поверхностей несогласия.

Главной особенностью современного осадконакопления на внутреннем склоне, в отличие от океанского, является широкое развитие процессов переотложения, в основном под воздействием гравитационных процессов. Об этом свидетельствуют, наряду с турбидитами дна желоба, известными ранее [14], приведенные выше данные об эдафогенном материале, входящем в состав гемипелагических осадков, о распространении мелководного детрита на большие глубины и о составе бентосных фораминифер. Все эти признаки могут служить фаціальными критериями структурно-фаціальной зоны внутреннего склона желоба. По их совокупности Филиппинский желоб не отличается от других желобов.

Естественным следствием асимметрии терригенного питания (только с запада) и биопродуктивности вод (быстро убывающей с запада на восток) является более интенсивное осадкообразование на западном склоне желоба по сравнению с восточным. Хотя на данном профиле определений скоростей осадконакопления нет, сам факт формирования здесь фаций сероцветных гемипелагических глин с восстановительным характером раннего диагенеза позволяет судить об относительно быстрых темпах терригенного осадконакопления.

Повышенное, по сравнению с внешним склоном, содержание в осадках алевритовых (особенно мелкоалевритовой) и крупно-среднепелитовых фракций (см. табл. 1) при малой доле наиболее тонкого (субколлоидного) глинистого материала, а также отсутствие явных тенденций изменения гранулометрического состава вниз по склону, низкая степень сортировки и нередко наблюдаемая двухвершинность гранулометрических спектров, все это свидетельствует о типичном для склоновых фаций механизме седиментации. В нем фоновая гемипелагическая седиментация тонкой взвеси сочетается с осажждением из придонных (нефеллоидных) облаков разреженной суспензии, спускающихся вниз по склону, с деятельностью турбидных потоков густой суспензии, из которых образуются турбидиты дна желоба и запруженных бассейнов на склоне, а также с гравитационными потоками высокой плотности (от ополз-

ней до грязекаменных и зерновых потоков). Все эти процессы транспортировки вниз по склону и осаждения протекают на фоне сравнительно слабых придонных течений, не препятствующих осаждению тонкой взвеси. В них вовлекаются эдафогенный материал с подводных обнажений и мелководный биогенный детрит. Гравитационные процессы стимулируются крутизной и высокой сейсмичностью внутреннего склона.

Восточный, внешний склон желоба представляет собой изогнутый, разбитый сбросами, погружающийся в зону субдукции край океанской плиты. Полученные здесь образцы океанских толеитовых пиллоу-базальтов, долеритов и гналокластитов явно принадлежат ко второму слою океанической коры ложа Филиппинской котловины, сформированной, согласно реконструкциям по линейным магнитным аномалиям [2], в палеогене в зоне спрединга Центрально-Филиппинского разлома.

Осадки восточного склона литологически и фаціально сходны с миопелагическими глинами периферии ложа Филиппинской котловины, отличаясь от них лишь присутствием эдафогенного материала у подножий сбросовых уступов и специфическим ультраабиссальным комплексом агглютированных бентосных фораминифер. Более тонкозернистый по сравнению с гемипелагитами и турбидитами внутреннего склона гранулометрический состав миопелагических глин, особенно повышенное содержание в них субколлоидной фракции, свидетельствует о пелагическом, преимущественно биофильтрационным [7] механизме их накопления без участия придонных потоков терригенного материала, для которых желоб служит непреодолимой преградой-ловушкой. Красноцветный (окисленный) характер глинистых осадков указывает на медленные темпы осадконакопления. Об этом же свидетельствует относительное возрастание численности агглютированных раковин фораминифер, которые на внутреннем склоне, а также у подножия внешнего склона «разбавлены» более обильно поступающим терригенным глинистым материалом. Скорости накопления литологически сходных миопелагических глин на соседних участках ложа Филиппинской котловины составляют 1—5 мм за 1000 лет [6].

Следует отметить, что в более южном отрезке Филиппинского желоба восстановленные гемипелагические глинистые илы распространены также на внешнем склоне и на окраине ложа котловины, что связано с более интенсивным поступлением терригенной взвеси через проливы из Индонезийских морей [3, 6]. Однако и здесь господствует пелагический механизм осаждения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апродов А. М.* Вулканы.— М.: Мысль, 1982.
2. *Богданов Н. А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей.— М.: Недра, 1988.
3. *Геология* дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
4. *Кеннетт Дж. П.* Морская геология. Т. 1.— М.: Мир, 1987.
5. *Кобленц-Мишке О. И.* Первичная продукция // Биологическая структура океана. Биология океана. Т. 1.— М.: Наука, 1977.— С. 62—65.
6. *Курносков В. Б., Мурдмаа И. О.* Глинистые минералы в осадках окраинных морей западной части Тихого океана // Литология и полезн. ископаемые.— 1976.— № 5.— С. 22—31.
7. *Лисицын А. П.* Биодифференциация вещества в океане и осадочный процесс // Биодифференциация осадочного вещества в морях и океанах. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1986.— С. 3—65.
8. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов.— М.: Наука, 1987.
9. *Мурдмаа И. О., Серова В. В., Лисицын А. П., Емельянов Е. М.* Обломочные терригенные и вулканогенные минералы песчано-алевритовой фракции // Осадкообразование и магматизм океана. Геология океана.— М.: Наука, 1979.— С. 180—198.
10. *Удинцев Г. Б.* Тихий океан. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана.— М.: Наука, 1972.
11. *Anikouchine W. A., Ling Z. Y.* Evidence for turbidite accumulation in trenches in the Indo-Pacific Region // Mar. Geol.— 1967.— V. 5, N 2.— P. 141—154.
12. *Byerly G., Melson W., Nelen J., Jarosewich E.* Abyssal basaltic glasses as indicators of magma composition // Miner. Sci. Invest. 1974—1975.— Wash., 1977.— P. 22—31.
13. *Karig D. E.* Structural history of the Mariana island arc system // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1971.— V. 83.— P. 323—344.
14. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges // Earth Planet. Sci. Lett.— 1970.— V. 7.— P. 361—365.

*Институт океанологии АН СССР
Москва*

*Поступила в редакцию
13 августа 1990 г.*

УДК 551.433.022(571.661)

Г. П. Шипицын

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ПЕНЖИНСКОГО СЕГМЕНТА ТАЛОВСКО-МАЙНСКОГО ПОДНЯТИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РОССЫПЕЙ (Корякское нагорье)

По материалам дешифрирования космических снимков и полевых наблюдений дано описание морфоструктуры Пенжинского сегмента Таловско-Майнского поднятия и ее элементов с позиций геолого-геоморфологической конформности. Современный каркас морфоструктуры сформировался в результате не-

однократного проявления горизонтальных тектонических движений, приведших к образованию надвигов и шарьяжей. Выделены и закартированы фронтальные части надвигов и отпрепарированные поверхности их сместителей, к которым приурочены россыпи.

Корякское нагорье и его составная часть — Пенжинский кряж в структурном отношении представляют типоморфную зону перехода континент — океан. Детальное комплексное исследование морфоструктуры этого региона актуально в первую очередь потому, что знание ее развития крайне важно для решения задач прогнозирования и поисков металлоносных площадей.

Для изучения рассматриваемой части кряжа наряду с существующими геологическими, геоморфологическими и геофизическими данными были использованы собранные автором полевые материалы, а морфоструктурные особенности его выявлены в основном путем дешифрирования космических снимков (КС) масштаба 1 : 300000 — 1 : 1000000 и крупномасштабных аэрофотоснимков (АФС) и анализа литературных данных по космическому изображению.

Наиболее типичные структурные группы и различные категории разрывных нарушений в Корякском нагорье впервые достаточно полно выявлены на КС Н. И. Филатовой [17]. Среди них в зонах коробления рельефа, каковой представляется и Пенжинский кряж [7], ведущая роль отводится надвигам и шарьяжам.

Выявление чешуйчато-надвиговых дислокаций в Пенжинском кряже позволяет по-новому, с позиций конформных связей рельефа с геологическим содержанием [18] рассмотреть способ образования всей морфоструктуры в целом и ее отдельных элементов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ТАЛОВСКО-МАЙНСКОГО ПОДНЯТИЯ

В схеме геоморфологического и тектонического районирования Северо-Востока СССР [4, 7] Пенжинский кряж трактуется как западная

краевая часть Корякского нагорья, формирующаяся на месте Таловско-Майнского поднятия. Последнее входит в состав Пенжинско-Анадырской зоны позднемеловой консолидации Корякско-Камчатской тектонической области (рис. 1). Исследуемая часть Пенжинского кряжа охватывает территорию от Маметчинских и Таловских гор на юго-западе до водораздела бассейнов рек Пенжина и Анадырь на северо-востоке и является Пенжинским сегментом Таловско-Майнской [17] (или Таловско-Пеккульнейской [1, 12]) зоны чешуйчато-надвигового строения.

В геологическом строении этой части зоны наряду с мезозойскими геосинклинальными и палеогеновыми позднеорогенными образованиями принимают участие палеозойские и ранне-мезозойские олистостромовые комплексы разного типа, в том числе и рудовмещающие офиолитокластовые. Наиболее мощные горизонты последних присущи юго-западному флангу Таловско-Майнской зоны. Здесь Пенжинский кряж представляет ряд геоморфологических ансамблей (Ганычаланский хребет, Маметчинские, Таловские и Понтонейские горы), формирование которых тесно связано с надвигообразованием, шарьярованием и многофазным магматизмом.

Надвигообразование, формировавшее Таловско-Майнскую зону, было многоэтапным, разнонаправленным (что нашло отражение в надвигах встречной вергентности), тесно связанным с процессами тектогенеза, проявившимися в Беринговоморском транзитальном блоке.

По геологическим данным [1, 2, 10, 12], первые крупноамплитудные надвиговые перемещения произошли здесь в волжско-берриасское время в связи с рифтогенезом, охватившим в поздней юре значительные пространства ранее

сформированной палеозойско-раннемезозойской коры переходного типа [7, 12]. В результате образовался куюльский офиолитовый комплекс (Таловские горы и Ганычаланский хребет), включающий гипербазиты, тесно ассоциирующие с ними габброиды и кремнисто-вулканические образования поздней юры — берриаса. Одной из основных структурных особенностей комплекса является аллохтонное залегание офиолитовых пластин (на серпентинитовом меланже), формирующих Куюльско-Тайгоносскую систему надвигов (см. рис. 1). Растяжение, сопровождавшееся вулканическими проявлениями и смещением фронта надвиговых дислокаций к западу, продолжалось до конца валанжина, что устанавливается по геологическим данным [12].

Далее до середины альба в морском бассейне накапливается мощная толща флиша, среди которой в районе мыса Валижген (г. Длинная) фиксируется готерив-барремская олистострома с обильной офиолитокластикой (талакрыльская свита) — предвестник начинающегося сжатия, которое достигает своего апогея к концу альба и фиксируется накоплением граувакк. В результате образовалась Таловско-Майнская зона чешуйчато-надвигового строения и осложняющая ее Валижгенско-Белорецкая система надвигов, явившаяся следствием сопряженных с надвигами правосторонних сдвигов. Крупнейшими из последних являются Валижгенско-Пахачинский, Валижгенско-Говенский [17], а также впервые выделяемый Ветвистый и другие разломы.

Проявление в разрезе альбских отложений граувакк с буоргемяским континентальным комплексом флоры* (кедровская свита) свидетельствует о выведении в сферу экзогенного (континентального) разрушения деформированной офиолитокластической слонстой толщи и позволяют считать нижний — средний альб датой зарождения Таловско-Майнской положительной морфоструктуры как определенного генотипа в понимании Г. И. Худякова [18].

В дальнейшем (сеноман — маастрихт) происходит прерывистое наращивание как площади, так и высоты этой морфоструктуры вследствие вовлечения в верхние стратиграфические уровни офиолитов. Синхронные формированию терригенных отложений перемещения разновозрастных пластин офиолитов и других горных пород, включая палеозойские, происходили в процессе обдукции с востока [2] и запечатлены в олистостромах сеномана — турона и нижнего сенона [12]. Залегаящая в основании верхнемелового разреза Таловско-Майнской

зоны регионально распространенная альб-туронская и турон-коньякская моласса (маметчинская и валижгенская свиты) «запечатывает» ее аллохтонную структуру.

Орогенный этап на рассматриваемой территории наступил в палеогене, к концу которого морфоструктурный план, сложившийся на раннеорогенических этапах, получил свое наиболее четкое выражение. В это время, наряду с накоплением прибрежно-морских и континентальных отложений, происходили трещинные базальтоидные излияния в связи с раскрытием Пенжинского рифта [2, 7]. В миоцене продолжается значительное наращивание водораздельных пространств рек Пенжина и Анадырь. Были сформированы Окланское плато и поперечные (северо-западные и широтные) зоны магматических поясов (Словутнинско-Автозамская, Русскогорско-Ваежская [17] и др.), с которыми связаны современные орогенические перемычки. В плиоцене окончательно сформировались три большие морфоструктуры на северо-западе Корякского нагорья: Пенжинский кряж и обрамляющие его Пенжинская и Парапольская впадины. Последние тесно связаны с глубинными разломами издавна обильной Таловско-Майнской зоны.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРЫ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Многочисленное надвигообразование с шарьированием, многофазное проявление магматизма в Таловско-Майнском поднятии и последующая переработка комплексов экзогенными процессами обусловили его сложный эндо- и экзоморфоскульптурный облик в виде прямого выражения в рельефе складчато-надвиговых, блоковых и дуговых дислокаций, контролирующих размещение полезных ископаемых.

В границах рассматриваемой территории морфоструктура Пенжинского кряжа представляет собой низкоросное (абс. отм. 400—800 м) с элементами среднегорья (900—1000 м) складчато-надвиговое ступенчатое сооружение. Ее конфигурацию определяют разломы северо-восточной ориентировки, выраженные в рельефе уступами или резкими перегибами и отделяющие этот сравнительно узкий (20—30 км) блок от Пенжинской и Парапольской впадин, а также поперечные северо-западные хребты и гряды (Маметчинские горы на юго-западе и Словутные на северо-востоке). Поперечный профиль морфоструктуры асимметричен с наиболее выположенным северо-западным склоном. Вдоль долин рек Пенжина и Пальматкина прослеживаются относительно широкие (2 км) полосы придолинных плиоценовых педиментов (тектонопедиментов [18] (до двух уровней), абс. отм. 60—100 и 200—300 м), развитых на

* Определения Е. Л. Лебедева (ГИН АН СССР) по сборам Ю. Ф. Найденова в бассейне р. Таловка (фонды ПГО Камчатгеология, 1983 г.).

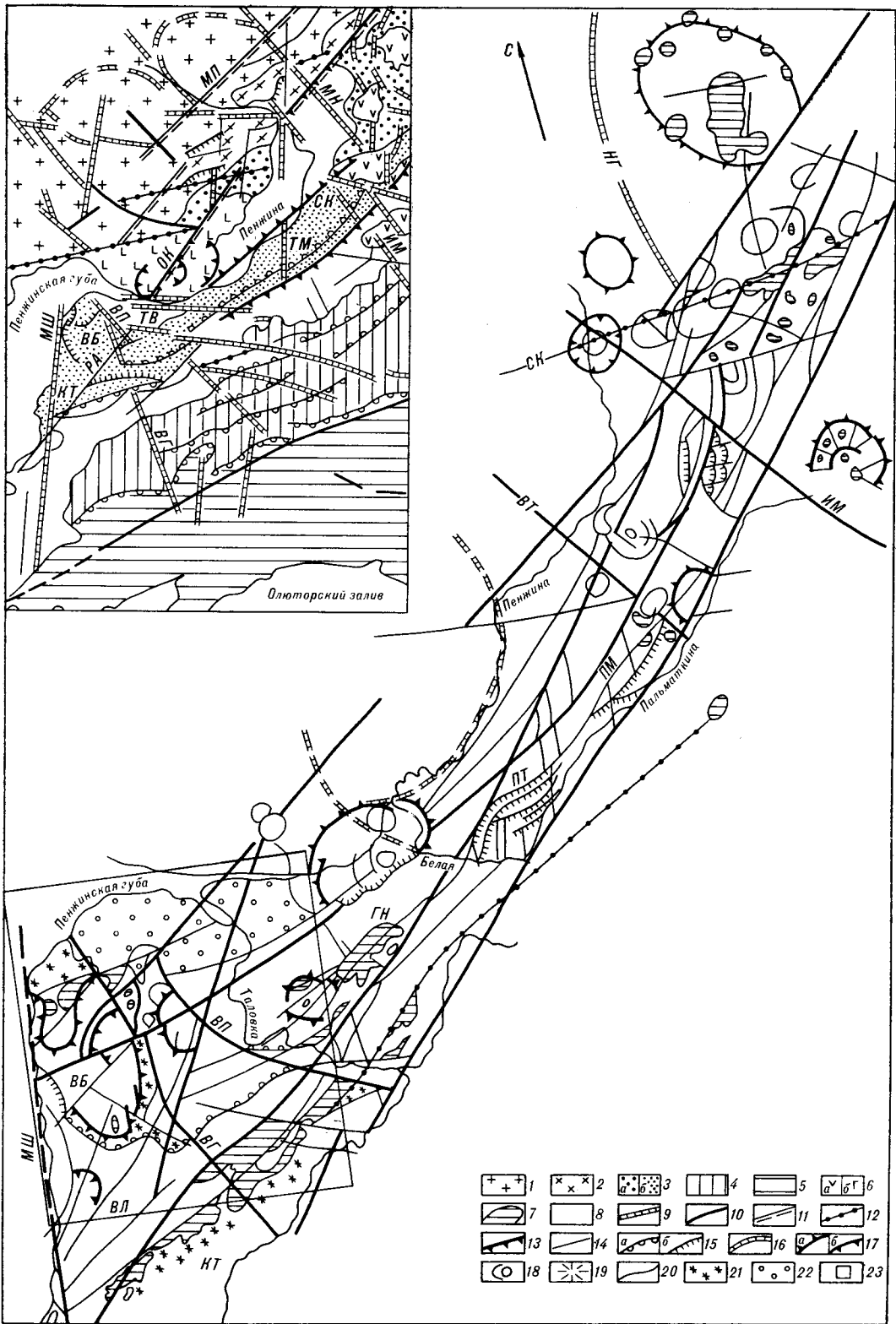


Рис. 1. Схема структурных элементов Пенжинского хребта и его пространственное положение (по данным дешифрирования КС).

На врезке по данным [17] и на основном рисунке по данным Н. Л. Евглевского, Л. В. Баженова с дополнениями автора: 1—5 — типы коры: 1 — континентальная гора, в том числе позднейшей деструкции в палеозое, мезозое, 2—5 — кора переходного типа, зоны разновозрастной консолидации; 2 — раннемеловая Тайгоносско-Мургаляская, 3 — поздне меловая Пенжинско-Анадырская (а — Пенжинский прогиб, б — Таловско-Майнское поднятие), 4 — поздне меловая-палеогеновая Корянская, 5 — неогене-

дислоцированном субстрате верхнемеловой и палеогеновой морской и континентальной молассы. Центральная часть этой морфоструктуры распадается на ряд высотных ступеней с амплитудой 50—300 м, выраженных в рельефе и отраженных на КС системой протяженных (15—20 км) гряд-блоков северо-восточного простирания, иногда приобретающих облик бронированных гор. Границы образованы крутыми (60°) диагональными взбросами, сменяющимися на отдельных участках к юго-востоку надвигами с юго-восточным падением сместителей. Такое строение морфоструктуры с дислокационно-метаморфогенным конформным комплексом Таловско-Майнской зоны надвигов (Ганьчаланский, Понтонейский и Пальматкинский пакеты чешуй, см. рис. 1) обуславливает грядовой рельеф. Подчиненное место занимают купольные формы отпрепарированных палеогеновых интрузий.

За последние годы геологами ПГО Камчатгеология при крупномасштабных и детальных геологических работах получены новые данные, касающиеся размещения полезных ископаемых в связи со взбросами, зонами меланжа и поперечными дислокациями. С применением дистанционных методов выделены и закартированы фронтальные части надвигов и отпрепарированные поверхности их сместителей. К последним, при наличии соответствующей металлогенической нагрузки эродированного меланжа, приурочены россыпи. Так, Л. В. Баженовым в междуречье Ветвистая — Чаевая (Понтонейские горы) впервые выделен Пальматкинский олистостромовый блок, пространственно контролирующей, наряду с другими факторами, рудно-россышной узел. По его данным, Пальматкинский олистостромовый блок сложен терригенной формацией апт-альба и представляет собой олистострому с олистолитами пород пермского и триасового возраста. Площадь выходов, формирующих холмисто-останцовый рельеф, колеблется от 0,1 до 2,5 км², мощность пластин достигает 300—500 м. Тектонические контакты представлены зонами перетирания.

Автохтонный комплекс здесь представлен песчано-конгломератовой толщей альб-турона (мамetchинская и пенжинская свиты), смятой в крупную антиклиналь, в ядре которой обнажаются сложно дислоцированные туфокремнистые

породы, песчаники и конгломераты нижнего карбона (харитонинская свита). В юго-восточном крыле складки обнажается относительно пологое (30° к юго-востоку) тектоническое (через меланж) налегание на автохтон олистостромовых образований мамetchинской свиты (параавтохтон) с блоками и глыбами пород перми (упушкинская свита) и триаса (чаевочная свита). Внутренняя структура аллохтона осложнена субширотными взбросонадвигами (30°—60° на юг), а в олистолитах наблюдается сложная дисгармоничная складчатость. Сместители, дешифрирующиеся на АФС отпрепарированными поверхностями площадью до 4 км², сопровождаются дроблением пород. Протяженность надвиговой зоны, прерываемой на флангах северо-западными разломами, здесь достигает 20 км.

Юго-западным продолжением Пальматкинской зоны надвигов, по-видимому, являются олистостромовые образования баррем-апта на левобережье р. Бол. Упушки (Понтонейский блок) и в бассейне р. Таловка (Ганьчаланский блок), детально изученные А. Д. Чеховым [12], а также готеривские олистостромовые горизонты мыса Валижген. С этими блоками Пенжинской морфоструктуры связаны проявления разнообразных полезных ископаемых преимущественно фемической специализации, в том числе россыпи золота и платины. Ниже рассмотрены россыпи Таловского золотоносного района [13].

Коренным источником россыпей в Пальматкинском и Понтонейском блоках является преимущественно убогая золоторудная минерализация различных формационных типов [13, 19] (прожилково-вкрапленное, иногда с промышленным содержанием золота оруденение известно в черносланцевых толщах нижнего карбона Понтонейского блока, минерализованные зоны дробления с золотоплатиновой минерализацией встречены в позднемеловых дайках и силлах долеритов Пальматкинского блока; формация металлоносных конгломератов альб-турона является промежуточным коллектором).

За счет этих источников формировались богатые россыпи в долинах второго, третьего, реже четвертого порядка. Это обстоятельство, вероятно, связано с подвижностью блоков морфоструктуры на орогеническом этапе развития

новая Олюторская; 6 — ареалы вулканических покровов (а — неогеновых, б — палеогеновых); 7 — интрузирующие тела; 8 — кайнозойские впадины; 9—19 — разрывные нарушения, разломы; 9 — трансрегиональные, 10 — главнейшие коровые и мантийные, 11 — крупные системы мантийных на границе блоков разновозрастной коры, 12 — магноподводящие, 13 — ограничивающие рифтогенные впадины, 14 — прочие вертикальные, 15 — фронтальные части надвигов и шарьяжей (а — крупных, б — прочих), 16 — дуговые разломы кольцевых систем, 17 — дуговые и кольцевые разломы кольцевых структур первого порядка (а — положительных, б — отрицательных), 18 — дуговые и кольцевые разломы кольцевых структур второго и более низкого порядка, 19 — радиального типа; 20 — границы конформных комплексов; 21 — отпрепарированные поверхности взбросов и надвигов; 22 — отклонения, перегибающиеся взбросы и надвиги; 23 — участок детальных работ. Крупнейшие разломы. Северо-восточные: МП — Миктинско-Пенжинский, РА — Рекинтинско-Айнинский, ОР — Орловско-Камчатский; северо-западные: ВГ — Валиженско-Говенский, ВП — Валиженско-Пахачинский, МН — Мургалско-Налгимский, ИМ — Импенвеемский; широтные: ТВ — Таловско-Ванзатский, СК — Слобутинско-Койвэраланский; субмеридиональные: МШ — Мамetchинско-Шайбовеемский; дуговые: НГ — Налгимский. Системы надвигов: ТМ — Таловско-Майнская, ВВ — Валиженско-Белорецкая, КТ — Кузольско-Тайгоноская. Пакеты чешуй: ГН — Ганьчаланский, ПТ — Понтонейский, ПМ — Пальматкинский.

и вовлечением их в зону интенсивной денудации.

Россыпи располагаются в пределах поперечных горстовых поднятий, сложенных формациями нижнекарбового и альб-туронского возраста, или тяготеют к участкам сочленения последних с грабенообразными понижениями рельефа, трансформирующими трансрегиональные разломы широтного (Таловско-Ванзатский) и северо-западного (Ветвистый) направления. Металлоносные пески приурочены к поймам и первым надпойменным террасам и залегают на плотике, сложенном породами аллохтона, или на отпрепарированной поверхности надвига (Пальматкинский блок). В плане россыпи имеют линзовидные контуры.

Золото россыпей неокатанное и хорошо окатанное, крупное. Пробность 780—860. По сообщению В. М. Округина (Институт вулканологии ДВО АН СССР), золото россыпей Пальматкинского блока содержит ртуть до 7,8 мас. %.

Как отмечалось выше, чешуйчато-надвиговые дислокации Пенжинского сегмента сочетаются и, по-видимому, находятся в парагенетической связи с сетью поперечных крутонадающих разломов, для которых характерна взбросодвиговая кинематика. По некоторым из них (см. рис. 1) поперечные блоки вдаются в Пенжинскую губу или образуют водоразделы, обуславливая ярко выраженные аномалии рельефа — поднятия: Налгимское и Словутинское на северо-востоке и Валижгенское на юго-западе территории. Первые два обнаруживают тектоническую связь с Пенжинским прогибом (зона растяжения) благодаря тому, что здесь большую роль играют эоцен-миоценовые известково-щелочные базальтоидные вулканотрузивные комплексы, которым соответствуют положительные формы геоморфологической поверхности. Вопросы морфоструктурных особенностей и рудоносности этих поднятий отражены в ряде работ [7, 16 и др.].

Проблема генезиса Валижгенского поднятия, впервые изученного Г. Г. Кайгородцевым, неоднократно обсуждалась в литературе. В наиболее ранних исследованиях А. Ф. Михайлова [10] поднятию приписывалось вулканическое происхождение ввиду широкого развития здесь уникальной офиолитокластики. Эта точка зрения в последние годы поддержана В. Ф. Белым [3]. Однако в ряде работ [6, 9, 12] такие представления оспариваются. В них обосновывается покровно-чешуйчатая структура этого поднятия [12]. Автор, разделяя такую точку зрения, одновременно пытается интерпретировать Валижгенское поднятие как морфоструктуру центрального типа (МЦТ).

Валижгенское поперечное поднятие располагается в районе одноименного мыса и ассоциирует с Маметчинско-Шайбовецким, Валиж-

генско-Говенским и Валижгенско-Пахачинским трансрегиональными разломами (правосторонними сдвигами), из которых первый является наиболее молодым. В плане (рис. 2) это овальной формы морфоструктура (50 × 80 км), длинная ось которой ориентирована перпендикулярно к Таловско-Майнскому поднятию. Морфологически поперечное поднятие выражено северо-западными отрогами Пенжинского кряжа, дугообразно обрамленными с северо-запада активным клифом Пенжинской губы, который на всем протяжении сопровождается ступенью фоновых высот до 200 м, а с юга, юго-запада и востока — сниженным ярусом рельефа (300—400 м) междуречий Порожистая — Айнын — Таловка, конформным дугообразной фронтальной части надвига Таловско-Майнской системы.

Характерна асимметрия морфоструктуры. Северо-восточная часть ее (сегмент Астрономический) — невысоко (100 м) поднятая абразионная равнина, расчлененная речными долинами. В понижениях рельефа развита пологозалегающая палеогеновая и неоген-четвертичная моласса. Здесь погребены ряд блоков, сложенных породами палеозойского и раннемезозойского возраста. К югу — юго-западу равнина сменяется ярусом (200—300 м) холмисто-увалистого рельефа, характеризующегося террасированной поверхностью континентального генезиса (собственно Валижгенский блок). В рельефе южной, интенсивно расчлененной низкорной (700—800 м) ступени с элементами среднегорья (900—1000 м), переход к которой четко выражен уступом вдоль г. Длинная, развиты характерные складчато-блоковые и надвиговые (Длинногорский блок), а также кольцевые морфоструктуры. Они расчленены и обрамлены серией дуговых отпрепарированных поверхностей разнопорядковых надвигов, пого (15—25°) наклоненных на юго-восток и формирующих покровные морфоструктуры (Маметчинский и Айнынский блоки), чей конформный комплекс представлен альб-коньякской молассой. На крайнем юге поднятие по тектоническому уступу граничит с горст-антиклинорной структурой хребта Таловских гор (Таловский блок), сложенной, главным образом, Куюльским гипербазитовым массивом чешуйчато-надвигового строения и являющейся морфотектоническим выражением пловной зоны между Таловско-Майнским поднятием и Порапольским прогибом. Радиальный рисунок врезанных в днища долин меандр свидетельствует о неотектоническом общем поднятии территории. Таким образом, проведенная формализация контуров Валижгенского поднятия и его внутреннего морфотектонического строения позволяют отнести его к морфоструктурам центрального типа [5, 18].

Большую часть Валижгенской МЦТ, осевая часть которой совпадает с Валижгенско-Говенским разломом и фиксируется интенсивной положительной гравитационной аномалией [15], а северный фланг, скрытый водами Пенжинской губы, — кривыми МТЗ [11], занимает нижнемеловое офиолитовое «ядро». Внешнее дуговое обрамление последнего включает многочисленные «интерферирующие» дуговые и кольцевые разломы с радиусом около 3,5 и 10 км, конформные сложной складчатой подвижной системе, а также радиальные трещины, рудные зоны и сопровождающие их россыпи. В структуре «ядра» могут быть выделены три тектонических комплекса: автохтонный (верхняя юра — валажжн), параавтохтонный (олистостромы готерива и блоки палеозойско-нижнемезозойских пород) и аллохтонный (офиолитовые комплексы), которые «запечатаны» альб-туронской и турон-коньякской прибрежно-морской молассой (неоавтохтон). Образования офиолитовой серии, занимающей около 60 % площади МЦТ, сложены [6, 10, 12 и наши данные] многочисленными (около 100) сближенными выходами гипербазитов и полого (10—30° на юг — юго-восток) залегающими терригенными отложениями тылакрьельской свиты (готерив). Эти образования подстилаются песчано-алевроитовой толщей валажжн (мялекасынская свита) и слагают обычно наиболее высокие элементы рельефа, в котором они образуют уступы площадью до первых десятков квадратных километров. Нижняя часть (2260 м) тылакрьельской свиты представляет здесь олистостромовый горизонт, сложенный переслаивающимися брекчиями, конгломератобрекчиями, гравелитобрекчиями, песчаниками и алевролитами, уникальной особенностью которых, как известно [6, 10 и др.], является ультраосновной состав обломков и цемента с гипергенной серпентинизацией [6, 9]. Нередко выходы гипербазитов (аллохтон) ассоциируют с офиолитокластикой. Они смещены к северо-западному относительно поднятому блоку МЦТ и представлены в основном серпентинитами, среди которых сохранились небольшие участки серпентинизированных перидотитов, гардбургитов, редко душитов. Породы массива прорваны мелкими (до 1,5 км²) телами габброидов. Преобладающей формой залегания гипербазитов является пластовая (мощность от первых до 200 м), реже они слагают изометричные в плане (2—3 км²) или единично-трубообразные (до десятков метров в диаметре) с брекчиевой контактовой оторочкой тела; длина линейных тел или их цепочек, нередко дугообразных, достигает 4—5 км. Контакты гипербазитов с кластическими ультраосновными породами чаще всего тектонические, но вместе с тем наблюдается пологое залегание конгломератобрекчий на эро-

дированной поверхности гипербазитов [6].

На западе, северо-западе и на своде поднятия отдельные тела ультрабазитов находятся в тектоническом контакте с терригенными отложениями валижгенской свиты (турон-коньяк), нижняя часть которой (нижневалижгенская подсвита, 200 м) сложена металлоносными конгломератами. Одной из особенностей нижневалижгенской подсвиты, по нашим данным [14], является приуроченность обогащенных металлом (золото, платиноиды, хромиты) струй к пластам валунно-галечных конгломератов, в составе обломков которых до 40 % экзотических гранитоидов, а базиты и гипербазиты составляют всего 8—10 %. Отмечено также, что специфическая форма валунов (плиты, глыбы размером до 1 м) может свидетельствовать о близости источников их сноса. Последний мог располагаться, по данным построения диаграмм ориентировки галек [14], в районе современного Тайгоносского массива (п-ов Елистратова), что не противоречит концепции рифтогенеза [2, 7].

Отмеченные особенности конформного структурно-вещественного комплекса МЦТ подчеркиваются и своеобразием ее металлогенического профиля. Комплекс полезных ископаемых, концентрирующихся в северо-западном сегменте МЦТ, представлен хромитами, медью, ртутью, золотом, платиноидами, а также асбестом. Рудопроявления золота приурочены к зонам литвенизации и брекчирования серпентинизированных габбро, гипербазитов, минерализованным зонам дробления и кварцевым жилам в осадочных породах валажжн и турон-коньяка. Практический интерес представляют мелкие по запасам, но богатые по содержанию россыпи золота с платиноидами, связанные с четвертичным этапом седиментогенеза. Источниками питания россыпей, наряду с перечисленными гидротермально-метасоматическими образованиями (с которыми парагенетически связаны золото-кварцевая, золото-кварц-сульфидная и золото-сульфидная формации), является и промежуточный коллектор — формация золотоносных конгломератов турон-коньякского возраста. Эти древние россыпи, благодаря относительно высокому содержанию в них полезных компонентов [14] и интенсивной дезинтеграции, имеют и самостоятельное практическое значение.

Положение вмещающих россыпи долин водотоков в пределах прибрежной полосы пенжинской губы, в непосредственной близости к динамическому берегу, привело к образованию от 5 до 7 уровней аллювиальных террас, из которых продуктивной является первая (2—3 м), а также поймы. Россыпи ленточно-четковидные, мелкозалегающие. Нами установлено, что наиболее богатые четвертичные россыпи приурочены к пластам вязких зеленовато-се-

рых, синих, оранжевых глин («мясника»), представляющих кору выветривания гипербазитов (россыпи рек Гриф, Смятый). Аналогичная окраска, характерная и для турон-коньякских конгломератов, обусловлена присутствием в составе цемента вермикулита, хлорита, каолинита и повышенным содержанием рудных — гидроокислов железа, пирита, магнетита, хромита, осмистого придия [14]. Таким же минералогическим составом характеризуются и четвертичные россыпи. Золото крупное, нередко самородки весом от сотен миллиграммов до первых десятков граммов. Пробность 860.

Имеющиеся геологические материалы свидетельствуют о приуроченности оруденения и сопровождающих их россыпей к определенным морфоструктурным элементам. Во-первых, это северо-западный сектор Валижгенской МЦТ, характеризующийся наиболее широким диапазоном офиолитового разреза (чередованием мощной (2800 м) терригенной толщи с тектоническими пластинами гипербазитов, прорванными интрузиями габбро). Во-вторых, это зоны и узлы пересечения радиальных разломов с концентрическими надвиговыми дислокациями. Промышленные россыпи приурочены также к долинам водотоков, дренирующим кору выветривания зон меланжа. В связи с отмеченными особенностями локализации оруденения представляется перспективным на обнаружение погребенных россыпей грабен северо-восточного сектора МЦТ (район мыса Астрономический).

Проявления полезных ископаемых рассматриваемой МЦТ тесно связаны с особенностями ее генезиса и эволюции. Намечаются следующие этапы развития МЦТ.

Как отмечалось выше, зарождение Валижгенско-Белорецкой зоны поперечных дислокаций относится к нижнему — среднему альбу и фиксируется накоплением граувакк кедровской свиты. Областью сноса последних явилось существовавшее с карбона Понтонейское геоантиклинальное поднятие [15], в структурах которого принимают участие и палеозойские офиолиты (см. рис. 2, Ганычаланский блок). В готерив-барремское время, которое для региона Таловско-Майнской структурно-фациальной зоны характеризуется проявлением складкообразовательных движений с выжиманием в крылья складок на дневную поверхность уже закристаллизованных гипербазитов, продолжалось конструктивное развитие Валижгенской МЦТ. Выходы гипербазитовых тектонических пластин, корни которых, по данным [14, 15], вероятно, располагались в Пенжинском прогибе, в результате воздействия на них берегового приобья и брекчирования с одновременной гипергенной серпентинизацией [6, 9] явились источником грубообломочных пород тылакрьельской свиты. В апт-альбское время на разных

участках поднятия (г. Длинная, Таловские горы) в результате интенсивных подвижек преимущественно надвигового характера отдельные части единого массива гипербазитов были перемещены вместе с образовавшимися обломочными породами. Амплитуда горизонтальных перемещений отдельных тектонических пластин по разным оценкам [1, 2, 17 и др.] составляет 30—80 км, т. е. равна величине территории Валижгенского поднятия. Важно отметить, что обломки ультраосновного и основного состава явились продуктом разрушения тел, уже прошедших стадию становления и подвергнувшихся гидротермально-метасоматическим процессам, которые сопровождалась хромитовой миперализацией. Проведенные В. В. Велишским [6] исследования вещественного состава хромитов позволяют утверждать, что они являются концентраторами золота и таким образом представляют собой источники, которые могут дать россыпи золота. С этих позиций наиболее благоприятной фракцией обломочных пород ультраосновного состава, как известно, является псаммитовая.

С позднего альба Валижгенское поднятие, как и весь Пенжинский регион, существует как устойчивая область депудации, фиксируемая коррелятными отложениями альб-туронской (мамечинская свита) и турон-коньякской (валижгенская и пенжинская свиты) прибрежно-морскими металлоносными молассами.

В маастрихте — раннем палеогене в результате общего сгущивания земной коры на большей части Таловско-Майнской зоны возникает возрожденный горный рельеф, поперечная неоднородность территории получает отчетливое выражение. При дальнейшем наволакивании покровов их фронтальные части интенсивно разрушались и давали обильный металлоносный материал, поступавший в речные долины и впадины. Миоцен-плиоценовое время характеризуется кратковременной ингрессией моря, формированием на возвышенной части территории поверхности выравнивания с мощным (2—7 м) элювиальным чехлом. В плиоценовое время рельеф приобретает современные черты, формируется комплекс речных террас.

Таким образом, Валижгенская МЦТ представляет собой достаточно древнее геологическое образование, возникновение которого связано с позднеюрским — нижнемеловым тектоническим этапом, а последующая эволюция — с выдвиганием в верхние структурные этажи более древних базит-гипербазитовых масс, носившим пульсационный характер [2]. Возникающие при этом положительные структуры периодически подновлялись и находили отражение в рельефе.

Поверхность Валижгенской морфоструктуры, таким образом, конформна наиболее позднему

(верхний мел — палеоген) структурно-вещественному комплексу, унаследовавшему структурные элементы офиолитового комплекса, каркас которых в дальнейшем обновился. Кроме того, говоря о длительной сохранности этого древнего образования, вероятно, следует учитывать, что его устойчивость могла быть обеспечена путем привнесения дополнительного потока энергии мантийным источником, располагающимся, по данным МТЗ [14], на глубине 30—50 км под Пенжинской впадиной.

Приведенные данные позволяют вслед за Э. С. Алексеевым [2] рассматривать Валиженскую МЦТ как деструкционно рифтогенно-аккреционную форму рельефа. Важное по-

исковое значение имеет также пространственная приуроченность россыпей к морфоструктурам надвигового и чешуйчато-надвигового строения. Приведенные примеры не единичны. Сходными чертами строения и металлогении обладает Пекульнейский сегмент Таловско-Майнского поднятия [1], где с 50-х гг. известен ряд золотоносных районов [8]. В бассейнах рек Хатырка и Пикасьваяма (Корякский хребет) анадырскими и пенжинскими геологами установлены металлоносные россыпи, обнаруживающие четкую пространственную связь с Верхне-Хатырским серпентинитовым меланжем Хатырского поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье.— М.: Наука, 1978.
2. Алексеев Э. С. Геодинамика зоны перехода океан — континент на примере позднемезозойской — кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья // Геотектоника.— 1987.— № 4.— С. 102—114.
3. Белый В. Ф. Структура ультраосновного вулканического комплекса горы Длинной (Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1981.— № 7.— С. 36—47.
4. Бискэ С. Ф. Палеоген и неоген Крайнего Северо-Востока СССР.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.
5. Буш В. А., Брюханов В. Н., Кац Я. Г. и др. Генетические типы // Кольцевые структуры континентов Земли.— М.: Недра, 1987.— С. 19—24.
6. Велицкий В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент // Тр. Института геологии и геофизики.— 1979.— Вып. 283.— С. 40—46.
7. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Восток СССР. Т. 8.— Л.: Недра, 1984.
8. Дорт-Гольц Ю. Г., Невретдинов А. Б., Прусс Ю. В. и др. Россыпи Анадырско-Корякской золотоносной площади // Проблемы геологии россыпей.— Магадан, 1970.— С. 292—296.
9. Колясников Ю. А. К проблеме генезиса гипербазитовых брекчий горы Длинной (Камчатка) // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 4.— С. 128—130.
10. Михайлов А. Ф. Ультраосновные породы побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 9.— Магадан, 1955.— С. 28—40.
11. Мороз Ю. Ф. Глубинное строение юго-запада Пенжинско-Анадырской складчатой зоны по данным МТЗ // Геология и геофизика.— 1987.— № 11.— С. 89—94.
12. Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.
13. Поздеев А. П. Металлогенические провинции и эпохи Корякско-Камчатской металлогенической области // Геология и полезные ископаемые Корякско-Камчатской области (материалы V Камчатской геологической конференции).— Петропавловск-Камчатский, 1985.— С. 10—30.
14. Резник Ю. М., Рожков Ю. П., Шипицын Г. П. О золотоносности конгломератов мыса Астрономического (северное Прихожье) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21.— Магадан, 1974.— С. 135—141.
15. Тарасенко Т. В., Лопатин Б. В., Декин Г. П. К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья.— Петропавловск-Камчатский, 1969.
16. Третьяков А. В. Рудоносные морфоструктуры Пенжинского прогиба // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 2.— С. 47—50.
17. Филатова Н. И., Егоров И. В., Дворянkin А. И. и др. Структуры континентальной и переходной земной коры на космических снимках.— М.: Недра, 1984.
18. Худяков Г. П., Кулаков А. П., Тащи С. М. и др. Морфоструктурные исследования. Теория и практика.— М.: Наука, 1985.
19. Шипицын Г. П., Гимадеева Л. Ф. Связь геохимической зональности с морфоструктурами различных генетических типов // Прикладная геоморфология и неотектоника юга Восточной Сибири/ИЗК СО АН СССР.— Иркутск, 1988.— С. 46.

ПГО Камчатгеология
и Корф Камчатской обл.

Поступила в редакцию
9 июля 1990 г.

УДК 550.4 : 651.2 : 552.3/5 (571.651)

Д. В. Дуджинский, В. Д. Козлов, Ю. К. Эмиасс, Н. А. Китаев

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ
И КОНТАКТОВО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОРЕОЛОВ
ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ
(Центральная Чукотка)**

Проведен геолого-петрографический и геохимический анализ лейкогранитов «слепого» Светлинского штока и песчано-сланцевых пород его надинтрузивной толщи, вмещающей основной рудный интервал. Установлены и охарактеризованы фации лейкогранитов и стадии метаморфических и гидротермально-метасоматических изменений во вмещающих породах.

Месторождение Светлое является вторым по величине в Иультинском рудном районе Чукотки после одного из крупнейших на Северо-Востоке СССР Иультинского месторождения. В настоящей работе излагаются результаты геохимического изучения гранитоидов и вмещающих пород месторождения по подземным горным выработкам и керну скважин. Анализ геохимических проб проводился в лабораториях Института геохимии им А. П. Виноградова СО АН СССР по методикам Института [1, 12].

Месторождение Светлое расположено на пе-

Дополнительно по приближенно-количественным геохимическим данным выявлен первичный ореол области рудоотложения, отражающий его гидротермальную природу. Полученные результаты свидетельствуют о генетической связи оруденения с лейкогранитным штоком, который являлся главным источником рудного вещества.

риферии Иультинского горст-антиклинорного поднятия Куэквиунь-Иультинского антиклинория [2] близ его сочленения с Экиатапским синклинорием (рис. 1) и приурочено к пересечению двух скрытых глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простираний, проявленных зонами повышенной трещиноватости в терригенных породах и контролирующим размещение даек от основного до кислого составов.

Месторождение относится к касситерит-вольфрамит-кварцевой формации и представлено серией сближенных кварцевых жил северо-западного простирания с крутым падением на юго-запад [11]. Жилы локализованы в толще флишеидно переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев амгуэмской свиты нижнего — среднего триаса. На глубине от 51,8 до 158,5 м [7] скважинами вскрыты лейкограниты «слепого» штока, который рассматривается как рудогенерирующий центр месторождения [6]. Мощность вмещающей основной рудный интервал надинтрузивной зоны штока составляет 500 м.

Лейкограниты Светлинского штока. Шток представляет собой асимметричный купол с более крутым падением его контактов на север и северо-восток и пологим — на юг. Морфология кровли осложнена гребнем северо-западного простирания. В апикальной части шток вскрыт на небольшую глубину рядом разведочных скважин и на более значительный интервал (250 м) — структурной скважиной.

Согласно данным, полученным по керну структурной скважины, шток сложен двумя основными разновидностями лейкогранитов

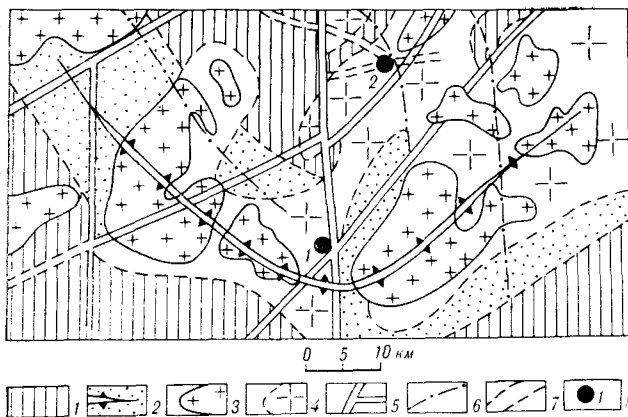


Рис. 1. Тектоническая схема Иультинского рудного района (по Е. Г. Бордюгову, 1988).

1 — синклиналильные зоны; 2 — Иультинское антиклинальное поднятие с редкими выходами палеозойского фундамента и его предполагаемая ось; 3 — гранитоидные массивы; 4 — гранитоидные массивы под чехлом вмещающих пород по геофизическим данным; 5 — зоны разломов глубинного заложения по геофизическим данным; 6 — главные разрывные нарушения, выраженные на поверхности; 7 — воляса даек кислого состава; 8 — месторождения олова и вольфрама (1 — Иультинское, 2 — Светлое).

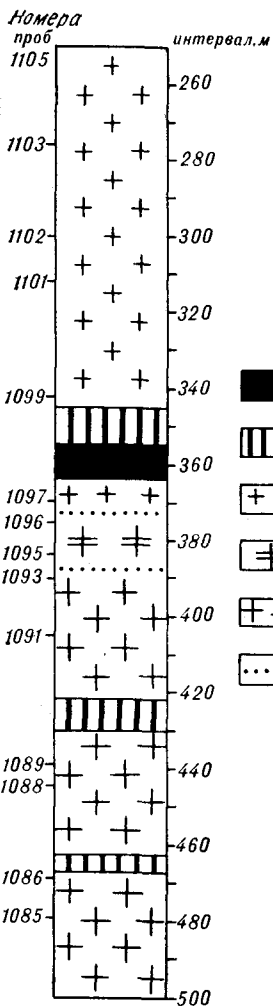


Рис. 2. Геологический разрез штока Светлого по скважине 35Н.

1 — переработанные ксенолиты вмещающих пород; 2 — зоны кварцевого прожилкования; 3 — мелкозернистые двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты; 4 — среднезернистые биотитовые граниты; 5 — мелко-среднезернистые биотитовые и двуслюдяные лейкограниты; 6 — границы фациальных разновидностей.

(рис. 2), принадлежащих, как показано ранее [6], к заключительной интрузивной фазе иультинского комплекса. К первой разновидности относятся мелкозернистые порфировидные (во вкрапленниках преимущественно кварц) мусковитовые и двуслюдяные лейкограниты купольной фации (интервал по скважине 250—370 м). Вторая представлена мелко-среднезернистыми порфировидными (во вкрапленниках преимущественно кальцевый полевопшпат) двуслюдяными и биотитовыми лейкогранитами (интервал 384—500 м). Разновидности разделены зоной среднезернистых порфировидных биотитовых гранитов (375—384 м).

Мелкозернистые лейкограниты состоят из дымчатого кварца (36—40%), решетчатого микроклина (микроклин-пертит, 30—35%), альбита (25—30%), мусковита (2%), биотита (до 1,5%). Акцессории представлены сфеном, апатитом, флюоритом, гранатом, касситеритом, вольфрамитом. Из вторичных процессов преобладает грейзенизация, что подтверждает данные [7].

Мелко-среднезернистые лейкограниты по минеральному составу практически аналогичны мелкозернистым, отличаясь несколько большим содержанием биотита (2—4%) и меньшим — (до 1%) мусковита. Грейзенизация в них проявлена слабо, более заметна альбитизация.

Среднезернистые биотитовые граниты отличаются от охарактеризованных разновидностей обогатенностью биотитом (до 7—8%) при отсутствии светлой слюды и альбит-олигоклазовым составом плагиоклазов.

Лейкограниты характеризуются ультракислым составом (табл. 1) и сильно пересыщены глиноземом (плюмазитовые). По повышенной суммарной щелочности они соответствуют формально породам субщелочного ряда, что обусловлено повышенными концентрациями кальция при слабо пониженных (по Р. Дэли) содержаниях натрия. Как видно из табл. 1, мелкозернистые лейкограниты апикальной фации несколько отличаются от более глубинных мелко-среднезернистых разновидностей меньшей основностью (пониженными содержаниями оксидов железа, магния, титана и кальция). В соответствии с отмеченными повышенными содержаниями биотита среднезернистые биотитовые граниты характеризуются повышенной по сравнению с лейкогранитами основностью при тех же уровнях щелочности и избыточной глиноземистости.

По своей редкоэлементной характеристике разновидности лейкогранитов штока Светлого, как было показано ранее [6], соответствуют геохимическому типу редкометалльных плюмазитовых гранитов по классификации Л. В. Таусона [10], что определяется anomalно высокими концентрациями Rb, Cs, Sn, W, Mo и редких земель тяжелой группы, высокими содержаниями F, Li при пониженных — Ba и Sr и элементов сидерофильной группы (см. табл. 1). Вместе с тем, выделенные выше разновидности характеризуются определенными геохимическими различиями.

Мелкозернистые лейкограниты прикровлевой зоны штока характеризуются более высокими концентрациями Sn, W, Mo и F по сравнению с более глубинными мелко-среднезернистыми лейкогранитами. Кроме перечисленных элементов отмечается общая тенденция увеличения в гранитоидах снизу вверх содержаний Rb и Cs и одновременного снижения концентраций Sr и элементов сидерофильной группы. От лейкогранитов разделяющие их биотитовые граниты отличаются повышенными содержаниями Ba и Sr и высокими концентрациями Li, что обусловлено, в основном, повышенным содержанием в них биотита. В целом по своим петрохимическим характеристикам биотитовые граниты близки к гранитоидным разновидностям главной интрузивной фазы иультинского комплекса [5], заметно отличались более высокими уровнями накопления ряда гранитофильных элементов.

Биотиты разновидностей гранитов штока Светлого по своим химическим составам существенно не различаются (табл. 2) и в соответствии с классификацией [13] относятся к сидерофиллитам. Пересыщенность гранитоидов глиноземом обусловила высокие содержания в биотитах алюминия октаэдрической координации. Благодаря накоплению лития в лейкогра-

Химический и редкоэлементный состав лейкогранитов штока Светлого (скважина 35Н)

Оксиды (%), эле- менты (г/т)	Номер пробы													
	1085	1086	1088	1089	1091	1093	1095	1096	1097	1099	1101	1102	11 3	1105
	Интервал, м													
	479	469	445	439	405	390	384	375	370	342	312	300	6	54
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	76,01	75,09	76,34	76,55	76,67	77,41	73,45	72,83	76,57	76,70	74,57	75,88	74,45	76,25
TiO ₂	0,06	0,06	0,09	0,01	0,07	0,06	0,23	0,26	0,04	0,06	0,05	0,06	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	12,80	12,82	12,94	12,97	12,70	12,61	13,88	14,01	12,19	12,20	12,50	12,08	12,92	13,01
Fe ₂ O ₃	0,98	0,96	1,43	1,30	1,26	1,23	2,34	2,39	0,80	1,06	0,96	1,02	0,95	1,10
MnO	0,03	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04	0,11	0,07	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05
MgO	0,06	0,08	0,08	0,09	0,09	0,06	0,33	0,39	0,04	0,08	0,06	0,09	0,04	0,02
CaO	0,74	0,73	0,79	0,81	0,76	0,74	1,56	1,59	0,67	0,70	0,71	0,67	0,64	0,65
Na ₂ O	3,59	3,73	3,48	3,58	3,63	3,60	3,40	3,24	3,00	3,45	3,52	3,17	3,16	3,83
K ₂ O	4,90	5,16	4,95	4,93	4,57	4,75	4,63	4,80	5,44	4,54	4,74	4,76	5,63	4,92
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,07	0,07	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
F	1000	1400	1900	1100	1000	800	3700	2700	3800	—	1200	1500	3300	1400
Li	40	30	30	40	60	80	270	220	75	90	120	120	40	30
Rb	460	500	540	500	400	540	520	440	600	480	500	560	580	560
Cs	24	22	31	24	28	38	60	49	32	38	35	36	31	38
Be	1,2	5,2	5,1	4,0	5,9	5,2	6,6	7,5	3,1	5,2	4,5	5,5	3,7	3,8
B	13	6	14	18	25	32	12	13	17	20	20	15	15	20
Sn	19	25	35	30	28	30	74	46	67	37	67	46	47	38
W	1,7	1,4	1,4	4,0	4,2	17	2,5	4,6	4,2	11	15	30	3,8	16
Ba	72	80	90	90	71	62	350	300	100	110	83	89	83	40
Sr	25	24	33	32	18	17	120	100	26	24	16	18	20	12
Mo	1,0	1	1	1	1	1	1,8	1	1	1	6,7	49	35	3,0
Pb	34	52	36	47	28	30	29	46	38	39	32	29	45	46
Zn	29	40	40	59	51	61	94	30	48	40	33	50	14	10
La	13	12	18	21	14	12	42	44	13	17	11	12	13	11
Ce	30	35	50	34	28	25	71	59	30	30	25	20	26	23
Nd	18	23	26	20	16	15	29	32	13	19	13	16	17	14
Yb	11	12	12	11	11	13	9,5	6,0	11	12	12	10	12	12
Y	98	105	94	72	77	82	57	40	69	75	85	71	90	80

Примечание. 1—6 — средне-мелкозернистые двуслюдяные и биотитовые лейкограниты; 7, 8 — среднезернистые биотитовые граниты; 9—14 — двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты купольной фации. Все железо в пересчете на Fe₂O₃.

витах прикровлевой зоны штока их биотиты близки к протолитионитам (0,19 формульных единиц Li), тогда как слюды мелко-среднезернистых гранитов и лейкогранитов соответствуют нормальным или малолитиевым [9] разновидностям (0,08 ф. е. Li). Вместе с тем биотиты из лейкогранитов штока характеризуются аномально высокими концентрациями рудогенных Sn, W и элементов группы редких щелочей, в чем находит подтверждение первично-магматическая природа повышенных концентраций редких гранитофильных элементов в гранитах штока. Разновидности гранитов также практически не различаются и по составам калиевых полевых шпатов (табл. 3). При этом калиевые шпаты лейкогранитов эндоконтактовой зоны штока характеризуются более высокими содержаниями лития и ортоклазовой составляющей.

Отсутствие существенных петрогеохимических различий между разновидностями лейкогранитов штока Светлого подтверждает их фациальную природу и формирование благодаря различиям в температурном режиме кристаллизации расплавов. Относительное обогащение мелкозернистых лейкогранитов апикальной

эндоконтактовой фации частью редких и летучих гранитофильных элементов, очевидно, связано с проявлениями процесса эманационного концентрирования [10]. Из выделенных разновидностей наиболее проблематичен генезис зоны биотитовых гранитов, разделяющей фации апикальных мелко- и мелко-среднезернистых лейкогранитов. Наиболее вероятно предположение о шпировой природе биотита этих гранитов, скопление которого могло возникнуть на начальной стадии кристаллизации штока.

Метаморфогенно-метасоматическая зональность в породах надинтрузивной зоны штока Светлого. Вмещающие осадочные породы в надинтрузивной зоне штока Светлого были подвержены последовательному воздействию ряда процессов: регионального метаморфизма, контактового метаморфизма, гидротермальных метасоматических изменений и околорудного метасоматоза. Схема проявления метаморфических и метасоматических изменений в надинтрузивной зоне штока приведена на разрезе (рис. 3).

Региональный метаморфизм проявлен в песчано-сланцевых породах Иультинского района повсеместно и выражается в появлении мине-

Таблица 2

Химический и редкоземельный состав биотитов из лейкогранитов штока Светлого (скв. 35Н)

Оксиды (%), эле- менты (г/т)	Номер пробы			
	1085	1088	1095	1099
	Интервал, м			
	479	445	384	342
SiO ₂	35,00	34,69	36,75	35,33
TiO ₂	2,04	2,37	2,93	1,88
Al ₂ O ₃	20,00	19,70	18,40	20,00
Fe ₂ O ₃	1,04	0,32	0,16	1,27
FeO	24,60	25,86	21,55	24,60
MnO	1,11	1,24	1,18	1,23
MgO	2,10	2,22	4,20	2,00
CaO	0,41	0,55	0,98	0,75
Na ₂ O	0,11	0,18	0,14	0,12
K ₂ O	8,08	6,50	8,07	6,38
P ₂ O ₅	0,21	0,26	0,33	0,12
H ₂ O [±]	4,53	5,17	3,92	5,52
F, %	0,35	0,32	0,88	0,55
Σ	99,58	99,38	99,49	99,80
O—F ₂	0,15	0,13	0,37	0,23
Σ _{II}	99,43	99,25	99,12	99,57
Li	1160	790	2830	2740
Rb	2100	1370	1460	1830
Cs	716	273	368	556
B	6,2		5,1	11
Sn	540		370	490
W	25		30	18
Pb	8,8		7,2	6,3
Zn	630		680	630

Примечание. Химические анализы слюд выполнены Л. Н. Матвеевой в ИГХ СО АН СССР.

ральной ассоциации хлорит — светлая слюда — лейкоксен, что соответствует зеленосланцевой фации [3].

Контактовый метаморфизм вмещающих пород проявлен также широко и связан с внедрением в Иульгинском районе интрузий ранне-позднемерловых гранитоидов тауреранского и иульгинского комплексов, формирующих, согласно геологическим и гравиметрическим данным, крупный плутон (см. рис. 1), к заключительной интрузивной фазе которого относятся Светлинский и Иульгинский штоки.

Минеральная ассоциация контактового метаморфизма представлена биотитом, амфиболом, кордиеритом, андалузитом, пиритом и магнетитом. В пределах надинтрузивной толщи месторождения Светлое степень контактового изменения вмещающих пород слабая. Андалузит и кордиерит встречаются в виде «зародышей», а амфибол, магнетит, пирит и, особенно, биотит повсеместно развиваются по цементу пород. В связи с этим в надинтрузивной толще развиты не типичные роговики, а биотитизированные осадочные породы. Это связано, по-

видимому, либо с низкими температурами кристаллизации лейкогранитных расплавов, либо с внедрением лейкогранитов в породы, предварительно разогреты в результате более ранних стадий контактового метаморфизма, что уменьшило разницу температур между внедряющимися и вмещающими породами. Биотит, образованный в площадную стадию контактового метаморфизма, имеет показатель преломления $N_g = 1,652$. В надинтрузивной толще штока Светлого фиксируется биотит второй стадии контактового метаморфизма ($N_g = 1,632—1,636$). Кроме того, как видно из схемы рис. 3, изограда андалузита на участке месторождения, по-видимому, повторяет форму кровли штока. В целом, приведенная минеральная ассоциация характерна для андалузитовой субфации амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма [3].

Гидротермальные изменения надкровлевой зоны штока проявлены в два этапа. С первым этапом связаны хлоритизация и карбонатизация вмещающих песчано-сланцевых пород. В этот этап образуются альбит, кальцит, магнетит и хлорит. Последний замещает биотит, а также вместе с другими минералами стадии образует прожилки. Во второй этап проявлена грейзенизация, представленная ассоциацией серицита, мусковита, турмалина и кварца. Светлые слюды развиваются по агрегатам хлорита,

Таблица 3

Химический, редкоземельный и минеральный состав калиевых полевых шпатов из лейкогранитов штока Светлого (скв. 35Н)

Оксиды (%), эле- менты (г/т)	Номер пробы			
	1085	1088	1095	1102
	Интервал, м			
	479	445	384	300
SiO ₂	65,16	64,60	64,06	65,51
Al ₂ O ₃	18,60	17,40	17,90	16,00
Fe ₂ O ₃	0,10	0,19	0,16	0,13
CaO	0,35	0,28	0,44	0,20
Na ₂ O	3,10	2,43	2,43	2,02
K ₂ O	12,04	13,36	13,48	14,33
H ₂ O [±]		1,47	1,05	1,26
F, %	0,28	0,27	0,34	0,14
Σ _I	99,63	100,00	99,86	99,59
O=F	0,12	0,11	0,14	0,06
Σ _{II}	99,51	99,89	99,72	99,53
Li	18	6	61	70
Rb	1200	1200	1200	1150
Cs	40	40	46	40
Ab, %	27,3	21,1	20,5	17,0
Ort	69,4	76,2	75,3	81,0
An	3,3	2,7	4,2	2,0

Примечание. Химические анализы выполнены Л. Н. Матвеевой в ИГХ СО АН СССР.

→ СВ

0 40 80 м

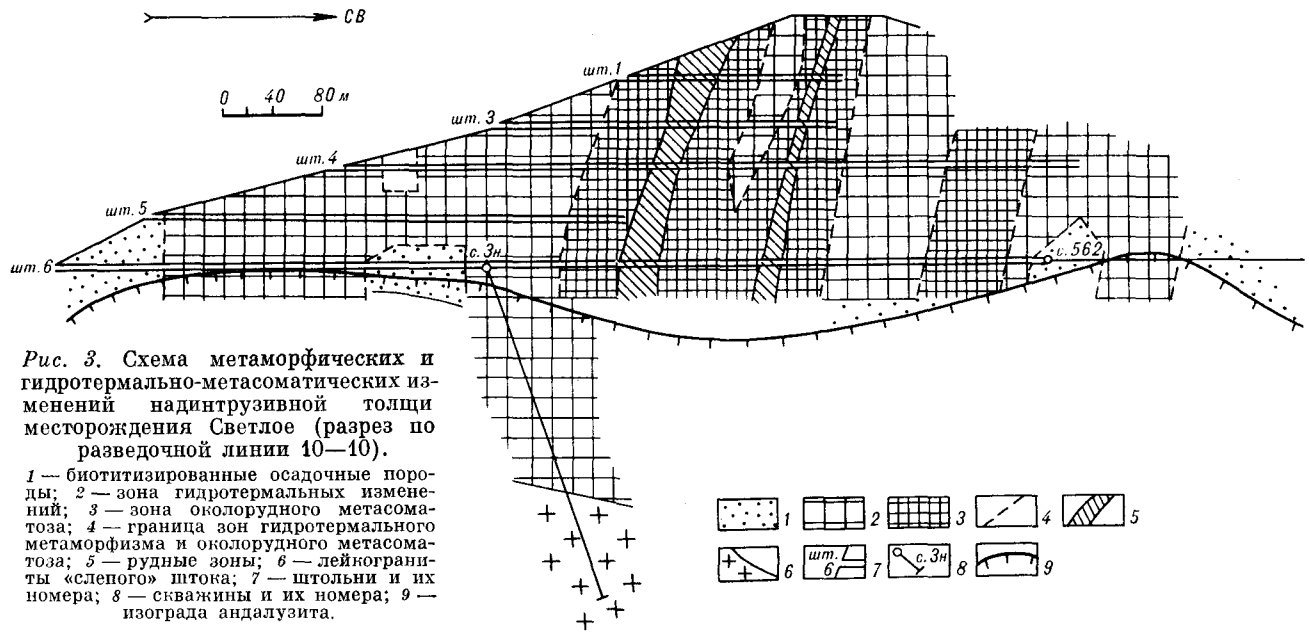


Рис. 3. Схема метаморфических и гидротермально-метасоматических изменений надинтрузивной толщи месторождения Светлое (разрез по разведочной линии 10—10).

1 — биотитизированные осадочные породы; 2 — зона гидротермальных изменений; 3 — зона околорудного метасоматоза; 4 — граница зон гидротермального метаморфизма и околорудного метасоматоза; 5 — рудные зоны; 6 — лейкограниты «слепого» штока; 7 — штольни и их номера; 8 — скважины и их номера; 9 — изографа андалузита.

с ними ассоциирует турмалин, а кварц образует прожилки, секущие скопления хлорита.

Околорудный метасоматоз развивался в три этапа. С первым связана повторная биотитизация (биотит-II) ороговикованных и гидротермально-измененных пород, сопровождавшаяся образованием прожилков кварца с сульфидами. Во второй этап развивались хлоритизация (хлорит-II) по биотиту и серицитизация (серицит-II), сопровождавшиеся выделениями турмалина-II и сульфидов. Процесс завершился (третьим этапом) развитием по хлориту-II крупночешуйчатого мусковита-II. Биотитам околорудных метасоматитов свойственны наиболее низкие показатели преломления $N_g = 1,618—1,626$.

Химизм контактово- и метасоматически измененных пород характеризуется данными табл. 4, в которой вмещающие породы разделены по главным литологическим группам. Как следует из данных таблицы, надкровлевым гидротермальным метасоматоз петрохимически проявляется практически одинаково во всех литологических разновидностях и заключается в заметном выносе кремния, в меньшей степени — натрия и в слабом обогащении измененных пород калием, алюминием, магнием, кальцием, железом и титаном. В околорудных метасоматитах дополнительно фиксируется заметный привнос алюминия и вынос кальция.

Еще более показательным изменением редкоземельного состава подвергающихся гидротермальному изменению пород. Как видно из табл. 4, по мере усиления этого воздействия в измененных породах происходит однонаправленное многократное повышение концентраций Cs и Sn и в несколько раз — Rb, Li и F. Максимальные же концентрации перечисленных

элементов фиксируются в околорудных метасоматитах. В целом метасоматическое преобразование терригенных пород в надинтрузивной толще Светлинского штока, выражающееся в привносе калия и редких щелочных элементов и выносе кремния, соответствует калиевому щелочному метасоматозу.

Следует отметить, что низкие концентрации рудогенного элемента Sn в наименее измененных ороговикованных породах свидетельствуют о магматическом источнике рудного вещества.

Зональность первичных ореолов рассеяния гидротермально-измененных пород надкровлевой области рудоотложения. Результаты изучения зональности гидротермально-метасоматических изменений песчано-сланцевых вмещающих пород были дополнены изучением общей вертикальной зональности первичных ореолов гидротермального этапа области максимального рудоотложения. Эти исследования ограничивались анализом ореолов в пределах вышеприведенного вертикального разреза (см. рис. 3) по данным разреженного геохимического опробования (шаг опробования 20 м) коренных пород поверхности, разведочных штолен и керн двух скважин. Пробы проанализированы приближенно-количественным спектральным анализом на содержание 20 химических элементов, наиболее индикаторные из которых приведены в табл. 5. Обработка результатов анализа проведена методом многомерных полей [4, 5]. В отличие от ранее установленных деталей строения первичных ореолов рудных тел месторождения [8] полученные результаты, ввиду малой детальности опробования, могут характеризовать лишь общую геохимическую

Петрогеохимическая характеристика измененных осадочных пород месторождения Светлое

Оксиды (%), элементы (г/т)	А			Б			В		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	66,22		60,44	66,06	65,50	58,22	64,26	61,84	55,37
TiO ₂	0,83		1,03	0,88	0,96	1,06	0,93	1,01	1,08
Al ₂ O ₃	12,89		18,01	13,88	15,32	18,02	15,09	16,51	20,47
Fe ₂ O ₃ общ.	6,83		7,91	6,94	7,10	8,00	6,97	7,68	9,41
MnO	0,07		0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
MgO	3,20		3,38	3,22	3,23	3,55	3,24	3,27	3,51
CaO	2,16		1,43	2,28	2,01	2,00	1,96	1,69	1,53
Na ₂ O	2,50		2,71	2,36	2,34	2,68	2,30	2,29	1,91
K ₂ O	2,20		2,59	2,21	2,30	2,79	3,01	2,98	3,98
P ₂ O ₅	0,20		0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22
F	500	600	н. о.	700	600	500	1600	1600	3700
Li	60	90	80	100	110	120	250	160	230
Rb	80	80	90	110	140	120	390	220	360
Cs	14	23	9	46	43	46	145	96	140
Sn	5	5	3	15	12	12	23	18	22
n	4	3	3	12	15	10	20	10	19

Примечание. А, Б, В — изменения пород: А — контактовые, Б — контактовые и гидротермальные, В — контактовые, гидротермальные и метасоматические; 1 — биотитизированный песчаник, 2 — биотитизированный алевролит, 3 — биотитизированный глинистый сланец; n — количество проб.

зональность Светлинского рудного поля в выбранном вертикальном разрезе.

Как видно из рис. 4, рудное поле характеризуется в целом отчетливым зональным первичным ореолом, который с очевидностью отражает гидротермальный этап формирования месторождения. Это доказывает характером выявленной зональности и совпадением наиболее интенсивных ореолов с главными рудными зонами, а также выбранными, достаточно

высокими по ряду элементов фоновыми концентрациями (см. табл. 5), благодаря которым охарактеризованы в основном зоны наиболее интенсивного привноса элементов.

В пределах профиля выявлены аномальные поля 18 элементных ассоциаций, легко объединяемых в три главные группы, поля которых характеризуют зональность первичных ореолов месторождения: ассоциации зон рудоотложения, ассоциации внешнего ореола гидротер-

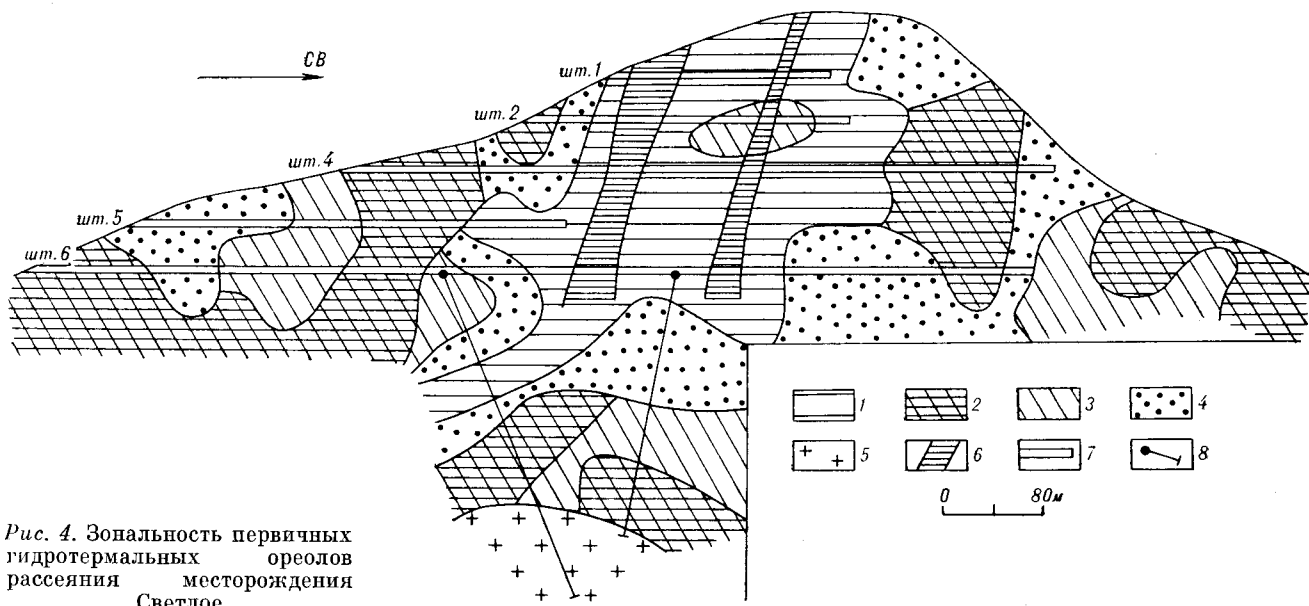


Рис. 4. Зональность первичных гидротермальных ореолов рассеяния месторождения Светлое.

1—4 — первичные ореолы рассеяния в песчано-сланцевых породах: 1 — редкометалльная ассоциация области рудоотложения (Be, Sn, W, Li, B, As), 2, 3 — редкометалльно-халькофильные ассоциации внешней зоны рудоотложения (2 — Sn, Li, Be, Ag, Bi, Pb, Sb, 3 — Pb), 4 — блоки слабого проявления гидротермальных ореолов (слабые аномалии Li и некоторых других элементов); 5 — лейкограниты Светлинского штока; 6 — рудные зоны месторождения; 7 — штольни; 8 — скважина колонкового бурения.

Элементный состав первичных ореолов гидротермального этапа формирования месторождения Светлое

Геохимические параметры	Be	Li	As	Bi	Pb	Sn	W	Mo	Ag	B	Cu	Zn	Sb
Фоновые концентрации, г/т	1,5	100	50	0,3	8	8	2,5	1	0,05	150	20	170	15
Диапазоны концентраций, г/т	3—50	20—2000	30—800	0,003— 0,04	2—200	0,3—8	0,3—3	1—3	0,2—3	10—1000	10—150	40—500	30—80
Диапазоны коэффициентов контрастности	1,0—28	0,3—20	0,5—11	1,0—12	0,2—13	0,4—8,7	0,6—6,2	1,0—56	0,4—7	0,4—6,4	0,5—2,7	0,6—1,9	1,0—2,5
Элементные группы гидротермальных ореолов по значениям коэффициентов контрастности	30—21			20—11			10—4					3—2	

мально-измененных пород и ассоциации блоков, где гидротермальные ореолы проявлены незначительно.

Область рудоотложения характеризуется контрастными комплексными ореолами редкометалльной ассоциации, в которой наиболее контрастные ореолы Be сочетаются с ореолами рудогенных Sn, W, Li, B, As (см. также табл. 5). Отдельные очень контрастные локальные аномалии перечисленных элементов непосредственно совпадают с положением на профиле рудных зон.

Вся область промышленного рудоотложения окружена на профиле рис. 5 обширными комплексными ореолами редкометалльно-халькофильного профиля, в которых Sn, Li и Be сочетаются с такими типичными халькофилами, как Ag, Bi и Pb, и которые ассоциируют с участками ореолов, где единственным контрастным элементом является свинец.

Наконец, выделяется третья группа геохимических полей, характеризующихся слабо повышенными концентрациями Li и некоторых других литофильных элементов или пониженными концентрациями части элементов относительно выбранного поля. Эти участки наиболее вероятно соответствуют блокам, в которых по разным причинам заметного привноса элементов в гидротермальный этап не происходило. Сопоставление профилей метасоматических изменений и первичных ореолов (см. рис. 3 и 4) показывает в целом хорошее совпадение результатов петрографо-минералогического и геохимического анализов. Центральной зоне околорудных метасоматитов на профиле рис. 3 соответствует наиболее интенсивный ореол привноса рудогенных и сопутствующих элементов редкометалльной ассоциации (см. рис. 4). Вместе с тем, восточная зона метасоматитов (см. рис. 3) отражается на рис. 4 комплексным внешним редкометалльно-халькофильным ореолом рудной зоны, показывающим малую вероятность развития в связи с ним промышленного оруденения. Аналогичные редкометалльно-халькофильные ореолы развиты и на западном фланге профиля, хотя соответствующих им участков более интенсивного развития гидротермальных метасоматитов не зафиксировано (см. рис. 3).

Наиболее важной особенностью выявленной геохимической зональности является ее отчетливый концентрический характер, показывающий распространение халькофильных ассоциаций не только на флангах месторождения, но и в его глубинных частях, непосредственно в надкровлевой экзоконтактной зоне гранитного штока. Подобный характер зональности первичных ореолов наиболее вероятно характеризует концентрическую температурную зональность процесса гидротермального рудоотложе-

ния. В этом случае перспективность распространения на глубину промышленных Sn—W руд, по крайней мере в пределах изученного профиля, резко снижается, хотя, как следует из рис. 4, имеются основания для проверки на глубину западного фланга месторождения.

Вторым важным заключением из обобщающего характера зональности первичных ореолов является вывод (также в пределах изученного профиля) о вероятной эродированности по крайней мере верхней трети области промышленного рудоотложения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афонин В. П., Пискунова Л. Ф., Борходоев В. Н.* Воспроизводимость и правильность результатов анализа рентгеновским и флюоресцентным методом // *Геохимические методы поисков. Методы анализа.*— Иркутск, 1979.— С. 76—82.
2. *Бордюгов Е. Г., Фрейдин А. И.* Позднемезозойские оловоносные интрузии Иультинского и Северного рудных районов // *Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР.*— М., 1989.— С. 43—61.
3. *Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др.* Фации метаморфизма.— М.: Недра, 1970.
4. *Евдокимова В. Н.* Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей // *Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке.*— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.
5. *Китаев Н. А.* Многомерный анализ геохимических полей.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.
6. *Козлов В. Д., Дудкинский Д. В., Свядковская Л. Н.* Геохимическая оценка рудоносности гранитоидов Иультинского рудного района (Центральная Чукотка) // *Геохимия.*— 1988.— № 4.— С. 506—517.
7. *Кулешов Б. А., Приставко В. А., Шустов В. И.* Петрогеохимические особенности редкометалльных гранитов штока месторождения «Светлое» // *Колыма.*— 1987.— № 12.— С. 9—13.
8. *Кулешов Б. А., Приставко В. А., Пляшкевич А. А.* Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности олово-вольфрамового месторождения Светлое (Чукотка) // *Тихоокеан. геология.*— 1988.— № 4.— С. 65—76.
9. *Липидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль Н. В.* Слюды редкометалльных гранитоидов.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
10. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.
11. *Шустов В. И., Иванюк Б. О.* Изменчивость оловянно-вольфрамового месторождения Светлого // *Колыма.*— 1985.— № 7.— С. 40—43.
12. *Эмиссионный спектральный анализ в геохимии/* Под ред. С. В. Лончиха.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
13. *Foster M. D.* Interpretation of the composition of lithium micas // *U. S. Geol. Surv. Prof. Papers.*— 1960.— V. 354 B.— P. 11—48.

*Институт геохимии СО АН СССР
Иркутск
ИГО Севвостгеология
Магадан*

*Поступила в редакцию
23 июля 1990 г.*

УДК 553.078 + 553.462*576(571.62)

*Н. В. Ситников, В. Е. Кириллов, В. С. Алексеев***МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МАССИВА**

В статье рассмотрены геологические, минералогические, петрологические закономерности и особенности формирования молибденового оруденения в вулканических и интрузивных породах восточной части Охотского срединного массива. Отмечается, что в распределении рудопоявлений Мо проявляется латеральная зональность, выраженная в смене условий локализации руд с севера на юг. В северной части площади руды развиваются в вулканогенных образованиях, в южной — в интрузивных, в центральной части имеют сквозное распространение. Закономерна пространственная связь рудных образований с локальными купольными структурами, в пределах которых максимально проявилась дифференциация

В последнее десятилетие в северной части Охотского района Хабаровского края выявлено свыше тридцати рудопоявлений молибдена. Условия локализации и параметрические характеристики оруденения свидетельствуют о принадлежности этих объектов к одному из ведущих промышленно-генетических типов — порфировому оруденению в гидротермально-измененных породах кислого состава. В настоящей статье впервые делается попытка классификации рудных объектов на основе геологических, минералогических и геохимических данных, проводится анализ пространственных закономерностей их локализации.

Площадь характеризуемых рудных проявлений (рис. 1) располагается в восточной части Охотского массива Верхояно-Чукотской геосинклинально-складчатой системы, в области близмеридиональной межблоковой зоны повышенной проницаемости, которая расположена между Кухтуйским выступом фундамента массива на западе и Инским блоком повышенной жесткости на востоке [4].

В пределах Кухтуйского блока, сложенного в разной степени гранитизированными амфиболовыми, пироксеновыми и биотитовыми гнейсами, сланцами и амфиболитами, ограниченно развиты протерозойские и девонские морские терригенные и карбонатные субплатформенные образования. В Инском блоке кристаллический фундамент перекрыт субплатформенным терригенно-осадочным чехлом (песчаники, алевролиты, сланцы пермского возраста) мощностью 1—3 км.

магматического вещества. Наиболее поздние дифференциаты кислого состава обогащены молибденом. Во всех случаях оруденению предшествуют, последовательно, калишпатизация, грейзенизация и березитизация. Рудный этап сопровождается окварцеванием. Оруденение имеет штокверковый характер, размеры штокверковых тел в плане составляют от одного до нескольких квадратных километров. Кроме молибдена в рудах отмечаются повышенные концентрации серебра, свинца и меди.

Значительные масштабы оруденения и благоприятный генетический тип руд указывает на возможность выявления в пределах Охотского массива нового молибденово-рудного района.

В межблоковой зоне в раннем мезозое (триас, юра) формировались относительно мало мощные (несколько сотен метров) прибрежно-морские алевропесчано-сланцевые и субконтинентальные грубообломочные осадочные отложения. Инверсия этого межблокового прогиба в период активизации магматических процессов (нижний — верхний мел) привела к формированию основной интрузивно-магматической структуры площади, известной под названием Нют-Ульбейского батолита [3]. Комагматичные интрузивным вулканические породы в пределах центральной и южной части характеризуемой площади развиты весьма ограниченно. Северная часть отличалась большей открытостью магматических систем, в ее пределах формировались многочисленные вулканотектонические структуры (ВТС) Куйдусунского вулканогенного поля.

Интрузивные и комагматичные им сближенные по времени образования вулканические породы объединены в вулканоплутонические ассоциации или комплексы. Важнейшими из них являются ульбериканский, амкинский, хетанинский и урацкий [4]. По мнению И. Н. Котляра [2], образования ульбериканского комплекса относятся к андезитовой формации, амкинского — к контрастной липарит-андезитобазальтовой, хетанинского — двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов, урацкого — к липаритовой, с повышенной щелочностью, формациям.

Вулканическая деятельность проявилась в период от раннего до позднего мела включи-

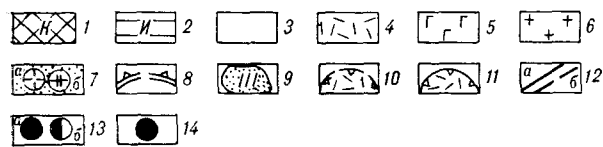
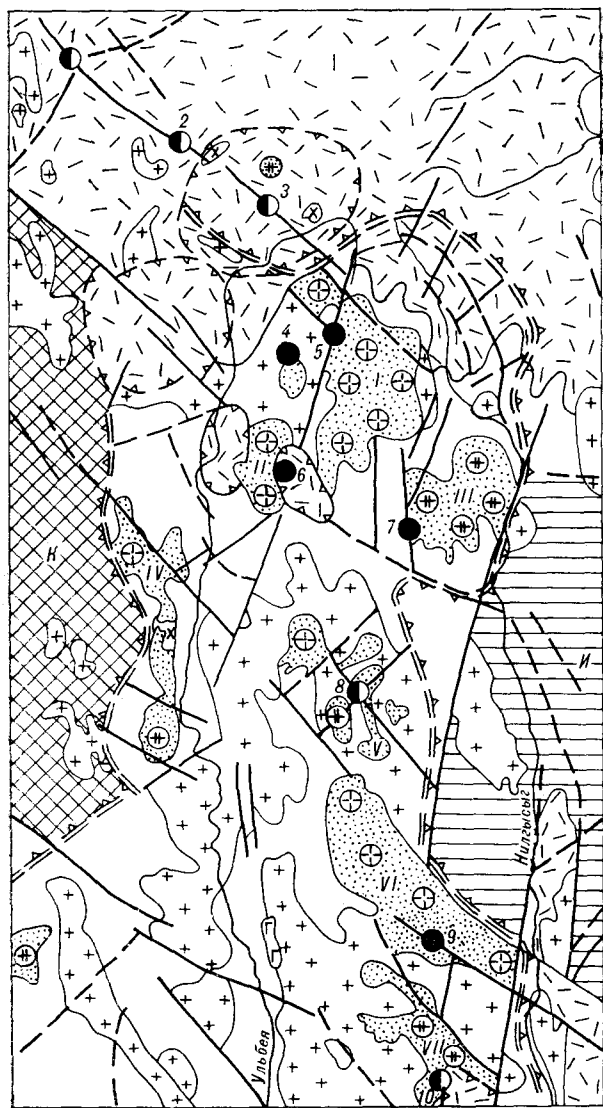


Рис. 1. Схема положения молибденового оруденения в структурах восточной части Охотского массива.

1 — Кухтуйский блок кристаллического основания массива; 2 — Инский блок, перекрытый пермскими терригенно-осадочными отложениями; 3 — терригенные образования межлобовой зоны; 4 — вулканиты раннего и верхнего мела; 5 — интрузивы основного и среднего состава начальных фаз магматизма; 6 — гранитоиды нормального ряда; 7 — лейкократовые, субщелочные лейкограниты (а) и субщелочные граниты (б) завершающих фаз магматизма; 8—11 — магматические структуры; 8 — Восточно-Куйдусунский магматогенный свод; 9 — локальные своды (Архимедовский (I), Витачанский (II), массива р. Пестрая (III), Ульбейский (IV), Аулинский (V), Атыканский (VI), Тарагайский (VII)), 10, 11 — вулканотектонические структуры (10 — сложенные вулканитами амкинского комплекса, 11 — сложенные вулканитами уракского комплекса); 12 — наиболее крупные тектонические нарушения; достоверные (а), предполагаемые по геолого-геофизическим данным (б); 13 — рудопрооявления: молибденовые (а), медно-молибденовые (б); 14 — рудопрооявления:

К раннемеловым вулканитам относятся только образования ульбериканского комплекса.

Анализ представительных выборок по породам вулканоинтрузивных комплексов показывает, что образования среднего и основного состава не обнаруживают определенной геохимической специализации, породы амкинского комплекса специализированы на олово и полиметаллы, уракского — на молибден (кларк концентрации равен 2—3), медь, свинец, цинк и фтор.

Магматические структуры площади можно подразделить на вулканические, интрузивные и вулканоинтрузивные. Все известные на площади рудопрооявления молибдена локализуются в интрузивных и вулканоинтрузивных структурах.

Крупнейшей магматической структурой площади является Нют-Ульбейский батолит, представляющий собой вытянутое в меридиональном направлении сводовое интрузивное сооружение площадью 8000 км². Интрузивные породы, слагающие батолит, комагматичны вулканическим образованиям амкинской и уракской свит.

В северной и восточной частях батолита его верхняя кромка полого погружается под породы вулканогенного и терригенного чехла Охотского массива. «Мощность» батолита по геолого-геофизическим данным оценивается в 2—8 км. Этот магматогенный свод пережимом, образованным Кухтуйским выступом, с определенной долей условности может быть разделен на две части: северную площадью 2000 км² и южную — 6000 км².

Северная часть менее эродирована и представляет собой сложное изометричное вулканоинтрузивное сооружение, состоящее из трех локальных сводов, контролирующих местоположения ВТС различной степени эродированности. Локальные своды являются положительными структурами с наименьшим количеством ксенолитов в кровле массива и отличаются наиболее полным набором интрузивных пород, т. е. представляют собой долгоживущие магматические узлы с максимально известной на площади дифференциацией магматического вещества — до ультракислых субщелочных гранитов.

В южной, более эродированной части Нют-Ульбейского батолита также выделяются три локальных свода, их центральные части сложены ультракислыми субщелочными гранитоидами.

Локальные своды вмещают 6 из 7 наиболее масштабных рудопрооявлений батолита (см.

ния: Верхне-Ульбейское (1), Моренное (2), Дарпирчан (3), Гуанти (4), Морин (5), Кварцевая Сопка (6), Березка (7), Аулия (8), Лев. Атыкан (9), Тарагай (10).

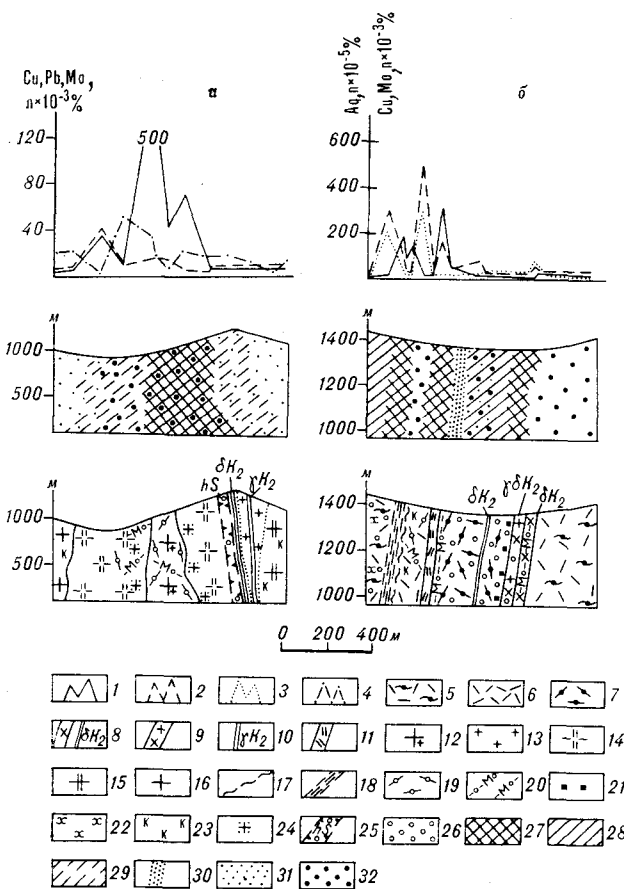


Рис. 2. Закономерности развития гидротермально-метасоматических изменений и условия локализации оруденения в интрузивном (а — рудопроявление Левый Атыкан) и вулканогенном (б — рудопроявление Дарпичан) разрезах.

1—4 — графики содержаний элементов: 1 — молибден, 2 — медь, 3 — серебро, 4 — свинец; 5—7 — вулканогенные породы: 5 — игнимбриты кислого состава, 6 — риолиты, 7 — фельзориолиты; 8—16 — интрузивные породы: 8 — микродиориты и диоритовые порфириты, 9 — гранодиорит-порфиры, 10 — граниты, 11 — риолит-порфиры, 12 — гранит-порфиры, 13 — граниты лейкократовые мелкозернистые, 14 — субщелочные лейкократовые граниты, 15 — субщелочные биотит-амфиболовые граниты, 16 — граниты биотитовые; 17, 18 — выполнение тектонических нарушений: 17 — глинистые швы, 18 — зоны повышенной трещиноватости; 19—26 — гидротермально-метасоматические изменения: 19 — кварцевые штоковёрки, 20 — кварц-молибденитовые штоковёрки, 21 — пиритизация, 22 — хлоритизация, 23 — калишпатизация, 24 — грейзенизация, 25 — зоны окремнения и гидрослюдизации, 26 — окремнение по массе пород; 27—32 — степень изменения пород, в % от общего объема: 27 — окварцевание, более 25 %, 28 — окварцевание, менее 25 %, 29 — окварцевание, менее 15 %, 30 — калишпатизация, более 40 %, 31 — калишпатизация, менее 40 %, 32 — грейзенизация и березитизация, 10 %.

рис. 1). За пределами структур батолита расположены три рудопроявления. По данным морфоструктурного анализа, они размещены в пределах изометричного поднятия площадью около 800 км² к северу от батолита. Поднятие объединяет три вулканотектонические структуры с многочисленными, но мелкими выходами интрузий, что позволяет интерпретировать его как слабо эродированную, отдельно расположенную вулканоконтинентальную структуру типа локального гранитного свода. Это находит под-

тверждение и в обширном поле роговиков в предполагаемой центральной части свода, развитых по вулканогенным и осадочным породам.

По условиям локализации и степени эрозийного среза все выявленные рудопроявления молибдена можно разделить на две крайние группы: молибденовые рудопроявления в интрузивных и молибденовые рудопроявления в надинтрузивной зоне. Имеются рудопроявления, оруденение которых характеризуется сквозным распространением. В расположении этих проявлений отчетливо проявлена латеральная зональность. Первый тип развит на юге площади, второй — на севере, переходный — в центральной части.

Примером объекта первого типа может служить рудопроявление Левый Атыкан (рис. 2), расположенное в центральной части одноименного локального свода. Свод образован полифациальным дифференцированным массивом субщелочных и лейкократовых гранитов среди диоритов, гранодиоритов и гранитов нормального ряда. Гранодиориты и граниты являются биотит-амфиболовыми, вблизи рудопроявления преимущественно биотитовыми. Субщелочные и лейкократовые граниты второй фазы преимущественно биотитовые (70 % объема гранитов), реже — биотит-амфиболовые (30 %), вблизи рудопроявления исключительно биотитовые с повышенным содержанием кремнезема (76 %) и суммы щелочных окислов (8,1 %). Отмечаются магматические брекчии этих пород. Рудный штоковёрк располагается в ортоклазовых порфировидных гранитах третьей фазы, образующих шток диаметром 1—1,2 км. Последний фиксируется максимумом содержания калия по данным аэроспектрометрической съемки. Периферические части штоковёрка располагаются в субщелочных гранитах второй фазы. Завершает магматический этап внедрение даек габбро и гранитпорфиров.

Содержание молибдена варьирует от 0,0003 % в ранних гранодиоритах до тысячных долей процента в субщелочных и лейкократовых гранитах и гранит-порфирах заключительных фаз. Концентрации меди составляют 0,002—0,004 %.

Постмагматические процессы проявились в четыре основных этапа.

1. Ранняя калишпатизация отмечается на расстоянии 2—5 км от центра рудопроявления в виде отдельных новообразований калишпата по плагноклазам, часто в ассоциации с биотитом и альбитом.

2. Грейзенизация (кварц, мусковит, флюорит) проявлена широко и интенсивно. Грейзенообразование сопровождается жильным окварцеванием с образованием крупночешуйчатого молибденита.

3. Грейзенизация по времени сменяется более широко развитой березитизацией гранитов и грейзенов. Типоморфный минерал этой стадии — серицит (0,01—0,05 мм) — замещает мусковит (0,1 мм). Березитизация также сопровождается интенсивным прожилковым окварцеванием с молибденитом, а в периферийных частях штокверка — с молибденитом, пиритом и гематитом. Продуктивный этап частично накладывается на кварцевые жилы в виде образования тонкочешуйчатого молибденита.

4. В ряде случаев фиксируется поздняя калишпатизация в ассоциации с биотизацией.

Рудный штокверк образован взаимопересекающимися ветвящимися кварцевыми жилами и прожилками с калишпатизированными, мусковитизированными, серицитизированными зальбандами. Наиболее крупные жилы имеют близмеридиональное простирание. Углы падения крутые 52—70° на восток или пологие 16—34° на запад, при этом крутопадающие жилы часто оказываются в роли сместителей (сбросов). Мощность жил до 60 см, чаще первые сантиметры. Количество жил на 1 м² штокверка составляет от 2 до 8. Содержание молибдена в рудах колеблется от сотых долей процента до нескольких процентов. Размер штокверка несколько квадратных километров. Рудные пробы характеризуются аномальными содержаниями меди (0,03 %) и серебра (0,01 г/т).

В обстановке, сходной с условиями локализации рудопроявления Левый Атыкан, располагаются рудопроявления Тарагай, Аулия, Березка, Морион, Гуанти (см. рис. 1).

Примером оруденения в надинтрузивной зоне может служить рудопроявление Дарпирчан (см. рис. 2), расположенное в ранее охарактеризованной вулканоинтрузивной структуре в северной части площади. Рудный объект размещается в мелкокрапленниковых риолитах среди мощного (более 300 м) покрова кислых игнимбритов. Покровные образования относятся к породам нормальной ряда известково-щелочной серии. Риолиты имеют субщелочной уклон ($K_2O + Na_2O$ до 8,4 %) и принадлежат калиевому ряду (до 7,75 % K_2O).

Интрузивные породы на участке представлены небольшими телами диоритов и субщелочных гранитов. Они окружены ореолами биотит-калишпат-альбитовых роговиков, в несколько раз превышающих по площади выходы самих интрузивов, что свидетельствует о значительной большей площади их глубинного контура.

Концентрации молибдена в игнимбритах и диоритах составляют 0,0004—0,0005 %, в гранитпорфирах до 0,0007 %.

Оруденение контролируется крутопадающими нарушениями меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания, представленными зонами трещиноватости. Гидротер-

мально-метасоматические изменения развиваются в несколько стадий:

1. Калишпатизация проявлена в виде прозрачных мелких (0,05 мм в длину) изометричных новообразований калишпата в ассоциации с альбитом и кварцем.

2. Относительно локально на рудопроявлении развиты топаз-мусковит-флогопит-кварцевые грейзены с молибденитом, борнитом, реже — магнетитом и пиритом. Размер кристаллов молибденита составляет $n \times 0,01$ мм.

3. Наиболее интенсивно проявлены серицит-кварцевые изменения, причем серицит-кварцевые и кварцевые образования часто выполняют роль цемента брекчий и составляют 10—80 % объема породы. Размер кристаллов кварца — 0,03—0,2 мм, серицита — до 0,3 мм.

4. Стадию представляет процесс образования калиевых слюд — биотита, мусковита, флогопита и флюорита.

5. Неинтенсивно, но широко проявлена хлоритизация и частичное замещение серицита гидрослюдой.

Основному рудному этапу предшествует брекчирование пород, вслед за которым отлагается молибденит. Прожилки и вкрапленность последнего тяготеют к удлиненным выделениям тонкочешуйчатого серицита. Мощность ветвящихся прожилков молибденита достигает 15 мм, размеры пластинчатых кристаллов до 4 мм. Ветвящаяся сеть прожилков в гидротермально-переработанных породах образует штокверк площадью около 1 км². Содержание молибдена в штокверке варьирует от 0,005 % до 0,5 %. Рудные пробы содержат 0,01—1 % меди, 10—516 г/т серебра, 0,02—0,3 г/т золота.

Сходными особенностями размещения и условий образования обладают рудопроявления Верхне-Ульбейское и Моренное.

Примером молибденовых проявлений третьего типа может служить рудопроявление Кварцевая Сопка, локализованное в восточной части Витачанского локального свода, сложеного субщелочными лейкократовыми и биотитовыми гранитами верхнего мела в периферийной части Друженской вулканоструктуры. Рудопроявление контролируется пересечением сквозного продольного северо-западного разлома с дуговыми и близмеридиональными разломами западного ограничения вулканоструктуры.

Участок рудопроявления сложен экстрезивными фельзориолитами, превышающими туфоконгломераты, песчаники и андезиты нижней пачки вулканогенного разреза. Выходы последней образуют кольцевой выступ площадью 3 км² в обрамлении поля игнимбритов кислого состава амкинского комплекса. В центральной части этого выступа картируется тело магматических брекчий неправильной формы. Много-

численны дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров, долеритов. В наиболее срезанной эрозией западной части этого блока залегают лейкограниты, наличие купольного выступа которых в пределах поднятого кольцевого блока, видимо, и обусловило образование штокверковой трещиноватости, заполненной жильной минерализацией и окруженной ореолом телескопированных гидротермально-метасоматических изменений, проявленных в следующей последовательности:

1. Калишпатизация, окварцевание, биотитизация.

2. Продуктивный этап окварцевания фельзориолитов и туффитов по системе густых пересекающихся микропрожилков и жил. Жильный кварц характеризуется почти повсеместным в пределах блока наличием кристаллов молибденита размером от сотых долей миллиметра в верхней части штокверка до 0,5 мм во врезях ручьев. В краевых и верхних частях штокверка совместно с молибденитом в резко подчиненных количествах встречены галенит, халькопирит и гематит. Кварц-молибденитовый штокверк заключен в ореол кварц-серицит-хлоритовых изменений с редкой мелкой вкрапленностью пирита.

3. Вдоль отдельных нарушений проявилась аргиллизация, иногда с полными псевдоморфозами криптозернистого молибденита по кристаллам молибденита продуктивной стадии.

Содержание молибдена в штокверке от тысячных долей до 0,7 %. В пределах западного фланга площади штокверка отмечается переход оруденения в лейкограниты. За пределами штокверка содержания молибдена фоновые:

в туффопесчаниках 0,0003 %, в фельзориолитах 0,0008 %.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Молибденовые проявления восточной части Охотского массива концентрируются в интрузивных и вулканоконтрузивных структурах типа локальных магматогенных сводов площадью несколько сотен квадратных километров с наиболее полным набором магматических дифференциатов. Эти структуры в отношении молибденового оруденения могут пониматься как системы уровня потенциально рудного узла.

2. Большинство проявлений характеризуется многостадийным закономерно развивающимся (калишпатизация, грейзенизация, березитизация) прерудным процессом, собственно молибденовым типом руд, штокверковым характером оруденения и могут быть отнесены к продуктивной молибден-порфировой формации.

3. Молибденовые проявления отличаются отчетливо выраженной зональностью, обусловленной увеличением степени эрозионного среза с севера на юг. Она выражается в смене вулканоконтрузивных рудовмещающих построек интрузивными; в увеличении доли высокотемпературных (грейзены) и уменьшении доли низкотемпературных метасоматитов (пропилиты); в уменьшении доли низкотемпературных элементов-примесей в рудах: меди, серебра, золота.

4. По составу руд и масштабу оруденения молибденово-рудные проявления и вмещающие их структуры заслуживают постановки поисковых и поисково-оценочных работ и в совокупности могут рассматриваться в качестве потенциально молибденово-рудного района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1977.
2. Котляр И. Н., Белый В. Ф., Милов А. П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1981.
3. Недосекин Ю. Д. Геология и петрология Нют-Уль-

бейского гранитоидного массива // Вулканические и интрузивные формации Приохотья.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.— С. 14—41.

4. Чиков Б. М. Тектоника Охотского среднего массива.— М.: Наука, 1970.

ИГО Таежгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
1 ноября 1990 г.

УДК 551.242.5.055 + 553.078.2(571.62)

М. В. Горошко

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ УЛКАНСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПРОГИБА АЛДАНСКОГО ЩИТА

Проведены палеовулканические реконструкции раннепротерозойского Улканского вулканогенного прогиба. Выявлена возрастная последовательность поствулканических и постинтрузивных гидротермально-метасоматических процессов и определена их металлогеническая специализация.

Улканский вулканогенный прогиб [2, 3, 5, 6, 8, 9] приурочен к зоне сочленения трех блоков архейд Алданского щита: Учурского, Батомгского и Джугджурского (см. рисунок). Заложение прогиба произошло в раннепротерозойскую эпоху тектономагматической активизации щита, сопровождавшейся субаэральным вулканизмом и осадконакоплением, внедрением интрузий основного, щелочного и кислого составов, прогрессивным и регрессивным метаморфизмом вмещающих их пород.

Прогиб протягивается в широтном направлении на 110 км при ширине около 70 км. На юго-востоке он перекрыт нижнемеловыми вулканидами Предджугджурского вулканогенного прогиба, а на северо-западе — верхнепротерозойскими субплатформенными отложениями. Он выполнен полого залегающими осадочно-вулканогенными толщами, отнесенными к топориканской, улкачанской, элгэтэйской и бириндинской свитам раннего протерозоя, прорванными в центральной части прогиба многофазным Улканским гранитоидным массивом.

Топориканская свита распространена преимущественно на правобережье Учур, в бассейне рек Бириндя и Топорикан. По данным буровых работ, свита залегает на коре выветривания архейских гнейсов мощностью до 20 м. Разрез свиты сложен однородными массивными кварцевыми, реже кварцитовидными песчаниками с гравелитами и конгломератами в основании. В разрезе присутствуют эффузивы, реже — туфы основных и щелочных пород. Мощность прослоев до 10—25 м. По данным Ю. Н. Гамален [2], они тяготеют к нижней и верхней частям разреза свиты. Максимальная видимая мощность отложений 440 м. Возраст биотита, выделенного из порфиритов верхней пачки, определен равным 1915 млн лет [2].

Выделено четыре тектонометасоматические эпохи, две из которых (раннепротерозойская и раннерифейская) для Улканского прогиба являются продуктивными.

Улкачанская свита залегает на топориканской или непосредственно на кристаллическом фундаменте. Она сложена трахибазальтами, трахидацитами, андезитовыми порфиритами и трахитами с подчиненными пластами вулканикоидных, полимиктовых, реже аркозовых и кварцевых песчаников общей мощностью 300—500 м.

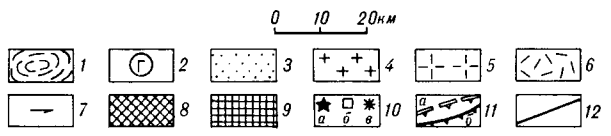
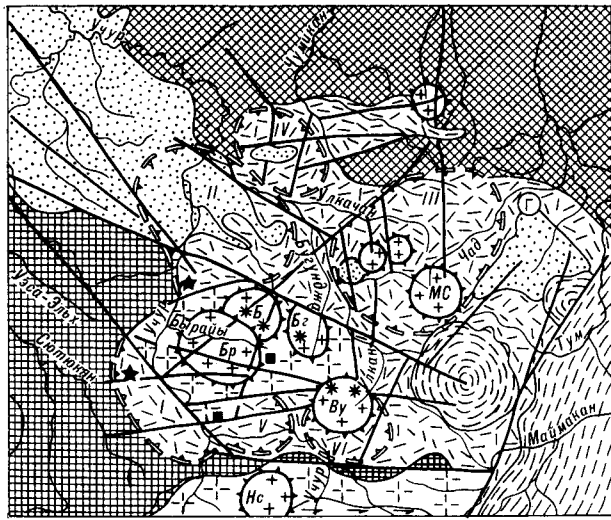
Субвулканические и экструзивные образования, комагматичные покровам, сложены габбро, лейкогаббро, апортозитами, габбро-диабазами (чалбучинский комплекс) [8].

Элгэтэйская свита имеет наиболее широкое распространение. Нижняя часть свиты сложена диабазовыми и андезитобазальтовыми порфиритами, их туфами с пластами темноокрашенных полимиктовых и, значительно реже, аркозовых и кварцевых песчаников. В песчаниках широко распространены обломки порфиритов.

Верхняя часть свиты сложена преимущественно кислыми эффузивами с прослоями туфитов, аркозовых песчаников, гравелитов и диабазовых порфиритов.

Между верхней и нижней частями элгэтэйской свиты, возможно, существует несогласие, так как на севере района кислые эффузивы лежат на основных, в бассейне р. Топорикан — на топориканских песчаниках, а близ устья р. Ляльми — на гнейсах тырканской свиты [2, 3].

Мощность элгэтэйской свиты в Улканском прогибе достигает 1350 м. В восточном борту она резко выклинивается за ограничивающей прогиб зоной разломов. Такая же картина наблюдается на западном окончании Улканского прогиба, где при переходе через субмеридиональный отрезок долины р. Учур мощность элгэтэйской свиты уменьшается с 1000—800 м до 230 м и далее до нуля.



Тектоническая схема Улганского вулканогенного прогиба.

1 — позднемезозойские вулканы; 2 — Чадский массив ультраосновных пород; 3 — позднепротерозойские субплатформенные отложения; 4 — граниты заключительных фаз раннепротерозойского интрузивного магматизма; 5 — рапакивидные граниты, граносиениты и граносиениты начальных этапов раннепротерозойского интрузивного магматизма; 6 — эффузивы нижнего протерозоя; 7 — анортозиты Джугджурского массива архейского возраста; 8 — породы архей-нижнепротерозойского фундамента; 9 — породы нижнеархейского фундамента; 10 — рудные объекты (а — в связи с метасоматитами формации аргиллизитов, б — в связи с эйситами, в — в связи с апогранитными щелочными метасоматитами); 11 — границы вулканотектонических депрессий (а) и интрузивно-купольных поднятий (б); 12 — разломы. Вулканотектонические депрессии: I — Элгэтэйская, II — Бириндинская, III — Секталинская, IV — Чумганская, V — Тангуктинская, VI — Курахандинская. Интрузивно-купольные поднятия: Бр — Бырайинское, Нс — Ньюесмарское, Б — Бириндинское, Бз — Вугундинское, Ву — Верхне-Улганское, Мс — Мало-Секталинское.

Определения абсолютного возраста кварцевых порфиров элгэтэйской свиты (1615 млн лет калий-аргоновым методом по валовой пробе и 1840 млн лет — свинцовым методом по циркону, А. И. Тугаринов) свидетельствуют о раннепротерозойском возрасте пород.

Субвулканические и экструзивные фации элгэтэйских вулканитов представлены гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, сиенит-порфирами, липаритами, фельзитами и их вулканическими брекчиями.

Бириндинская свита завершает разрез вулканогенно-терригенных образований Улганского прогиба. Она залегает вдоль северного и северо-западного бортов прогиба, иногда непосредственно на кристаллическом фундаменте. Выходы свиты отмечены в междуречье Уян — Учур — Маймакан — Батомга.

Бириндинская свита сложена трахиандезитами, трахибазальтами и трахитами, чередующимися с красноцветными, грубозернистыми,

преимущественно аркозовыми, плохо сортированными песчаниками с многочисленными знаками ряби, трещинами усыхания и следами дождевых капель. В ее основании залегает пачка конгломератов, гравелитов и песчаников резко изменчивой мощности (до 200 м). Встречаются прослои кислых туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов.

Мощность свиты в северо-западной части вулканогена достигает 300 м, к югу она быстро сокращается вплоть до выклинивания.

В конце раннего протерозоя Улганский вулканогенный прогиб испытал инверсию, связанную с внедрением крупных интрузивов гранитоидов: Южно-Учурского, площадью 1500 км², приуроченного к южной границе вулканитов с массивом архейских апортозитов, и Улганского, площадью 700 км², локализованного среди вулканитов в центре вулканической структуры.

Южно-Учурский массив сложен преимущественно граносиенитами и гранофиловыми гранитами.

Улганский массив характеризуется многофазностью формирования. В первую стадию внедрились сиениты, монцониты, монцодиориты бырайского комплекса. Возраст пород 1960—1800 млн лет [1—3, 9]. Ко второй стадии относятся гранитоиды улганского комплекса, сформированные в две фазы. Первая представлена биотитовыми, рапакивидными, феррогастингситовыми и аляскитовыми гранитами и граносиенитами, вторая — биотитовыми, мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами. Возраст гранитоидов 1970—1870 млн лет [9], а по данным В. А. Гурьянова (по циркону) — 1630 млн лет. В заключительную стадию формирования Улганского плутона внедрились астрофиллит-рибекитовые, эгирип-рибекитовые и эгириновые графиты ныгваганского комплекса [4]. Радиологический возраст гранитов по рибекиту и мусковиту 1650—1600 млн лет. Наиболее поздними раннепротерозойскими магматическими образованиями являются диабазы, габбро-диабазы, микродиориты маймаканского комплекса, разновозрастные с излившимися эффузивами бириндинской свиты. По петрохимическим характеристикам, структурно-текстурным особенностям и минеральным парагенезисам раннепротерозойские вулканоплутонические образования сопоставляются с вулканитами и гранитами формации рапакиви других регионов мира. По содержанию фтора, редких и рудных элементов-примесей они близки к геохимическому типу гранита рапакиви [8].

Внутреннее строение Улганского прогиба до настоящего времени остается слабо изученным. Интерпретация аэрогеофизических данных, полученных Таежным ПГО в последние

Химические составы магматических пород Тангутинской и Элгэтэйской ВТС

Порода	Количество проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅
<i>Тангутинская ВТС</i>													
Биотитовый лейкогранит	4	75,37	0,46	11,60	1,06	0,99	0,05	0,15	0,63	3,54	5,22	0,10	0,03
Биотит-амфиболовый гранит	3	72,67	0,37	12,27	1,60	1,63	0,06	0,17	1,03	3,01	5,83	0,10	0,05
Сиенит, сиенит-порфир	3	60,16	0,66	16,07	4,38	3,68	0,19	0,23	1,80	4,73	5,17	0,10	0,13
<i>Элгэтэйская ВТС</i>													
Липарит	11	75,66	0,22	11,74	1,34	0,94	0,03	0,21	0,68	2,65	5,50	0,10	0,02
Трахилипаритодацит	4	71,24	0,31	12,73	2,24	1,71	0,05	0,23	0,96	2,80	5,66	0,10	0,06
Трахидациит	2	66,86	0,39	14,90	3,35	2,37	0,06	1,23	0,56	3,85	5,21	0,10	0,23
Дациит	4	65,23	0,71	13,23	4,46	3,18	0,10	0,99	2,54	2,18	4,81	0,10	0,15
Трахиандезит	2	60,62	1,06	14,05	6,23	4,32	0,15	1,20	2,24	3,74	4,10	0,10	0,28
Трахит	4	58,13	0,25	17,80	8,31	0,32	0,18	0,10	0,42	4,65	7,25	0,10	0,03
Диабаз	2	50,68	2,40	14,80	5,91	7,13	0,16	3,70	4,34	4,70	1,20	0,10	0,49
Альбитизированный липарит	10	64,53	0,76	15,35	4,27	2,61	0,05	0,50	2,07	5,52	1,44	0,14	0,88
Аргиллизированный липарит	10	68,40	0,30	12,87	5,21	0,55	0,08	0,35	1,90	0,19	7,04	0,13	0,04

годы, геологические наблюдения и результаты дешифрования аэро- и космоснимков позволили установить широкое развитие разрывных дислокаций в его пределах, преобладающими среди которых являются северо-западные и субширотные в западной части прогиба и северо-восточные и субмеридиональные — в восточной.

По этим же данным выделены и изучены ряд магматических структур второго порядка, которые разделены нами на вулканотектонические депрессии, в формировании которых главную роль играли вулканические процессы и последующие тектонические движения, и интрузивно-купольные поднятия, обязанные своим возникновением внедрению гранитоидов заключительных этапов раннепротерозойской интрузивной деятельности (биотитовые мелкозернистые граниты улканского и щелочные граниты ныгваганского комплексов).

Среди вулканотектонических депрессий (ВТД) выделены (с запада на восток): Элгэтэйская, Тангутинская, Бириндинская, Чумиканская, Секталинская и Курахандинская.

Интрузивно-купольные поднятия представлены Бириндинским, Бырайынским, Бугундинским, Ньюесмарским, Малосекталинским и Верхне-Улканским интрузивными куполами.

Элгэтэйская ВТД площадью 450 км² расположена на крайнем западном замыкании Улканского прогиба. С северо-востока она ограничена зоной Луриканского глубинного разлома, с севера, запада и юга — системой дуговых и линейных разломов. Фундаментом вулканистов служат гнейсы тырканской свиты, метаморфизованные в гранулитовой фации регионального метаморфизма.

Стратифицированные отложения представ-

лены образованиями топориканской и элгэтэйской свит.

Топориканская свита сложена арковыми песчаниками с прослоями гравелитов, кварцевых конгломератов и кварцитов. Мощность свиты до 200 м.

Элгэтэйская свита образована (снизу вверх):

туфами кислого состава, кластолавами и лавобрекчиями фельзитов, «струйчатыми» липаритами с линзами и прослоями дацитового и трахидациитового состава в основании (440 м); дацитами, трахитами, трахиандезитами, фельзитами, туфами кислого состава, лавобрекчиями трахитов, туфоконгломератами (270 м);

бордово-красными трахиандезитами с прослоями андезитовых порфиритов, их лавобрекчий и игнимбритов (510 м).

В районе г. Голая установлены жерловые фации, представленные эруптивными брекчиями и агломератовыми туфами кислого состава. Экструзивные и субвулканические тела представлены гранит-порфирами с краевой фацией крупновкрапленниковых липаритов, сиенитами и сиенит-порфирами. Породы характеризуются повышенной щелочностью с калиевым уклоном в кислых и щелочных разностях, пониженными содержаниями магния, кальция, титана и алюминия, высокими содержаниями оксидного железа (табл. 1).

В Элгэтэйской ВТД широко развита разрывная тектоника субширотной и северо-восточной ориентировки, а также полого падающие тектонические нарушения.

Тангутинская ВТД площадью 250 км² находится в южном обрамлении Улканского плутона. Северная граница депрессии проходит по субширотному разлому на границе гранитоидов и вулканистов. Южный борт огра-

ничен выступами архейского гнейсового субстрата. Западная граница тектоническая.

В строении депрессии участвуют только вулканисты элгэтэйской свиты. Непосредственно на гнейсах тырканской свиты залегают (снизу вверх):

красноцветные косослоистые олигомиктовые песчаники мощностью 15—20 м;

туфы липарит-дацитового состава с прослоями и линзами красноцветных песчаников и базальтов мощностью 430 м;

дациты и липарит-дациты мелко- и средне-вкрапленниковые с линзами туфогравелитов, мощностью 820 м;

флюидальные и массивные фельзиты, мощностью 60—100 м.

Центральная и северная части депрессии заняты субвулканическим телом крупновкрапленниковых липаритов с гранит-порфировым ядром.

Все образования прорваны дайками диабазов, андезитов, дацитов, фельзитов и гранит-порфиров, контролируемые разломами субширотного и северо-западного простирания.

Бириндинская ВТД площадью около 100 км² выделена в бассейне рек Топорикан и Бириндя, в северном обрамлении Улканского плутона. Она характеризуется наиболее полным разрезом нижнепротерозойских осадочно-вулканических отложений. Здесь, по данным буровых работ Таежного ПГО, на выветрелой поверхности графитсодержащих биотитовых, гранит-биотитовых гнейсов с прослоями амфиболовых гнейсов и амфиболитов залегают олигомиктовые и кварцитовидные песчаники с прослоями диабазов в нижней части разреза, относимые к топориканской свите. Мощность свиты 10—60 м.

На песчаниках топориканской свиты несогласно залегают массивные и миндалекаменные субщелочные метабазаальты и андезитобазаальты улкачанской свиты мощностью 10—30 м.

Выше порфиров улкачанской свиты без видимого несогласия залегают кислые эффузивы элгэтэйской свиты. В основании разреза свиты находятся красные щелочные липарито-дациты, дациты, их туфы и лавобрекчии с редкими прослоями олигомиктовых песчаников.

В верхней части свиты распространены преимущественно липариты, липаритодациты, дациты, их туфы с маломощными прослоями песчаников, диабазовых порфиров и трахиандезитов. Мощность разреза до 600 м.

На породах элгэтэйской свиты залегают с горизонтом конгломератов в основании гравелиты, аркозовые и олигомиктовые песчаники бириндинской свиты, переслаивающиеся с диабазовыми порфиритами, трахитами и трахи-

андезитобазаальтами, Видимая мощность отложений бириндинской свиты около 180 м.

Выше бириндинской свиты картируются красноцветные песчаники гонамской свиты, сохранившиеся от размыва на отдельных водоразделах. Мощность останцов платформенного покрова до 250 м.

Субвулканические тела представлены липаритами, гранит-порфирами и грапосиенит-порфиритами.

Магматические образования Бириндинской ВТД отличаются высокой дифференцированностью по кислотности и щелочности, низкими известковостью и магнезиальностью. В составе щелочей в подавляющем большинстве литологических разностей преобладает калий (табл. 2).

Из микроэлементов для них характерны молибден, свинец, серебро, цирконий, реже олово.

Чумиканская ВТД площадью 300 км² расположена в северо-западной части Улканского прогиба в междуречье рек Улкачан и Чумикап. В пределах депрессии на архей-раннепротерозойском фундаменте залегают песчаники топориканской свиты (10—40 м). Выше картируются базальты и андезитобазаальты элгэтэйской свиты (50—230 м), которые с несогласием перекрываются песчаниками бириндинской свиты (до 150 м).

Секталинская ВТД площадью 1200 км² выделяется в бассейнах верхнего течения рек Бол. Сектали, Чад и Улкачан. В ней на биотитовых гнейсах маймаканской свиты или на топориканских песчаниках залегают образования нижней части элгэтэйской свиты, сложенные полимиктовыми песчаниками, конгломератами, миндалекаменными плагиопорфиритами, диабазовыми порфиритами, трахиандезитами, туфами основного состава. Мощность под-свиты 260—400 м. Химический состав пород основного состава близок к трахиомеритовому.

Выше залегают липаритодациты с маломощными прослоями кварцевых и кварцполевошпатовых песчаников, диабазы, диабазовые порфириты, трахиандезиты, туфы кислого состава.

Суммарная мощность выполняющих депрессию отложений свыше 900 м.

Курахандинская ВТД площадью свыше 300 км² расположена в междуречье верхних течений рек Учур и Улкан. Наиболее полный разрез вулканистов изучен на правобережье руч. Долисмар. Здесь кислые лавы элгэтэйской свиты ложатся непосредственно на кристаллические сланцы раннего архея. Вверх по разрезу они сменяются красными и пестроокрашенными туфами кислого состава, затем липаритами и трахилипаритодацитами с многочисленными прослоями кварцевых и аркозовых песчаников. Мощность отложений до 1500 м.

Химические составы магматических пород Биридинской ВТС

Порода	Количество проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅
Горындинский комплекс													
Щелочные базальтоиды	4	51,05	2,31	13,86	7,67	5,06	0,11	2,90	3,61	1,83	6,99	0,13	0,67
Бырыдинская свита													
Базальт	3	47,71	1,61	16,47	8,83	3,97	0,15	5,21	8,63	2,78	0,87	0,10	0,39
Ныгваганский комплекс													
Щелочной гранит	6	72,37	0,24	12,42	0,97	2,30	0,03	0,13	0,74	4,18	5,22	0,05	0,03
Улканский комплекс													
Субщелочной лейкогранит	6	73,56	0,21	12,38	1,12	1,54	0,03	0,17	0,7	3,42	5,30	0,05	0,02
Кварцевый сленит	2	61,43	0,41	16,30	4,45	1,67	0,45	0,60	0,70	5,47	6,18	0,10	0,06
Бырайский комплекс													
Сиенит	5	60,87	0,66	15,82	2,08	5,14	0,09	0,38	2,37	5,18	5,26	0,10	0,10
Элгэтэйская свита													
Трахиллиарит	4	73,78	0,33	12,55	0,96	0,79	0,1	0,19	0,67	1,78	6,71	0,11	0,04
Липарит	2	73,18	0,39	12,10	2,46	0,89	0,03	0,20	0,49	2,35	4,70	0,12	0,03
Липаритодацит	2	72,89	0,36	11,80	2,83	0,58	0,04	0,18	0,60	1,32	6,22	0,10	0,04
Трахиллиаритодацит	7	71,93	0,32	12,54	2,10	1,17	0,04	0,29	0,83	2,70	5,82	0,10	0,07
Дацит	1	66,51	0,72	13,60	4,71	1,44	0,05	0,50	2,80	3,20	4,25	0,10	0,21
Трахидацит	1	65,51	0,53	15,25	1,19	3,79	0,08	0,10	1,40	4,30	5,80	0,10	0,07
Улканская свита													
Базальт	8	48,41	2,16	15,76	5,21	7,90	0,18	4,48	6,75	2,74	1,26	0,15	0,42
Пиритовый базальт	1	42,74	2,23	13,80	5,60	15,83	0,48	2,87	3,01	1,30	0,80	0,10	0,36

Интрузивно-купольные поднятия выделяются в периферических частях Улканского гранитоидного плутона или к северу от него среди покровных вулканитов элгэтэйской свиты. Они контролируются разломами субмеридионального и северо-западного простирания и узлами их сочленения.

Структуры проявляются кольцевыми положительными аномалиями или мозаичными полями в общем спокойном, отрицательном магнитном поле. Размеры их колеблются от 40 до 300 км². Нами купольные поднятия классифицируются по составу проявленных в них гранитоидов, заключительных фаз раннепротерозойского магматизма. К структурам с широкой проявленностью щелочных астрофиллит-рибекитовых и эгирин-рибекитовых гранитов, грорудитов, сельвсбергитов и граносиенитов ныгваганского комплекса отнесены Биридинское, Бугундинское и Верхне-Улканское интрузивно-купольные поднятия. К структурам, обязанным своим происхождением внедрению субщелочных аляскитовых и биотитовых гранитов второй фазы улканского комплекса отнесены Бырайинское, Мало-Секталинское, Ньюесмарское купольные поднятия, ряд более мелких куполов в северной части Улканского прогиба и за его пределами.

Большинство купольных структур слабо эродированы. Вскрытые эрозией тела субщелочных и щелочных гранитов наклонены к центру купольных структур, что указывает на то, что

они на глубине сливаются в единое интрузивное тело [8].

В связи с формированием купольных поднятий заложилась системы радиальных, дуговых и линейных нарушений, которые использовались впоследствии рудоносными растворами.

В тесной пространственной связи с интрузивно-купольными структурами, сформированными гранитоидами заключительных фаз формирования Улканского плутона, обнаружена редкометалльная и редкоземельная минерализация, проявленная в щелочных пегматитах и гидротермально-метасоматических породах: фенитах, высокотемпературных щелочных метасоматитах, грейзенах и гидротермалитах.

Для определения возраста минерализации применялись результаты спектрального анализа изотопного состава свинца на установке УИСА-64, который при использовании достаточно большого числа анализов (12—15 определений) при вычислении изохроны для докембрийских образований дает достаточно надежные результаты, сопоставимые с масс-спектрометрическими определениями.

Вычисленный по свинец-свинцовой изохроне (77 проб) возраст связанной с вышеуказанными метасоматитами редкоземельной минерализации 1700 ± 75 млн лет.

Фенитизация проявляется в экзоконтактовых частях массивов щелочных и субщелочных гранитоидов. Наиболее интенсивным измене-

ниям (до 70 % новообразованных минералов) подвергаются эффузивы кислого состава. Процесс идет с образованием альбита и щелочных темноцветов (эгирин, арфведсонит, астрофиллит, рибекит). Альбитизация и образование темноцветов сопровождаются появлением широкого набора аксессуарных минералов: монацита, торита, бастнезита, эшинита, озаннита, апатита, ксенотима и гагаринита.

Фенитизация не приводит к образованию значительных концентраций каких-либо рудных элементов и поэтому не может считаться рудоформирующей.

Щелочные высокотемпературные метасоматиты контролируются интрузивно-купольными структурами и развиваются, в основном, вдоль линейных и дуговых разломов. В их состав входят альбит, альбит-олигоклаз при подчиненной роли кварца, калиевого полевого шпата, эгирина и арфведсонита. На высоких уровнях эрозионного среза, по данным П. Г. Недашковского [8], калиевый полевой шпат преобладает над альбитом.

Темноцветными щелочными минералами обогащены краевые части тел метасоматитов, образуя вытянутые шпирь, подчеркивающие элементы их залегания. Иногда на флангах зон метасоматоза отмечается интенсивная биотитизация. В зонах метасоматоза содержание окиси натрия повышается до 9,3 % на фоне 2—4 % в неизменных породах.

Протяженность тел щелочных метасоматитов достигает 800 м при мощности 200—500 м. К ним приурочен ряд проявлений редкоземельной минерализации. В рудных телах установлены циркон, торанит, монацит, флюорит, галенит, гематит, пирит, магнетит, колумбит, пироклор, гатчетолит, ортит, поликлаз, чевканил и перовскит [7].

На флангах полей альбитизированных пород развиваются гематит-сульфидно-кварцевые и кварц-хлоритовые гидротермалиты с галенитом, сфалеритом, аргентитом, редко молибденитом и касситеритом.

Вслед за щелочным метасоматозом проявилась грейзенизация с последующей слабо проявленной березитизацией. Грейзенизация развивается, преимущественно, в связи с телами мелкозернистых биотитовых гранитов второй фазы улканского комплекса. Грейзены имеют топаз-кварцевый, с биотитом, состав. Их многочисленные жилоподобные тела встречаются в Бырайинском, Мало-Секталинском, частично — Бириндинском купольных поднятиях. Грейзены и грейзенизированные граниты содержат вкрапленность касситерита, вольфрамит, колумбита, молибденита. Последующей за грейзенизацией березитизации обязано формирование штокверковых кварц-молибденитовых прожилков в экзоконтактах гранитных штоков.

После своего становления Улканский вулканогенный прогиб испытал неоднократную активизацию, выразившуюся в подновлении разломов, внедрении даек основного состава и проявлений повторной гидротермально-метасоматической деятельности с формированием новых рудных концентраций. По результатам собственных изотопно-геохронологических исследований (455 анализов) и данным предшественников [1] намечается три таких эпохи: среднерифейская, предвендская и фанерозойская.

Среднерифейская эпоха проявилась на рубеже 1350—1200 млн лет. Она фиксируется развитием в прогибе мощных зон катаклаза и брекчирования, сопровождающихся кварц-альбит-апатитовыми метасоматитами (эйситами) с редкометалльной минерализацией и кварц-каолин-гидрослюдистыми метасоматитами с флюоритовой и молибденовой минерализацией. Они локализуются во внутренних частях депрессионных структур западной части Улканского прогиба и, реже, в зонах глубинных разломов в других частях Улканского прогиба и в его обрамлении.

Этому периоду отвечает, вероятно, проявление базальтоидного магматизма, выразившееся во внедрении силлов и даек горындинского комплекса, установленных в гонамской свите рифея и не встреченных выше омахтинского горизонта. Их характерными отличиями от других аналогичных магматических образований Улканского прогиба являются повышенная, с калиевым уклоном, щелочность, пониженные содержания магния, кальция и натрия (табл. 2).

Эйситы приурочены к крупным тектопическим нарушениям субширотного и северо-западного простираний и к узлам их сочленения. В последнем случае тела метасоматитов приобретают штокообразную или трубообразную форму.

Эйситы представляют собой метасоматические породы кварц-альбит-хлорит-апатитового состава, пропитанные тончайшей гематитовой пылью, с редкометалльным оруденением. Мощность зон метасоматоза превышает мощности рудных зон. Они окружены ореолом аргиллизированных и пропильтизированных пород, картируемых как зоны осветления красноватых эффузивов, развития эпидота, хлорита и карбоната. Петрохимически эйситизация проявлена в привносе трехвалентного железа, кальция, магния, натрия и фосфора и выносе кремнезема и калия (см. табл. 1). Процесс эйситизации идет со значительным накоплением таких элементов, как иттрий, иттербий, цирконий и свинец. Возраст оруденения по изохронному свинец-свинцовому методу 1250 ± 100 млн лет.

Так же, как и эйситы, метасоматиты формации аргиллизитов контролируются мощными зонами дробления и брекчирования пород северо-западного, субширотного и северо-восточного простирания, часто сопровождаемыми дайками основного состава. Аргиллизиты представлены кварц-гидрослюдистыми или кварц-каолин-гидрослюдистыми фациями.

Им, как правило, предшествует интенсивная калишпатизация пород, сопровождаемая привнесением редких металлов; бериллия, иттрия, иттербия, ниобия. Аргиллизация захватывает как осадочно-вулканогенный чехол, так и гранитоидный фундамент, при этом интенсивность процесса в фундаменте не уступает таковой в вулканогенном чехле. При аргиллизации наблюдается привнос трехвалентного железа, магния, калия, вынос кремнезема и натрия (см. табл. 1).

С аргиллизитами кварц-гидрослюдистой фации связаны преимущественно флюоритовая и молибденовая минерализация. Рудные зоны представлены брекчиями с кварц-флюоритовым, кварцевым цементом интенсивно трещиноватых флюоритизированных, сульфидизированных, окварцованных и гематитизированных пород с вкрапленностью молибденита. В зоне окисления молибденит замещен вольфенитом.

Аргиллизиты кварц-каолин-гидрослюдистой фации несут молибденовое (с серебром) оруденение. Оно развивается вдоль крупных и пологих тектонических нарушений на трех уровнях: в песчаниках топориканской свиты, базальтоидах улкачанской свиты и в архейском кристаллическом фундаменте. Мощность рудных зон до 25 м.

В участках развития оруденения развивается хлоритизация. Хлорит представлен не менее чем двумя разновидностями — железистой и магнезиально-железистой, которые секут друг друга или развиваются совместно в ассоциации с карбонатом и пиритом. Интенсивность замещения хлоритом первичных пород также различная, но во многих участках хлорит нацело замещает породу, особенно это характерно для биотит-гранатовых графитсодержащих гнейсов.

Возраст оруденения по свинец-свинцовой изохроне 1300 ± 50 млн лет.

Вторая эпоха возобновления тектонометасоматической деятельности в Улканском прогибе проявилась на рубеже 800—700 млн лет, по данным Ю. Н. Гамалеи [1].

Этому периоду, вероятно, отвечают проявления щелочно-ультраосновного магматизма в восточной части Улканского прогиба (Чадский массив), внедрение даек и силлов диабазов, широко распространенных в кандыкской и усть-кербинской свитах платформенного чехла (за пределами прогиба) и отсутствующих в вышележащих толщах. Процессы метасома-

тоза этого этапа довольно широко охватили площадь прогиба. В гранитах фиксируется микроклинизация с возрастом 711—783 млн лет [1], в эффузивах — гидрослюдизация.

Металлогеническое значение этой эпохи до конца не выяснено. В восточной части прогиба (Чадский массив) установлены магматические проявления платины, а на юге — развитие полиметаллической минерализации. Метасоматические процессы этого периода привели к переотложению молибденового и редкометалльного оруденения в открытых рудопосных системах, установленного по уран-свинцовым изотопным датировкам редкометалльных руд (99 определений), проведенных автором.

Наиболее поздняя, фанерозойская эпоха метаморфизма охватила лишь отдельные части, возможно линейные зоны прогиба. По данным изотопно-свинцовых определений (49 проб) и калий-аргоновых датировок [1], она протекала в период 450—100 млн лет и выразилась в потере радиогенного свинца торитом и цирконом и вторичной потере радиогенного аргона полевыми шпатами.

Итак, Улканский вулканогенный прогиб, сформированный в процессе раннепротерозойской тектономагматической активизации Алданского щита, отличается сложным внутренним строением. В нем выделен ряд вулканотектонических депрессий и интрузивно-купольных поднятий второго порядка, играющих важную роль в локализации продуктов гидротермально-метасоматической деятельности и связанного с ними оруденения.

В раннепротерозойскую металлогеническую эпоху главную роль в локализации оруденения играли интрузивно-купольные поднятия, контролирующие редкоземельно-редкометалльные проявления в щелочных метасоматитах и оловольфрамовое оруденение в грейзенах и грейзенизированных гранитах. В связи с бережитами этого периода выявлена штокверковая молибденовая минерализация.

После своей стабилизации Улканский вулканогенный прогиб испытал несколько этапов тектонометасоматической деятельности, выразившихся в подновлении разломов, проявлении базальтоидного магматизма и возобновлении гидротермально-метасоматических процессов.

С тектонометасоматическими процессами на рубеже 1350—1200 млн лет связаны вновь выявленные молибденовые проявления в Бирюдинской и Элгэтэйской вулканотектонических депрессиях в связи с аргиллизитами и редкометалльные проявления в Тангуктинской вулканотектонической депрессии и в центральной части Улканского плутона в связи с эйситами.

Кроме того, намечается по крайней мере еще два периода возобновления тектонометасоматической деятельности (800—700 и 400—100 млн лет), металлогеническое значение которых до конца не выяснено.

Установление нескольких продуктивных

металлогенических эпох резко расширяет перспективы рудоносности как Улканского вулканогенного прогиба, так и окружающих его блоков архейского кристаллического фундамента и структур рифейского платформенного чехла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1968.— № 2.— С. 35—40.
2. Гамалея Ю. Н., Лосев А. Г., Попов М. Я. О древнейших образованиях чехла юго-востока Сибирской платформы // Сов. геология. 1969.— № 4.— С. 137—144.
3. Забродин В. Е. О ранних этапах развития осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1966.— № 8.— С. 121—125.
4. Залищак Б. Л., Недашковский П. Г., Абисалов Э. Г. Улканский и Ныгваганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р. Учур // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность.— М.: Наука, 1966.— С. 103—119.
5. Зленко Н. Д., Шпак Н. С. Раннесинийские субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита // Тр. Всес. аэрогеол. треста.— 1961.— Вып. 7.— С. 52—66.
6. Константиновский А. А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1974.— № 4.— С. 72—83.
7. Недашковский П. Г., Абисалов Э. Г., Залищак Б. Л. Зоны с фенакит-берграндитовой минерализацией среди щелочных гранитов // Геология и геофизика.— 1966.— № 7.— С. 33—45.
8. Недашковский П. Г. Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты.— М.: Наука, 1986.
9. Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист 0—52 (53).— Л., 1986.

ИГО Таежгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
3 октября 1990 г.

УДК 550.2

*К. В. Симаков***ВРЕМЯ ЗЕМЛИ**

Содержание концепции времени, принимаемой на вооружение той или иной конкретной научной дисциплиной влияет не только на понятийную базу последней, но и на операционный подход к определению пространственно-временных свойств и отношений изучаемых ею феноменов реального мира. Геология — историческая наука и постоянно оперирует понятием «время». Она пуждается в специальном приборе (шкале) для установления временных (возрастных) свойств и отношений тех феноменов развития палеобиосферы, которые запротokolированы в гипергенной оболочке Земли в виде естественных геологических тел (стратонив). Функции такого измерительного прибора призвана выполнять хроностратиграфическая шкала (ХСП), которая в принципе должна представлять собой модель реального геологического времени. Современная ХСП в методологическом плане опирается на теорию «абсолютного» (независимого от каких-либо физических свойств стратонив) геологического времени, представляющую собой модификацию субстанциональной концепции И. Ньютона. Эта теория находится в глубоких противоречиях как с богатым эмпирическим материалом о пространственно-временных свойствах и отношениях стратонив, так и с индуктивными теоретическими обобщениями о свойствах реального геологического времени.

Анализ содержания субстанциональной и реляционной теорий времени показывает, что каждая из них отражает диалектически связанные аспекты времени как всеобщей формы существования материи. Первая фиксирует непрерывность «течения» времени в системах, сохраняющих качественную определенность, вторая — брешность любых систем, прерывистость сопряженных с ними процессов. Синтезирующей обе теории является концепция В. И. Вернадского о реальном времени-длени, рассматривающая его как инвариантный аспект структуры любых материальных систем и процессов. Универсальными формами проявления времени (хроноиндикаторами) являются хронофантомы, хронофиксаторы и хроносепараторы, существование которых определяет неоднородность, континуально-дискретную природу и анизотропность реального времени-длени.

Геологическое время, как и другие виды (историческое, археологическое) времен прошлого, представлено информацией, закодированной в составе, структурных свойствах и отношениях стратонив, являющихся протоколами функционирования существовавших ранее иерархических соподчиненных экосистем. Отличительными признаками геологического времени являются его ретроспективно-реконструируемый ха-

рактер, информационная (негэнтропийная) природа, конденсированность, неоднородность, объемно-иерархическая и континуально-дискретная структура. Именно этими его свойствами, не принимаемыми во внимание современной хроностратиграфической теорией, обусловлены те сложности, с которыми приходится сталкиваться при построении и практическом использовании ХСП.

Начиная с глубокой древности все приборы для измерения обыденного (концептуального физического) времени имеют векториально-линейную форму, отражающую представления о его необратимости, континуальности, условности подразделений и вневременной (точечной) природе их границ. Такой взгляд на форму и свойства темпоральных шкал является настолько привычным и удобным, что кажется единственно возможным и подозвательно распространяется на любые приборы для измерения времени независимо от моделируемой ими реальной структуры последнего. Континуально-дискретная структура реального геологического времени, пространственно-временная природа стратиграфических и отвечающих им геохронологических подразделений и событийный характер их границ предопределяет специфику методологического подхода к построению ХСП.

Принципиальные сложности при создании ХСП обусловлены тем, что она должна представлять собой модель локального палеобиологического (эволюционного) времени разномасштабных, иерархически соподчиненных и метакроно развивавшихся (неинерциальных) систем (палеоэкосистем), влиявших на ход связанных с ними часов, в качестве которых выступают модели развития различных групп ископаемого органического мира. По сути дела, хроностратиграфия сталкивается с фундаментальной проблемой синхронизации часов, принадлежащих неинерциальным системам.

Анализ и обобщение накопленных хроностратиграфических эмпирических данных показывает, что фактически она сталкивается на качественном уровне не только со всеми релятивистскими эффектами, прогнозируемыми специальной и общей теориями относительности для микро- и макрокосма, но и с теми явлениями, изучение которых считается прерогативой квантовой физики. Философские концепции вряд ли можно считать всеобъемлющими без учета накопленных геологией (в частности, стратиграфией) эмпирических материалов и теоретических обобщений, а хроностратиграфия, в свою очередь, должна опираться в ее теоретико-познавательном аппарате на достижения современной философской мысли.

«Проблема времени всегда заводит в тупик человеческого разума».

Г. Рейхенбах

Эти заметки — не отзыв, отмеряющий на весах некомпетентности рецензента мнимые и реальные достоинства и недочеты концепции

автора заинтересовавшей его работы. Это, скорее, изложение тех, подчас критических или, как их сейчас принято называть, альтернатив-

ных мыслей, которые возникли у меня при знакомстве с таким неординарным исследованием (опубликованным к тому же в геологическом журнале, как правило, избегающем суждения не только философских, но и методологических проблем), каковым является статья Ю. А. Косыгина «Земля и время» [11]. Геология — историческая наука и постоянно оперирует понятием «время». К сожалению, большинство авторов, все употребляющих этот термин, не дают себе труда задуматься ни о его содержании, ни о смысле привычного для них словосочетания «геологическое время». По сути дела, работа Ю. А. Косыгина является первым изложением почти всего спектра проблем, связанных с категорией «время», и может рассматриваться как адаптированное для геологов введение в курс «философия пространства — времени».

Большинство геологов гордится эмпирическим статусом своей науки, предметом изучения которой является строение, генезис и история нашей планеты. И хотя в сферу интересов геологии входит весь комплекс материальных систем и процессов, связанных с различными уровнями организации как косного, так и живого вещества, геологи редко обращаются к философским проблемам, отдавая их на откуп либо представителям других отраслей естествознания (чаще всего, физикам, реже — биологам), либо профессиональным философам. Последние же практически не принимают в расчет ни той обширнейшей фактологической базы, которой располагает геология по пространственно-временным свойствам и отношениям, ни тех эмпирических обобщений наших выдающихся натуралистов-мыслителей, которые на десятилетия предвосхитили умозаключения физиков, подхваченные и развитые философами. Поэтому в философских трактатах нельзя найти не только профессионального обсуждения, но даже упоминания, например, имени Ч. Дарвина, на полвека опередившего А. Пуанкаре и А. Эйнштейна с проблемой одновременности и сформулировавшего до сих пор не воспринятое и не оцененное по достоинству положение о неполноте геологической и палеонтологической летописи. Нельзя в них обнаружить и имени В. И. Вернадского, на двадцать лет предвосхитившего вывод Г. Минковского о единстве пространства — времени и создавшего оригинальную теорию, которая опирается на огромную естественно-научную эмпирическую базу современной ему геохимии, физики, биологии и геологии. Это тем более странно, что работы В. И. Вернадского, публиковавшиеся в первой четверти нашего столетия и не получившие признания и оценки современников, неоднократно [4—7] переиз-

давались и в наше время, но так и не нашли отклика у его потомков, хотя апелляции к его представлениям сейчас необычайно модны.

Господство в геологии эмпирически-прагматического стиля мышления в сочетании с настороженным (если не сказать, временами пренебрежительным) отношением к философскому осмысливанию и обобщению полученных эмпирических данных и философии вообще привело к тому, что геология осталась, пожалуй, единственной областью естествознания, на которую практически не повлияла та революция, которая произошла в общем мировоззрении под влиянием важнейших физических открытий первой четверти нашего века. Наиболее ярким свидетельством этого является тот факт, что методологической основой всех инструктивных положений стратиграфии, предметом которой являются пространственно-временные свойства и отношения тел гипергенной оболочки Земли, до сих пор служит ньютоновская концепция «абсолютного, не зависящего ни от чего внешнего» времени. Более того, вплоть до настоящего момента ни в официальных кодексах, ни в учебных курсах по стратиграфии не нашли не только достаточного отражения, но даже практически не обсуждаются, а лишь в лучшем случае упоминаются, мысли тех наших авторитетных специалистов, которые подчеркивали необходимость изучения свойств реального геологического времени по физическим документам геологии [30] или убедительнейшим образом дезавуировали ньютоновско-хедбергскую концепцию «абсолютного» геологического времени [12].

Между тем, содержание концепции времени, на которую опирается в методологическом плане та или иная конкретная научная дисциплина, оказывает решающее влияние не только на содержание ее понятийного аппарата, но и на операциональный подход к решению конкретных задач по определению пространственно-временных свойств и отношений изучаемых этой наукой объектов. Мне, как и ряду моих коллег [13, 16, 20], уже не раз приходилось подчеркивать, что существование в стратиграфии «вечных» антиномий (естественные — искусственные границы; хроностратиграфия — биостратиграфия; глобальные — региональные подразделения и шкалы и т. д.) отражает лишь непроработанность философско-методологических оснований этой дисциплины и, в первую очередь, неадекватность господствующих в геологии пространственно-временных представлений реальному геологическому пространству — времени. Сейчас дискуссии по всем этим антиномиям, похоже, вновь обостряются в связи с подготовкой новых стратиграфических кодексов. Поэтому как публикация, так и обсуж-

дение работы Ю. А. Косыгина представляются мне весьма актуальными и важными. Естественно, здесь я ограпичусь рассмотрением лишь

тех проблем, затронутых в его статье, которые имеют то или иное отношение к моим профессиональным интересам.

I

«...понятие времени есть одно из основных научных эмпирических обобщений».

В. И. Вернадский

В основе представлений о времени лежат отражение и обобщенное восприятие человеком объективных свойств окружающей его действительности. Видимо, с особенностями человеческого восприятия, связанного с двумя основными направлениями человеческой деятельности, которые можно условно назвать прагматическим и теоретическим (философским), вызвано обособление уже в античную эпоху двух главных, взаимно дополняющих друг друга [17] концепций времени: субстанциальной и реляционной.

Характерной чертой субстанциальной концепции уже на ранних стадиях ее становления является дуалистическое представление о времени. С одной стороны, время воспринималось как некий неизменный и вечно существующий фон, на котором разворачиваются все остальные явления и события (феномены) обыденной жизни: ограниченность существования (бренность) не только любых вещей, но и самой человеческой жизни на фоне вечных и неизменных восходов и закатов Солнца, смены климатических сезонов способствовала восприятию времени как некоторой самостоятельной субстанции. Вместе с тем, периодичность тех процессов, на фоне которых развивались все остальные феномены, породило представление о времени как о некотором универсальном внешнем параметре, позволяющем придать количественную определенность всему сущему. Поэтому развитие субстанциальной концепции, зачатки которой были сформулированы философами милетской школы, всегда было неразрывно связано с созданием метрики времени. Окончательное оформление данная концепция получила в знаменитых «Математических началах...» И. Ньютона, четко разграничившего понятия абсолютного и относительного времени: «Абсолютное, истинное математическое время само по себе и по самой своей сущности без всякого отношения к чему-либо внешнему протекает равномерно и иначе называется длительностью».

Относительное, кажущееся или обыденное время есть или точная, или изменчивая, постигаемая чувствами, внешняя, совершаемая при посредстве какого-либо движения мера продолжительности, употребляемая в обыденной жизни вместо истинного математического

времени, как-то: час, день, месяц, год» [19, с. 30].

Подчеркну два момента, важные для современной оценки роли и места субстанциальной концепции в общей теории времени.

Прежде всего, как отмечал В. И. Вернадский [7], в основе ньютоновской концепции лежит представление об обратимых, равномерных и строго периодических (циклических) процессах, определяющих основные свойства времени — его бесконечную длительность, изотропность и однородность. Однако в действительности, как признавал и сам И. Ньютон [19, с. 547], в природе не существует абсолютно равномерного движения и строго периодических процессов. Наблюдаемые на всех уровнях организации косного и живого вещества (от атома и одноклеточного организма до галактики и биосферы), закономерно повторяющиеся процессы являются квазипериодическими или псевдоциклическими. Именно через них реализуется возможность сохранения в течение определенного времени подвижно-равновесного состояния любой материальной системы, ее качественной определенности на отдельных стадиях развития. Иначе говоря, квазипериодические процессы составляют основу бренности материальных систем. Благодаря этому можно сказать, что субстанциальная концепция, принимающая за модель времени равномерные, строго периодические процессы, достаточно объективно отображает лишь один аспект или одну сторону реального времени, а именно, непрерывность момента бренности материальных систем, находящихся в подвижно-равновесном состоянии, обеспечиваемом внутрисистемными квазипериодическими взаимодействиями.

Далее, разработанная на базе субстанциальной концепции метрика обыденного (концептуального физического) времени представляет собой математическую модель произвольно выбранного квазипериодического процесса, связанного с системой, находящейся в подвижно-равновесном состоянии и испытывающей минимальные воздействия со стороны внешних факторов. Благодаря этому используемая нами в повседневной практике система отсчета времени, во-первых, отражает не все, а лишь часть свойств реального времени, во-вторых,

выступает в качестве внешней по отношению ко всем остальным природным феноменам, и, наконец, в-третьих, представляет собой искусственное (концептуальное) построение. Поэтому всем (и особенно геологам) необходимо помнить, что такая удобная, привычная и полезная система мер нашего обыденного времени не является абсолютной, единственно возможной и ни в коей мере не отражает и даже не моделирует имманентных свойств всего реального времени.

По сравнению с субстанциальной, формулировка исходных положений реляционной концепции времени требовала более глубокого осмысливания и обобщения воспринимаемых человеком свойств окружающего его мира. В частности, это потребовало осознания того, что брэнность является неотъемлемым свойством не только непосредственно окружающих человека повседневных явлений, но и тех неизменных, вечных сущностей, на фоне которых они возникают и исчезают. Первым эту идею сформулировал Платон, пришедший к выводу о том, что «время возникло вместе с небом, дабы, одновременно рожденные, они и распались бы одновременно» [21, с. 469]. Однако в наиболее полной и изящной форме античная версия реляционной концепции была выражена три столетия спустя в поэме Лукреция [14, с. 33]: «Также и времени нет самого по себе, но предметы Сами ведут к ощущению того, что в веках совершилось, что происходит теперь и что воспоследует позже. И неизбежно признать, что ищем ощущаться не может Время само по себе, вне движения тел и покоя».

В сущности, близкую формулировку основных положений реляционной концепции мы находим и у Г. Лейбница в его знаменитой полемике с С. Кларком [22]. Он, в частности, подчеркнул, что «мгновения в отрыве от вещей — ничего, они имеют свое существование только в последовательном порядке самих вещей» [22, с. 48]. Поэтому он считал, что «время является чем-то чисто относительным», а именно, «порядком последовательности» [22, с. 47]. Иными словами, в оригинальной трактовке Г. Лейбница время рассматривается как совокупность отношений длительностей некоторых вещей или их состояний (т. е. явлений), последовательно сменяющихся друг друга. Подчеркну в этой связи следующее.

Как у Лукреция, так и у Лейбница эмпирической основой реляционной концепции выступает брэнность вещей и их состояний или, иначе говоря, явлений. Ни того, ни другого пока еще не привлекает «событийный» аспект бытия и времени. Связано это, види-

мо, с тем, что научной эмпирической базой как реляционной, так и субстанциальной концепции вплоть до начала XIX столетия служила механика, имеющая дело с дискретными телами и их пространственными перемещениями, а не с процессами возникновения, трансформации и исчезновения материальных систем, т. е. с собственно событиями.

Событийная трактовка реляционной концепции времени возникла только в трудах А. Эйнштейна, который считал, что «физической реальностью обладают не точка пространства и не момент времени, когда что-либо произошло, а только само событие» [32, с. 25]. Однако такая трактовка времени А. Эйнштейном связана в основном с тем, что центральным моментом своей теории он считал проблему определения отношений одновременности, т. е. понятия, касающегося временной координации собственно событий, а не явлений. Кардинальное различие между событиями и явлениями и, соответственно, корреспондируемыми с ними мгновениями и моментами, вообще говоря, вытекает из эйнштейновской трактовки реляционной концепции и признается большинством современных философов (см., например, [1]). Однако научные основы для их разграничения были заложены в трудах В. И. Вернадского [5, 7], который опирался при разработке своей теории не только на достижения современной ему физики (включая исследования А. Эйнштейна), но на эмпирические данные геохимии, биологии и геологии.

Нередко считается, что одним из главных достоинств теории А. Эйнштейна является объединение самостоятельных и независимых в теории И. Ньютона пространства и времени в единый четырехмерный пространственно-временной континуум. В действительности это не совсем так, о чем, кстати, писал и сам А. Эйнштейн [33, с. 279—280]. Представление о едином пространстве — времени было введено в научную мысль В. И. Вернадским еще в 1885 г., когда он пришел к выводу, что «время и пространство отдельно в природе не встречаются, они неразделимы. Мы не знаем ни одного явления, которое не занимало бы части пространства и части времени. Только для логического удобства представляем мы отдельно пространство и отдельно время... Что же это за части неразделимые, — чего? Очевидно, того, что только и существует, это — материя...» [5, с. 112]. Отталкиваясь от этого вывода, В. И. Вернадский до конца жизни разрабатывал собственную оригинальную теорию реального времени — дления, которое он противопоставлял физическому времени (длительности). Главное отличие дления от длительности он видел в том, что первое является полярным (необратимым) и ани-

зотропным, тогда как второе — обратимым и изотропным.

Рассматривая и сравнивая проявления времени, связанные с различными формами организации материи (геохимической, биологической, геологической, космической), В. И. Вернадский [6, 7] пришел к выводу об их универсальном характере, выражающемся в закономерной брэнности любых материальных систем и процессов: существовании определенного среднего срока жизни как отдельных неделимых, так и определенных классов материальных систем, сохраняющихся в течение этого срока свою качественную определенность; в ритмичном (стадийном, поэтапном) преобразовании как индивидуальных систем (объектов), так и их классов (таксонов); в закономерном необратимом преобразовании одних классов систем в другие в процессе взрывов (скачков). Развивая эти представления В. И. Вернадского, предлагаю называть универсальные проявления дления хроноиндикаторами, выделив хронофантомы, хронофиксаторы и хроносепараторы [27].

Основу как индивидуальной, так и групповой (таксономической) брэнности любых материальных систем (хронофиксаторы) составляют квазипериодические (псевдоциклические) процессы, определяющие, с одной стороны, качественную определенность (настоящее время) любой системы в произвольно выделенный момент ее существования (и поэтому рассматриваемые в рамках субстанциальной концепции как «истинно» периодические или циклические), а с другой, — необратимость происходящих в каждой системе изменений, приводящих либо к ее исчезновению, либо к преобразованию в другую систему. Отсутствие четких качественных различий и условность разграничения таких смежных проявлений позволило назвать их хронофантомами. Специфическими проявлениями времени, выражающимися в скачкообразном (взрывчатом, по В. И. Вернадскому) характере необратимых процессов, приводящих к замене одних систем другими, являются хроносепараторы. Именно с ними В. И. Вернадский связывал, с одной стороны, такое фундаментальное свойство реального времени (дления), как его неоднородность, и видел в них наиболее яркое выражение его полярности (анизотропии), а с другой, — необходимость замены основных единиц измерения времени — длительности (секунд) более фундаментальными естественными мерами дления.

В дальнейшем нам еще не раз придется обращаться к исходным положениям разработанной В. И. Вернадским концепции реального времени-дления. Здесь же, чтобы завершить обсуждение проблемы эмпирических оснований

определения сущности понятия «время», отметим следующее.

В своих классических формах субстанциальная и реляционная концепции отражают два различных аспекта или две стороны объективного проявления времени как всеобщей формы бытия материи. Субстанциальная концепция фиксирует феномен непрерывного «течения» времени, связанного с процессами в материальных системах, сохраняющих свою качественную определенность, а реляционная — брэнность любых материальных систем и прерывистость сопряженных с ними процессов, выступающую как последовательность событий. Однако только из концепций реального времени-дления В. И. Вернадского можно вывести эмпирическое определение времени как инвариантного аспекта структуры материальных систем и процессов [20, 26]. Данное определение действительно для области материального мира (от атомарного до космического уровня его организации), основу существования которого составляют циклически необратимые процессы.

В заключение этого раздела подчеркну еще один момент. Как субстанциальная, так и реляционная концепции тесно связаны с крайним положением современной физической картины мира о сопряженности понятий пространства — времени и энергии — импульса. Наличие глубоких внутренних взаимосвязей между этими понятиями выражается, как известно, теоремой М. Нетер, демонстрирующей зависимость свойств симметрии пространства — времени и соответствующих законов сохранения и позволяющей выводить их друг из друга. В частности, в традиционной формулировке этой теоремы из однородности времени выводится закон сохранения энергии, однако поскольку понятия энергии — импульса считаются более фундаментальными, можно вывести, что именно закон сохранения энергии определяет однородность времени [24]. Эмпирически обоснованное В. И. Вернадским и вытекающее из общей теории относительности А. Эйнштейна представление о неоднородности реального времени служит, как мне представляется, объективной предпосылкой для всестороннего обсуждения (с учетом всей суммы накопленных современной наукой эмпирических данных) идеи античных атомистов о том, что именно время является источником движения. Во всяком случае, исходя из неоднородности и анизотропности дления, мне думается, что высказанные в работе Ю. А. Косыгина [11] неординарные мысли о соотношениях между временем и энергией заслуживают пристального внимания и тщательного анализа с привлечением более широкой эмпирической базы и нетривиального теоретического аппарата.

«...время есть одно из основных проявлений вещества, неотделимое от него его содержание».

В. И. Вернадский

При обсуждении с профессиональными философами проблем геологического времени мне неоднократно приходилось сталкиваться с типичными ситуациями, при которых невозможно было объяснить, что представляет собой геологическое время и в чем его коренное отличие от физического. В огромной длительности? Безусловно, но это не может служить достаточным основанием для их разграничения. В ретроспективно-реконструируемой природе? Конечно, но в ходе таких реконструкций, по мнению философов, мы воссоздаем не само время, а временные отношения и (отчасти) свойства феноменов геологической истории. В его конденсированной природе, определяемой законом Ч. Дарвина о неполноте (неадекватности) геологической летописи, исключающем возможность сведения геологического времени к физическому? Вероятно, хотя и этого довода недостаточно для выделения особого геологического времени. В том, что геология воссоздает реальное время (дление) существовавших и исчезнувших в глубокой древности систем и процессов, а физическое — репрезентирует динамическую модель лишь настоящего времени нашей Солнечной системы, сохраняющей пока что подвижно-равновесное состояние? Возможно, хотя и это не является достаточно сильным аргументом. Работа Ю. А. Косыгина [11] позволяет вернуться к обсуждению этой проблемы, подойдя к ней с более широких позиций.

Начнем обсуждение данной проблемы с анализа механизма формирования собственной человеческой памяти, в которой фиксируется его индивидуальное прошедшее время. Нескольким упрощая, можно считать, что фундаментом индивидуального времени человека являются его собственные биологические и психологические времена. В основе собственного биологического времени лежат биоритмические процессы, на фоне которых происходят необратимые изменения клеток, приводящие к постепенному старению организма и, в конечном итоге, к смерти. Иначе говоря, направление течения собственного биологического времени задается увеличением энтропии биологической системы. Основу индивидуального психологического времени человека составляет получаемая и накапливаемая им в течение жизни информация, что приводит к уменьшению его собственной неэнтропии. Принципиально важно, что в индивидуальном прошедшем времени (памяти) человека фиксируется не вся полу-

ченая им в течение жизни информация, а происходит ее выборочная селекция: человек запоминает (хранит в памяти) лишь наиболее существенные события и сведения своей жизни, забывая как ряд непосредственно связанных с ними деталей, так и малосущественные подробности своей жизни в промежутках между этими событиями. Индивидуальное прошедшее время в этом смысле можно уподобить роману: ни в одном из них не описываются минута за минутой, день за днем все поступки и переживания действующих лиц; автор романа строит его сюжет лишь на избранных коллизиях жизни своих героев. Таким образом, уже в личной памяти человека, представляющей его прошедшее индивидуальное время, происходит, во-первых, схематизация накопленной информации, представленной в памяти в форме следов, во-вторых, ее конденсация из-за селективного сохранения в памяти в основном наиболее выдающихся событий и, в-третьих, рассеяние (утрата) определенной части полученной в течении жизни информации.

Аналогичную природу в принципе имеет и историческое прошедшее время, в котором сохраняются информационные следы событий, имевших не индивидуальное значение, а игравших существенную роль в судьбах отдельных популяций, этносов и человечества в целом. В общем, в историческом прошлом с погружением в глубь веков, с одной стороны, уменьшается количество событий, фиксирующих в исторической памяти течение времени, а с другой, возрастает их конденсация за счет сохранения информации только о наиболее выдающихся событиях. Параллельно происходит изменение и самой структуры информации: если в индивидуальном прошлом информация о делах давно минувших дней сохраняется в форме воспоминаний о них как о процессах взаимодействия, то в исторической памяти эта информация предстает как в форме преданий старины глубокой, более или менее точно описывающих процесс тех или иных событий, так и в виде следов — творений духовной и материальной культуры, архитектуры, искусства и т. п. С переходом ко все более древнему историческому времени эта материальная компонента информации неуклонно возрастает. Происходит, таким образом, не только конденсация и материализация информации, но и ее рассеяние, которому способствуют два процесса. Во-первых, рассеяние информации идет

естественным путем — за счет утраты информации о несущественных деталях, подробностях, касающихся как самих событий, так и разделяющих их «бессобытийных» промежутков времени. Во-вторых, к рассеянию информации приводят также наложенные процессы, уничтожающие следы жизнедеятельности отдельных этносов. К числу таких процессов относятся, с одной стороны, геологические катастрофы (землетрясения, вулканические извержения, наводнения и т. п.) и вековые изменения, меняющие лик Земли, а с другой, — войны, сопровождаемые варварским уничтожением следов материальной и духовной культуры одних народов другими.

С переходом к археологическому времени резко возрастает материализация информации, фиксирующей его ход, и происходит ее существенная трансформация. Фактической основой для реконструкции археологического времени являются следы жизнедеятельности отдельных человеческих популяций и их взаимодействия с окружающей природой. Информация о каких-либо событиях внутри- и межпопуляционных отношений практически полностью утрачивается — она может быть только с большей или меньшей долей вероятности реконструирована. Соответственно происходит и качественное изменение темпоральной информации: если в индивидуальном прошлом она предстает исключительно как последовательность событий, а в историческом как преимущественно последовательность событий либо ограничивающих определение состояния этносов или человечества в целом, либо отмечающих переломные моменты в их развитии, то археологическое время представляется нам уже не как последовательность событий, а как последовательный ряд состояний человеческой культуры. Иными словами, при переходе от индивидуального прошедшего времени к историческому и затем к археологическому происходит постепенное изменение относительной роли хроноиндикаторов, репрезентирующих течение реального времени или проявление дления: если в первом основную роль играют хроносепараторы, сохраняющие преимущественное положение перед хронофиксаторами и в историческом времени, то в археологическом на первый план выступают именно хронофиксаторы как проявления брэнности отдельных состояний человечества. То обстоятельство, что конденсация информации в археологическом времени происходит в основном за счет элиминации ее событийной компоненты (хроносепараторов) определяет еще одну его особенность, а именно, псевдодискретный характер.

С переходом от исторического времени к археологическому практически утрачивается связь дления с календарем, представляющим

течение обыденного (физического) времени, и возникает объективная необходимость в введении самостоятельной метрики дления, основанной на закономерной брэнности материальных систем, развивающихся параллельно с человечеством. Не случайно для датировки археологических феноменов используются палеоклиматические события, эпизоды инверсий магнитного поля Земли, палеонтологические данные, результаты радиоизотопного анализа отдельных элементов и ряд других методов, позволяющих метризовать реальное время (дление).

Геологическое время в гипергенной оболочке Земли представлено информацией, закодированной в составе, структурных свойствах и отношениях естественных геологических тел (стратонов). Последние представляют собой протоколы функционирования существовавших ранее иерархически соподчиненных систем (экосистем), — т. е. «небольшие побочные продукты более значительных событий, общими следствиями которых являются множество других событий, причем более важных» [23, с. 37]. Подчеркну в этой связи два момента. Во-первых, протокольная природа темпоральной геологической информации определяется эмпирическим законом Ч. Дарвина о неадекватности (неполноте) геологической летописи. Во-вторых, именно вследствие того, что конкретные геологические тела представляют собой протоколы функционирования палеоэкосистем, они связаны с теми динамическими (генетическими и историческими) моделями, которые реконструируются на их базе с помощью принципа актуализма, одно-многозначным соответствием.

В отличие от рассмотренных выше других видов прошедшего времени, в геологическом времени закодирована информация о всех формах проявления дления. Так, в многократном закономерном чередовании различных типов пород (например, во флишевых толщах) запротоколированы псевдоциклические процессы (хронофаптомы); в последовательности литологически разнородных толщ, выполняющих палеобассейны, запечатлена смена подвижно-равновесных состояний соответствующей палеоэкосистемы (хронофиксаторы); наконец, в характере контактов (постепенный переход или различные виды несогласий) сменяющих друг друга стратонов заключена информация о тех событиях (хроносепараторах), которые привели к возникновению, изменению состояния или исчезновению репрезентируемых ими палеоэкосистем. Принципиально важно подчеркнуть, что все указанные проявления дления характеризуют реальное индивидуальное (по [11]), собственное (по [20]) время или брэнность (по [7]) иерархически соподчиненных геоло-

гических (s. l.) систем, благодаря чему универсальное всеземное (всемирное) геологическое время имеет сложную объемно-иерархическую структуру. Этим оно в корне отличается как от абсолютного времени И. Ньютона, так и от современного концептуального физического времени, которые обладают простой линейно-векториальной структурой.

Так же, как и при переходе от индивидуального к историческому и затем к археологическому времени, в геологическом времени с продвижением в глубь истории Земли происходит постепенное рассеяние темпоральной информации. Следствием этого является, с одной стороны, возрастание объемов временных подразделений, а с другой, — приобретение ими псевдодискретного характера. Подчеркну, что рассеяние временной информации под влиянием, например, метаморфических процессов связано не только с переработкой первичных пространственно-временных свойств и отношений геологических (s. l.) систем, но затрагивает и радиологические часы [20]. Очевидно, именно этим феноменом обусловлены приводимые Ю. А. Косыгиным [11, с. 99] «случайные» значения радиологического возраста Земли, превосходящие ее канонические оценки в полтора, два раза и более.

III

Думается, что на основании изложенного можно прийти к выводу, что геологическое время является особым видом прошлого времени и обладает как его общими (родовыми) свойствами, так и специфическими (видовыми) отличиями. Общими признаками прошлого времени являются его ретроспективно-реконструируемый характер, информационная (негэнтропийная) природа и конденсированность. Хотелось бы в этой связи подчеркнуть фундаментальное значение эмпирического закона Ч. Дарвина о неадекватности (неполноте) геологической летописи, который является по сути дела частным случаем более общего закона конденсации темпоральной информации. Прямым следствием этого закона является несводимость геологического времени к физическому или, иначе говоря, положение о необходимости разработки самостоятельной метрики геологического времени [20].

Видовая специфика геологического времени определяется, с одной стороны, его неоднородностью, а с другой, — сложной объемно-иерархической структурой. Именно этими свойствами геологического времени обусловлены те методологические трудности, с которыми приходится сталкиваться при создании его модели и метрики.

«Измерение не есть механический акт: это есть исследование, научное творчество, неизбежно приводящее к углублению в свойства того явления, которое подлежит измерению... При таком характере измерения совершенно неизбежно проявляются некоторые стороны самого времени, некоторые его свойства..., подлежащие изучению испытателями природы».

В. И. Вернадский

Понятие о времени как о некотором универсальном параметре, подлежащем измерению (счету) и позволяющем определять временные свойства и отношения любых природных феноменов, намного опередило возникновение научного представления о времени, послужив толчком к размышлениям на тему о природе и сущности времени. Известно, что самый древний дошедший до нас лунно-солнечный календарь был создан шумерами уже около 2500 г. до н. э., а первые известные нам представления о времени как об особой субстанции были высказаны на рубеже VII—VI веков до н. э. основателем милетской школы Фалесом. Последний, кстати, занимался в основном астрономическими исследованиями, измерением продолжительности года и его отдельных сезонов [15]. Именно в ходе практического измерения времени и в связи с разработкой теории этого процесса наука столкнулась с проблемами определения свойств и структуры реального времени, а фи-

лософия завязала гордиев узел проблемы его конечности — бесконечности. Не вдаваясь в подробное обсуждение этих вопросов, коснусь лишь тех аспектов, которые так или иначе относятся к проблемам создания метрики геологического времени и его измерения.

Принципиальные различия между представлениями о континуальности (непрерывности) и дискретности (прерывности) пространства и времени возникли уже в античной науке и философии и тесно связаны с развитием, соответственно, континуальной математики и математического (пифагорейцы) и затем физического (Демокрит) атомизма [2, 8, 10]. Значительно упрощая проблему, основные различия между теориями континуального и дискретного пространства и времени можно свести к следующему.

С точки зрения континуальной теории, тесно связанной с субстанциальной концепцией времени, непрерывность его обуславливается от-

сутствием выделенных мгновений и неразличимостью последних с моментами. Делимость времени определяется конечной продолжительностью (бренностью) существования отдельных материальных систем и процессов. Поэтому основу (базис) метрики времени составляют модели каких-либо реальных квазипериодических обратимых процессов, благодаря чему метрика времени является внешним по отношению к нему самому построением. Вследствие неразличимости смежных состояний базисной системы, основу существования которой составляют квазипериодические обратимые процессы, границы между подразделениями концептуального времени являются условными и положение их устанавливается на основании договоренностей (конвенций). С операциональной точки зрения решающим моментом создания метрики времени является установление границ, разделяющих неразличимые по своему содержанию (т. е. эквивалентные) интервалы длительности, которые выступают в качестве ее естественных первоначальных мер. Такими единицами измерения, в частности, являются год (период обращения Земли вокруг Солнца), месяц (период между полнолуниями) и сутки (период обращения Земли вокруг своей оси). Количественная равноценность (т. е. эквивалентность) естественных мер времени обеспечивается введением стандартной, неизменной по своей продолжительности, искусственной единицы измерения, представляющей собой определенную часть среднестатистической длительности наименьшей естественной меры времени. Так, опорная для системы искусственных мер времени единица — секунда — определяется как 1 : 84 600 доля средних солнечных суток.

Теория дискретного пространства — времени тесно связана с научным атомизмом и тяготеет, скорее, к реляционной, чем к субстанциальной концепции времени. Поиски эмпирического подтверждения существования элементарных пространственно-временных объемов сейчас сосредоточены в области изучения микромира элементарных частиц, применительно к которому возникают серьезные сомнения по поводу возможности использования не только традиционных представлений о пространстве и времени, но и связанных с ними фундаментальных законов современной физики, включая, видимо, и законы сохранения [3]. В рамках дискретной теории предполагается существование естественных неделимых «атомов» времени (хрононов), благодаря которым оно обладает внутренней, изначально присущей ему (имманентной) метрикой. А поскольку в природе отсутствуют полностью обратимые процессы и любой фазе каждого псевдоцикла отвечает новое специфическое состояние системы, постольку течение времени в рамках рассматриваемой

теории представляется как непрерывная последовательность актов становления (событий), имеющих дискретную, атомарную природу [4]. Таким образом, в теории дискретного времени события отождествляются с состояниями системы, а не с процессом их изменения, который носит вневременной характер (принцип реновации). Благодаря наличию хрононов процесс измерения длительности любых природных феноменов сводится к счету, т. е. к определению конечного числа элементарных подразделений времени, отвечающего продолжительности данного конкретного явления.

В основе теории непрерывно-дискретного времени лежит развитие Г. Гегелем [9] учение о диалектическом единстве прерывных и непрерывных величин. Согласно этому учению, распространенному Г. Гегелем на пространство и время, всякая дискретная величина внутри себя является непрерывной, а всякая непрерывность объединяет дискретные величины. Эмпирическим обоснованием теории непрерывно-дискретного времени служит непрерывная последовательность актов становления (событий) и разделяемых ими квазистабильных (подвижно-равновесных) состояний в течение индивидуальной бренности конкретных материальных систем. Подчеркну, что в рамках данной теории событиям обычно приписывается атомарный (дискретный), а по сути дела — вневременной характер. Отличительной чертой метрики, опирающейся на теорию непрерывно-дискретного времени, является признание «естественной» (т. е. событийной) природы границ его первоначальных мер. Иначе говоря, за основу метрики в рассматриваемом случае принимается модель реального времени (бренности) базисной системы, основными компонентами которого являются моменты, соответствующие ее качественно различным подвижно-равновесным состояниям, и мгновения, отвечающие скачкообразным переходам между этими состояниями.

В заключение этого краткого обзора подчеркну следующее. Независимо от того, какая из перечисленных теорий реального времени, описывающих его собственные свойства, принимается на вооружение, время как физический параметр всегда выступает как математическая модель бренности некоторого реального процесса, непосредственно не связанного с теми природными феноменами, временные свойства и отношения которых подлежат определению. Такой модельно-концептуальный характер времени-параметра объективно обусловлен следующими обстоятельствами. Во-первых, необходимость выбора модели бренности одного из природных процессов в качестве эталонной для построения метрики времени-параметра определяется законом метакронного развития лю-

бых природных систем и процессов [28]. Во-вторых, отсутствие в природе абсолютно замкнутых (т. е. не взаимодействующих с окружающим миром) систем требует для обеспечения эквивалентности естественных первоначальных мер брэнности базисного процесса введения определенных математических поправок, позволяющих, с одной стороны, приводить длительности конкретных хроноиндикаторов к среднему значению, а с другой — элиминировать наведенные извне нерегулярности в развитии базисного процесса. Благодаря тому, что в качестве базиса метрики времени-параметра обычно выбирается модель брэнности процесса, наименее подверженного внешним влияниям, концептуальное время приобретает фоновый или псевдосубстанциальный характер.

Далее, в качестве первоосновы любой метрики концептуального времени выступают его естественные первоначальные меры, т. е. промежутки длительности, отвечающие определенным хроноиндикаторам брэнности базисного процесса. Так, в метрике, опирающейся на теорию континуального времени, за его естественные первоначальные меры принимаются хронофантомы, т. е. периоды длительности, отвечающие отдельным псевдоциклам базисного процесса; в метрике, связанной с теорией дискретного времени, в качестве таковых могут выступать как хронофантомы, так и хронофиксаторы, т. е. промежутки длительностей, соответствующие последовательно сменяющим друг друга качественно различным состояниям базисной системы; наконец, в метрике, основанной на теории континуально-дискретного времени, при обособлении ее подразделений используются все хроноиндикаторы длеления — хронофантомы, хроносепараторы и хронофиксаторы. Использование в качестве естественных первоначальных мер разных видов хроноиндикаторов предопределяет специфику методологических подходов к созданию метрик концептуального времени, связанных с различными теориями. Ключевыми для любой методологии являются вопросы, касающиеся введения содержательных дефиниций исходных для любой метрики понятий «подразделение» и «граница», выделения элементарных естественных первоначальных мер, создания системы иерархически соподчиненных, согласованных (т. е. связанных определенной математической зависимостью) между собой как естественных, так и искусственных подразделений, определяющих структуру метрики.

Наконец, используемая нами в повседневной практике метрика (календарь) обыденного (концептуального физического) времени опирается на континуальную теорию. Зародившись более 4,5 тысячелетий тому назад, этот календарь претерпел значительные изменения и

усовершенствования, однако сохранил неизменными свои главные особенности: видимо, простейшую среди мыслимых форму линейного вектора («стрелы»), условность, искусственность границ естественных подразделений (года, месяца, суток) и их точечную, вневременную природу. Длительность использования и простота употребления привели к закреплению в нашем сознании данного представления о календаре (метрике) и его свойствах как о единственно возможных. И, несмотря на явную ошибочность такого предрассудка, одним из главных требований к метрикам концептуального времени, связанным с другими теориями, является их соответствие по форме привычному и удобному для нас календарю обыденного времени. Желательность выполнения этого требования вносит определенные дополнения в методологию построения модели и метрики концептуального времени, опирающихся на континуально-дискретную теорию [27].

Геология, как и любая научная дисциплина, нуждается в метрике концептуального времени для определения временных свойств и отношений тех феноменов геологической истории Земли, информация о которых запечатлена в ее гипергенной оболочке. Невозможность непосредственного использования для решения этих задач календаря обыденного времени предопределила необходимость создания особой шкалы геологического времени, материальной (физической) основой которой послужила разработанная в течение XIX столетия так называемая Международная (единая, общая) стратиграфическая шкала (далее — МСШ). Подчеркну, что, как и созданный на заре человеческой цивилизации календарь, эта шкала представляет собой эмпирическое обобщение выявленных в процессе ее построения наиболее ярко выраженных закономерностей развития Земли и населявшего ее органического мира. В период ее формирования не поднимался вопрос ни о специфических свойствах реального геологического времени, ни о его отличии от физического, ни об их соотношениях друг с другом. Единственным признаком, отличающим геологическое время от ньютоновского абсолютного, признавалась его относительность, которая весьма своеобразно трактовалась как невозможность применения в геологии такой меры обыденного (т. е. относительного по И. Ньютону) времени, как год. Впрочем, данный критерий разделения геохронологии на относительную (основанную на стратиграфии) и абсолютную (опирающуюся на радиологию) сохраняется и поныне. Вместе с тем, анализируя изменения в эмпирических и теоретических предпосылках для выделения единиц МСШ, трансформацию представлений об их

сущности и структуре МСШ, можно, как мне представляется, подойти и к пониманию эволюции взглядов на свойства самого геологического времени. Поэтому ниже я постараюсь выяснить соотношения между эмпирически установленными свойствами подразделений МСШ на разных этапах ее формирования и различными видами хроноиндикаторов дления. Надеюсь, это позволит не только воссоздать эволюцию представлений о свойствах реального геологического времени, но и даст возможность спрогнозировать пути дальнейшего развития и совершенствования МСШ и превращения ее в метрику концептуального геологического (стратиграфического) времени.

Каркас современной МСШ был создан в первой половине XIX столетия, когда были выделены и получили наименования все основные ее подразделения. В своем первоначальном виде МСШ представляла собой систему иерархически соподчиненных, четко отличающихся друг от друга как по литологическому, так и палеонтологическому содержанию, резко разграниченных подразделений, отвечающих последовательным состояниям палеобиосферы. В соответствии с теорией катастроф естественными рубежами таких состояний являлись всемирные перевороты — скачки, сопровождавшиеся коренными преобразованиями органического мира планеты. Указанные особенности подразделений и их границ показывают, что на начальном этапе развития МСШ эмпирические данные свидетельствовали в пользу дискретной природы геологического времени.

Во второй половине XIX в. благодаря распространению геологических исследований за пределы Старого Света значительно расширилась эмпирическая база МСШ. Одновременно в связи с заменой теории катастроф на эволюционное учение Ч. Дарвина произошли кардинальные изменения в теоретическом аппарате стратиграфии. После установления между казавшимися ранее абсолютно дискретными подразделениями МСШ переходных слоев (зон, горизонтов) в стратиграфию прочно вошло представление об искусственной природе и условном характере стратиграфических границ, отвечавшее взглядам «всякого убежденного прямолинейного эволюциониста, признающего, что природа не делает скачков и перерывов» [18, с. 138]. Данная точка зрения отвечает теории непрерывного геологического времени. Рассматривая историю формирования современной структуры МСШ, необходимо подчеркнуть еще два момента.

Во-первых, уже на подготовительном этапе к ее официальному принятию и утверждению выявилась дуалистическая природа МСШ: с одной стороны, она представляла собой систему иерархически соподчиненных эталонных

подразделений, выполняющих, по выражению Ж. Реневье, функции хронографа (т. е. измерительного прибора), а с другой, — МСШ выступала и как результат «классификации» (точнее, систематизации) региональных стратонтов по признаку их возрастных отношений.

Во-вторых, само создание МСШ как системы иерархически соподчиненных подразделений, охватывающих без перерывов и взаимных перекрытий всю историю гипергенной оболочки Земли, было вызвано необходимостью корреляции тех конкретных геологических тел (стратонтов), отличающихся друг от друга не только литологическими, но и палеонтологическими признаками, которые были установлены в различных регионах. При этом вскоре выяснилось, что ряд незначительных по объему (дробных) биостратиграфических подразделений не может быть прослежен в глобальном масштабе. VII (Петербург, 1897 г.) и VIII (Париж, 1900 г.) сессии Международного геологического конгресса, специально рассматривавшие вопрос об универсальности подразделений МСШ различного ранга, подчеркивали, что подразделения четвертого (ярусы — века) и даже третьего (серии — эпохи) ранга имеют не универсальное (глобальное), а региональное значение. По сути дела, сепарация подразделений МСШ в зависимости от их объема на глобальные и региональные являлась эмпирическим доказательством специфической, пространственно-временной, природы геохронологических единиц.

Современные представления о свойствах геологического времени определяются внедрением в теорию и практику так называемого событийного подхода к определению стратиграфических границ. Сам по себе возврат к представлению о существовании в истории Земли глобальных событий, которым, в частности, и отвечают упоминавшиеся выше переходные горизонты, означает фактическое признание непрерывно-прерывистого характера процесса формирования гипергенной оболочки. В свою очередь, это приводит нас к выводу о непрерывно-дискретной природе геологического времени [26, 27]. Принципиально важно подчеркнуть, что при моделировании реального геологического времени, связанном с изучением переходов между последовательными состояниями геологических и палеобиологических систем, стратиграфия получает эмпирический материал по анатомии разделяющих их скачков. Накопленный по данному вопросу (пока еще не слишком обширный) фактический материал указывает на сложную структуру этих пограничных состояний и не подтверждает представлений о мгновенном (вневременном) характере обуславливающих их событий. Видимо, одной из сверхзадач, которая может быть поставлена

перед событийным подходом, является выявление сущности и внутренней структуры скачкообразных переходов между подвижно-равновесными состояниями различных по своей природе систем.

Другой сверхзадачей, имеющей непосредственное отношение к созданию метрики концептуального геологического (стратиграфического) времени, является выделение среди событий по меньшей мере двух классов: связанных с действием квазипериодических факторов с различной амплитудой, с одной стороны, и вызванных эпизодическими, нерегулярными воздействиями на биосферу — с другой. Выявление первого класса событий позволит ввести в модель метрики концептуального стратиграфического времени систему эквиполентных естественных мер, отвечающих иерархически соподчиненным псевдоциклам с различной амплитудой, связанным с регулярным воздействием на биосферу Земли каких-то определенных факторов.

Далее, принципиальное значение имеет также рекомендация XXV (Сидней, 1976 г.) Международного геологического конгресса об использовании универсального (палеобиологического) метода определения хроностратиграфических границ. По сути дела, это решение означает переход к созданию модели локального всеземного палеобиологического (эволюционного) времени, которая должна выполнять функции прибора для определения временных свойств и отношений феноменов собственно геологической истории. Подчеркну, что реализация данной программы требует выделения в качестве особого раздела стратиграфии всех проблем, касающихся как методологических, так и операциональных аспектов теории концептуального геологического (стратиграфического) времени, и, как следствие, формального

разделения прибора для его измерения (хроностратиграфической шкалы) и собственно стратиграфической шкалы, а точнее — схемы [25]. Поскольку мне уже не раз приходилось обсуждать различные аспекты теории концептуального стратиграфического времени [26, 27], не буду останавливаться на рассмотрении этих вопросов, отметив лишь следующие моменты.

Во-первых, кардинальное различие между понятиями физическое и геологическое время определяет и принципиальную разницу между моделями, выбираемыми в качестве базиса метрик соответствующих концептуальных времен. Так, если за основу метрики концептуального физического времени принимаются модели квазипериодических обратимых процессов, то в качестве базиса метрики концептуального стратиграфического времени (точнее, ее прототипа — хроностратиграфической шкалы) изначально выступала модель направленного, циклически-необратимого процесса, а именно — эволюции органического мира. Соответственно в корне различаются и те хроноиндикаторы, которые используются в качестве естественных первоначальных мер в метриках физического и стратиграфического концептуального времени: в первой таковыми выступают хронофантомы, а во второй — хронофиксаторы, т. е. брэнности последовательно сменявшихся друг друга биосистем (таксонов).

Во-вторых, современная хроностратиграфия вплотную подошла к осмысливанию того положения, что в отличие от метрики концептуального физического времени, имеющей линейно-векторную структуру, метрика концептуального стратиграфического времени должна иметь более сложную объемную структуру. Этот вывод имеет под собой не только эмпирическое (собственно геологическое), но и теоретическое обоснование.

IV

«Нельзя сказать, что время имеет абсолютный, т. е. независимый от состояния движения системы отсчета, смысл».

А. Эйнштейн

С точки зрения обсуждаемой нами проблемы наиболее существенным достижением сформулированной А. Эйнштейном реляционной парадигмы представляется выдвигаемый общей теорией относительности тезис о зависимости времени от состояния и изменений, происходящих с материальными системами под влиянием как внутри-, так и межсистемных взаимодействий, с одной стороны, и вытекающий из этого положения вывод об иерархической структуре категорий «время» и «простран-

ство — время», требующий разграничения понятий собственного, локального и всеобщего (универсального) времени (пространства — времени), — с другой. Не вдаваясь в детальное обсуждение этой проблемы, подробно рассмотренной нами [20] и Ю. А. Косыгиным [11], напомним лишь главные различия между тремя указанными видами времени, поскольку это имеет непосредственное отношение к определению принципиальной структуры метрики концептуального геологического времени.

Собственное время любой замкнутой материальной системы определяется взаимодействиями составляющих ее компонентов и регулируется внутренними (автономными, имманентными) законами ее развития. Основу собственного времени составляют циклически-необратимые процессы, обуславливающие, с одной стороны, структурированность, а с другой, — конкретную продолжительность индивидуальной брэнности каждой системы. В наиболее «чистом» виде собственное время проявляется в трансмутациях химических элементов, практически не подверженных каким-либо внешним воздействиям.

Однако фактически ни одна материальная система не может рассматриваться как полностью замкнутая (т. е. изолированная от внешних воздействий), поскольку в развитии ее так или иначе отображаются результаты влияния внешних факторов, как эпизодических, нерегулярных, так и квазипериодических, отражающих ритмику автономного развития систем более высокого порядка (уровня организации). Изменения состояния системы под совокупным влиянием как внутренних, так и внешних факторов, определяющие структурированность ее индивидуальной брэнности, принято называть локальным (индивидуальным, по Ю. А. Косыгину) временем. Метрика обыденного (концептуального физического) времени опирается на модель локального времени Земли, поскольку его структура определяется не только взаимодействиями в системе Солнце — Земля — Луна, но и влиянием на эту систему со стороны других планет Солнечной системы и Галактики.

Наконец, под всеобщим (универсальным) понимается локальное время над(супер)системы, соотнесенное с собственным и локальным временем образующих ее систем(подсистем) — компонентов, для которых оно выступает в качестве «фона». Иначе говоря, по отношению к собственному и локальному времени системы любого уровня организации локальное время системы более высокого уровня организации является универсальным. Подчеркну, во-первых, иерархическую структуру универсального времени, а во-вторых, относительность этого понятия. Так, например, в иерархии экологическая ниша — фациальная зона — бассейн — провинция — биогеографический пояс — биосфера локальное время каждой экосистемы более высокого порядка выступает как универсальное по отношению к локальным временам всех экосистем низшего порядка, являющихся ее компонентами.

Как уже отмечалось выше, еще на начальном этапе создания МСШ были выявлены объективные эмпирические предпосылки для разделения стратиграфических (и соответству-

ющих им геохронологических) подразделений на две категории — глобальных и региональных. Длительное время вопрос о соотношениях между этими двумя категориями дискутировался только применительно к стратиграфическим (но не геохронологическим) единицам. Вместе с тем, в процессе осуществления программы среднемасштабного геокартирования выявилась объективная необходимость дополнения системы глобальных подразделений МСШ системой подразделений региональных стратиграфических шкал. Одновременно с развитием палеобиогеографических исследований к середине 70-х годов нашего столетия выяснились возможность и необходимость построения не только региональных, охватывающих отдельные палеобассейны, но также провинциальных и поясных зональных шкал, дополняющих систему подразделений МСШ. Таким образом, в результате всех этих исследований была создана эмпирическая база для создания объемной иерархической системы геологического пространства — времени. Подчеркну в этой связи следующие моменты.

Наиболее (хотя и недостаточно) полно концепция иерархической структуры применительно к стратиграфическим подразделениям реализована в Стратиграфическом кодексе СССР [31], в котором выделено три их основных категории: общие (планетарные), региональные и местные, отражающие «географическое распространение соответствующих подразделений и различную степень общности характеризующих их признаков» [31, с. 18]. Здесь же указывается, что «критериями установления (обоснования) основных подразделений являются:

а) единство времени формирования горных пород, составляющих стратиграфическое подразделение на всей площади его распространения в пределах установленного (выбранного) стратиграфического объема;

б) самостоятельность этапа геологического развития земной коры или отдельного ее участка, которому отвечает данное стратиграфическое подразделение».

Если придерживаться общепринятой точки зрения, согласно которой стратиграфическим подразделениям отвечают геохронологические (хроностратиграфические), то нетрудно понять, что построенная на такой стратиграфической базе хроностратиграфическая шкала будет представлять модель лишь собственного геологического времени Земли, подобную биографическому послужному списку человека, являющемуся моделью его индивидуального времени. Использовать такие модели можно лишь для оценки отношений последовательности и включенности составляющих их канву феноменов, но не для построения внешней по отношению

к ним метрики концептуального времени. В качестве прототипа такой метрики сейчас может выступать хроностратиграфическая шкала, опирающаяся на модель эволюции органического мира и отражающая реальную пространственно-временную иерархию биохронологических подразделений, репрезентирующих течение (ход) локального времени в палеоэкосистемах разных уровней организации палеобиосферы.

В последнее время в связи с развертыванием в нашей стране крупномасштабного геологического картирования особую актуальность приобретает вопрос о разрешающей способности хроностратиграфической шкалы, т. е. о предельной дробности ее подразделений и точности корреляции. Не вдаваясь в подробное обсуждение этой проблемы, отмечу, что решение ее регулируется принципом, сформулированным Ю. А. Косыгиным [14, с. 77]: временной объем хроностратиграфического подразделения прямо пропорционален его ареалу. То есть, чем шире пространственное распространение хроностратона, тем больше его временной объем, и наоборот, чем на меньшей площади может быть прослежено данное подразделение, тем меньшим временным объемом оно обладает. Иначе говоря, чем выше дробность подразделений хроностратиграфической шкалы и точность основанных на ней корреляций, тем меньше сфера ее применения. А поскольку ход локального времени любой биосистемы регулируется не только ее внутренними, но и внешними взаимодействиями, постольку очевидно, что подразделения всеземного палеобиологического локального времени, отражающие реакцию палеобиосферы на глобальные события, обладают наибольшим временным объемом. Отсюда, в частности, следует, что, во-первых, не каждое биостратиграфическое подразделение имеет статус глобального хроностратиграфического и, во-вторых, дробность подразделений хроностратиграфической шкалы и точность опирающихся на нее корреляций не беспредельны.

Теоретически объемная структура хроностратиграфической шкалы на уровне ее элементарных (подчиненных ярусу) подразделений может объединять следующие виды зональных единиц, пространственные ареалы которых определяются иерархией естественных выделов, относящихся к различным уровням организации палеобиосферы: глоны — имеют глобальное распространение; клоны — охватывают отдельные климатические (биогеографические) пояса; проны — выделяются в рамках секториальных блоков отдельных климатических (биогеографических) поясов (провинций); рены — прослеживаются на территории внутривинциальных систем палеобассейнов, лоны — огра-

ничены пределами одного палеобассейна [29].

Анализ конкретных данных о соотношениях между глобальными и региональными (s. l.) биостратиграфическими подразделениями на разных возрастных интервалах показывает, что на каждом из них хроностратиграфическая шкала обладает неодинаковой структурой, которая непосредственно зависит от сложности климатической и тектонической дифференциации земной поверхности на данном этапе ее исторического развития. Вместе с тем, для каждого из таких этапов сохраняются определенные различия не только в вещественных и параметрических свойствах собственно стратиграфических подразделений, но также в структуре локальных хроностратиграфических шкал и соотношениях между их подразделениями и местными стратонами. С одной стороны, эти факты свидетельствуют о различном течении собственно геологического и локального палеобиологического времени в рамках каждого палеобассейна, что и служит объективной предпосылкой для создания относительно независимой, внешней по отношению к собственно геологическим феноменам, хроностратиграфической шкалы на палеобиологической основе. С другой стороны, сравнение структуры региональных хроностратиграфических шкал в рамках одного и того же интервала глобального палеобиологического времени неизбежно приводит нас к выводу о различиях в ходе («темпе») локальных времен, связанных с самостоятельными палеобассейнами (или, в более общем плане, с любыми самостоятельными палеоэкосистемами, принадлежащими к одному и тому же уровню организации палеобиосферы). Данный вывод, как мне кажется, имеет не только сугубо геологическое, но и более широкое значение, и вот почему.

Уже в середине прошлого века, когда стала очевидной разница в режимах тектонического и связанных с ним стилей исторического развития платформ и геосинклиналей, геология, по сути дела, вплотную столкнулась с фактической анизотропией геологического пространства. Практически одновременно (в процессе составления предварительных корреляционных таблиц при подготовке первого варианта МСШ) она получила эмпирические данные, с одной стороны, об анизотропности геологического времени, а с другой, — о различном ходе собственного времени у отдельных структур. В первой четверти нашего столетия на основании обобщения этих эмпирических данных и их историко-генетической интерпретации был выведен закон метахронности развития геологических структур, который позднее оказалось возможным распространить и на биологические системы [27, 28 и др.]. В настоящее время мы, в сущности, приходим к выводу о метахроно-

сти времени, связанного с различными биологическими и геологическими системами. Последние, очевидно, можно рассматривать как неинерциальные системы с различными массами и энергией-импульсом. И если это действительно так, то мы получаем эмпирическое подтверждение одного из основных положений общей теории относительности, согласно которому метрика пространства — времени определяется распределением и движением масс и с переходом между системами, обладающими различными потенциалами тяготения, меняется метрика (т. е. темп хода) времени. При этом нельзя забывать, что геология имеет дело с реальным временем — брэнностью как параллельной развивавшихся, так и последовательно возникавших и исчезающих палеобиологических и геологических систем, определяющих неоднородность и континуально-дискретную структуру геологического пространства — времени.

Как показывают данные современной космологии, доступная для изучения область Вселенной благодаря неравномерному распределению масс вещества и энергии-импульса обладает анизотропным пространством с континуально-дискретной структурой. Думается, что в соответствии с общей теорией относительности есть основания полагать, что анизотропия и континуально-дискретная структура характеризуют не только пространство, но и пространство — время Вселенной, на которое тогда можно распространить и действие закона метахронного развития времени. Однако в этом случае сама по себе постановка вопроса о начале и конце времени Вселенной окажется некорректной. Действительно, если считать, что бесконечность существования Вселенной определяется непрерывно-прерывистым процессом перераспределения масс вещества (материи) и энергии-импульса, то можно говорить лишь о начале и конце собственного и локального времени (т. е. брэнности) отдельных галактических образований, но отнюдь не всей Вселенной. С этой точки зрения прав Ю. А. Косыгин, который считает, что «для Вселенной не обязательны ни „дни творения“, ни большой взрыв» [11, с. 83].

*
* *
*

В заключение этого затянувшегося эссе, выданного знакомством с работой Ю. А. Косыгина [11], хотелось бы подчеркнуть следующее.

Прежде всего, я стремился показать, что обобщение и осмысливание эмпирических данных геологии и, в частности, стратиграфии позволяет подойти если не к решению, то по крайней мере — освещению с более широких

естественно-научных позиций ряда философских проблем, среди которых проблемы пространства — времени занимают одно из центральных мест. В этой связи два момента представляются мне наиболее примечательными и заслуживающими внимания.

Первый из них касается исторического аспекта развития современных представлений о сущности и свойствах пространства — времени. По сути дела, геология и палеобиология на уровне эмпирических обобщений пришли к ряду положений современной философии либо значительно раньше, либо практически одновременно с физикой, которая всегда служила и до сих пор продолжает служить в качестве естественно-научной базы философии. Возможно, это связано с тем, что геология имеет дело с конкретными материальными телами, их свойствами и отношениями, с трудом поддающимися формализации, тогда как физика оперирует абстрактными понятиями и строгой математической системой доказательств, создающей имидж точного знания.

Второй момент, заслуживающий, как мне представляется, глубокого осмысления, заключается в том, что по сути дела геология сталкивается не только со всеми релятивистскими эффектами, которые прогнозируются специальной и общей теорией относительности лишь для микро- и макрокосма, но и с теми явлениями, изучение которых является прерогативой квантовой физики. Подчеркну, что речь в данном случае, конечно, идет не о количественных параметрах соответствующих явлений, а об их качественной специфике, об их сути.

Далее, в этой, как и в других своих работах, я попытался показать, что философское осмысливание тех эмпирических данных и обобщений, которыми располагает геология и, в частности, стратиграфия, имеет не только общее познавательное и мировоззренческое, но и глубоко прагматическое значение. Наш знаменитый соотечественник А. П. Карпинский говорил, что геолог видит в поле только то, что он знает. Развивая эту мысль, можно сказать, что не только в практической, но и в теоретической работе геолог использует лишь то, что он знает и понимает. С этой точки зрения замена господствующего сейчас в стратиграфии ньютоновско-хедберговского представления об «абсолютном» времени современной концепцией пространства — времени представляется мне особенно актуальной по меньшей мере по двум причинам.

Во-первых, уже более ста лет интеллектуальный потенциал стратиграфии, с одной стороны, нацелен на весьма плодотворные и важные эмпирические обобщения, а с другой — бесплодно растрачивается в то утихающих, то

вновь вспыхивающих дискуссиях вокруг упоминавшихся уже выше «вечных» антиномий, порожденных архаичной философской концепцией, тормозящей развитие теоретико-познавательного аппарата нашей основополагающей для всей геологии дисциплины.

Во-вторых, начиная с середины 50-х годов в стратиграфии бурно дискутируются проблемы, касающиеся содержания международного и национальных стратиграфических кодексов, призванных регламентировать и унифицировать основные операционные процедуры в практической деятельности стратиграфов. Однако в

качестве методологического основания всех без исключения операциональных методик опять-таки выступает устаревшая концепция «абсолютного» времени. А это препятствует не только введению в стратиграфию строгой понятийной базы, разработке теории хроностратиграфической шкалы и опирающейся на нее методики определения временных свойств и отношений феноменов геологической истории, но и унификации подходов к решению чисто прагматических вопросов, касающихся выделения стратиграфических подразделений и определения их границ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аскин Я. Ф. Проблема времени.— М.: Мысль, 1966.
2. Ахундов М. Д. Проблема прерывности и непрерывности пространства и времени.— М.: Наука, 1974.
3. Блохинцев Д. И. Пространство и время в микромире.— М.: Наука, 1970.
4. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения.— М.: Наука, 1965.
5. Вернадский В. И. Из рукописного наследия // Вопр. философии. 1966.— № 12.— С. 101—112.
6. Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Пространство и время в неживой и живой природе.— М.: Наука, 1975.
7. Вернадский В. И. Философские мысли натуралиста.— М.: Наука, 1988.
8. Вьяльцев А. Н. Дискретное пространство — время.— М.: Наука, 1965.
9. Гегель Г. В. Наука логики. Том I.— М.: Мысль, 1970.
10. Жарков В. П. Непрерывно-дискретное пространство и время микрообъектов.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1971.
11. Косыгин Ю. А. Земля и время // Тихоокеан. геология.— 1990.— № 1.— С. 73—105.
12. Косыгин Ю. А., Салин Ю. С., Соловьев В. А. Философские проблемы геологического времени // Вопр. философии.— 1974.— № 2.— С. 96—104.
13. Круть И. В. К построению стратиграфической теории // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1974.— № 7.— С. 38—49.
14. Лукреций. О природе вещей.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946.
15. Маковельский А. Демократизм. Ч. 1.— Казань, 1914.
16. Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии/ГИН АН СССР.— М., 1974.— 186 с.— Досп. в ВИНИТИ 01.04.74. № 1949—74.
17. Мочалов Ю. В. Четыре концепции времени в философии и физике.— М.: Наука, 1977.
18. Никитин С., Чернышев Ф. Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне // Горн. журнал.— 1989.— № 1.— С. 115—150.
19. Ньютон И. Математические начала натуральной философии.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
20. Оноприенко В. И., Симаков К. В., Дмитриев А. Н. Методология и понятийный базис геохронологии.— Киев: Наук. думка, 1984.
21. Платон. Соч. в 3 томах. Т. 3, ч. 1.— М.: Мысль, 1971.
22. Полемика Г. Лейбница с С. Кларком.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1960.
23. Рейхенбах Г. Направление времени.— М.: ИЛ, 1962.
24. Румер Ю. Б., Овчинников Н. Ф. Пространство — время, энергия — импульс в структуре физической теории // Вопр. философии.— 1968.— № 4.— С. 82—92.
25. Симаков К. В. Некоторые философские и методологические аспекты теории геологического времени // Методологические и философские проблемы геологии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979.— С. 151—182.
26. Симаков К. В. К созданию общей теории времени: (Реальное, концептуальное физическое и геологическое время, проблемы одновременности и ретро-синхронизации)/СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.— Магадан, 1981.
27. Симаков К. В. Проблема определения хроностратиграфических границ (на примере границы девона и карбона)/СВКНИИ ДВО АН СССР.— М., 1986.
28. Симаков К. В. Об основных принципах теоретической стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1989.— № 10.— С. 17—23.
29. Симаков К. В., Похизалainen В. П. О структуре хроностратиграфической шкалы // Актуальные проблемы хроностратиграфии/СВКНИИ ДВО АН СССР.— М., 1990.
30. Соколов В. С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1971.— С. 155—178.
31. Стратиграфический кодекс СССР.— Л.: Недра, 1977.
32. Эйнштейн А. Собр. научных трудов. Т. 2.— М.: Наука, 1966.
33. Эйнштейн А. Собр. научных трудов. Т. 4.— М.: Наука, 1967.

СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
5 октября 1990 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.21 + 552.321(265)

*И. К. Пуцин, Ю. И. Коновалов, И. А. Тарарин, С. К. Злобин,
А. П. Фирсов, А. В. Дарьин, П. Ф. Балланс*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ДУГА — ЖЕЛОБ КЕРМАДЕК

Приведены предварительные результаты изучения магматических образований тектонической системы дуга — желоб Кермадек, выполненного в 17-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов». Установлено, что океанический и островодужный склоны желоба Кермадек сложены принципиально различными породами. На океаническом склоне развиты магматические образования океанической субщелочной серии. На островном склоне желоба установлен комплекс пород, сопоставимый с известково-щелочными продуктами островодужного магматизма (нижний комплекс) и

имеющий некоторые черты океанических образований. К западу от желоба, в пределах системы хребтов Колвилл — Кермадек и впадины Хавр развиты магматические породы с типичными петрогеохимическими признаками островодужных серий (верхний комплекс). Сходство пород, слагающих различные морфоструктурные элементы системы — хребты и борта разделяющей их рифтовой впадины, — свидетельствует о принципиально сходных условиях формирования этих структур.

Комплексные геолого-геофизические исследования тектонической системы дуга — желоб Кермадек проводились Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР при участии ученых ДВГИ, ГЕОХИ и других организаций СССР, а также новозеландских специалистов — П. Балланса и Г. Гибсона. Ниже приводятся первые результаты изучения магматических пород, поднятых с различных морфоструктур тектонической системы Кермадек: желоба и подводного хребта Кермадек, внутридуговой впадины Хавр и подводного хребта Колвилл (рис. 1).

Система Кермадек, являющаяся составной частью Новозеландского линейного элемента [1], изучена в основном геофизическими методами, а опробование магматического фундамента проведено спорадически и лишь в прибрежной части хребта Кермадек [2]. Данные по строению и составу акустического фундамента желоба Кермадек, впадины Хавр и хребта Колвилл полностью отсутствуют.

Наши исследования проводились по двум геотраверсам (см. рис. 1), ориентированным вкрест простирания структур системы Кермадек, захватывая прилегающие части Тихоокеанской плиты и Южно-Фиджийской котловины. Драгированию предшествовали промерные и геофизические работы, проводившиеся магнитометрическими и сейсмическими (МОВ НСП) методами. Максимальная глубина драгирования достигала 8720 м. Обычно совместно с магматическими породами драгами поднимались в разной степени литифицированные оса-

дочные и вулканогенно-осадочные породы, которые в предлагаемой статье не рассматриваются. В нескольких случаях обломки вулканических пород были подняты прямоочными трубками.

Предварительное (набортное) изучение образцов магматических пород, поднятых при драгировании, позволило разделить их на две серии. К первой из них отнесены базальты, сходные с субщелочными базальтами океанических островов и поднятий. Во вторую серию выделены вулканические и субвулканические образования, являющиеся продуктами островодужного магматизма.

Океаническая серия. Океанические базальты подняты с подводной вулканической горы, расположенной на бровке океанического склона желоба Кермадек и характеризующейся высокими положительными значениями аномального магнитного поля (более 600 нТ). Здесь драгированы многочисленные фрагменты шаровых лав базальтов клиновидной формы с зональным строением. Внешние их части мощностью до 5 мм сложены бурым вулканическим стеклом, преобразованным в смектит, далее следует красно-бурая зона шириной до 2 см девитрифицированного стекла, содержащего 1—2 % округлых пор, заполненных цеолитами. Остальная часть обломков пиллоу-лав представлена стекловатыми базальтами, степень кристалличности которых возрастает к центру шаров.

В составе океанической серии отмечаются разнообразные порфировые, реже афировые

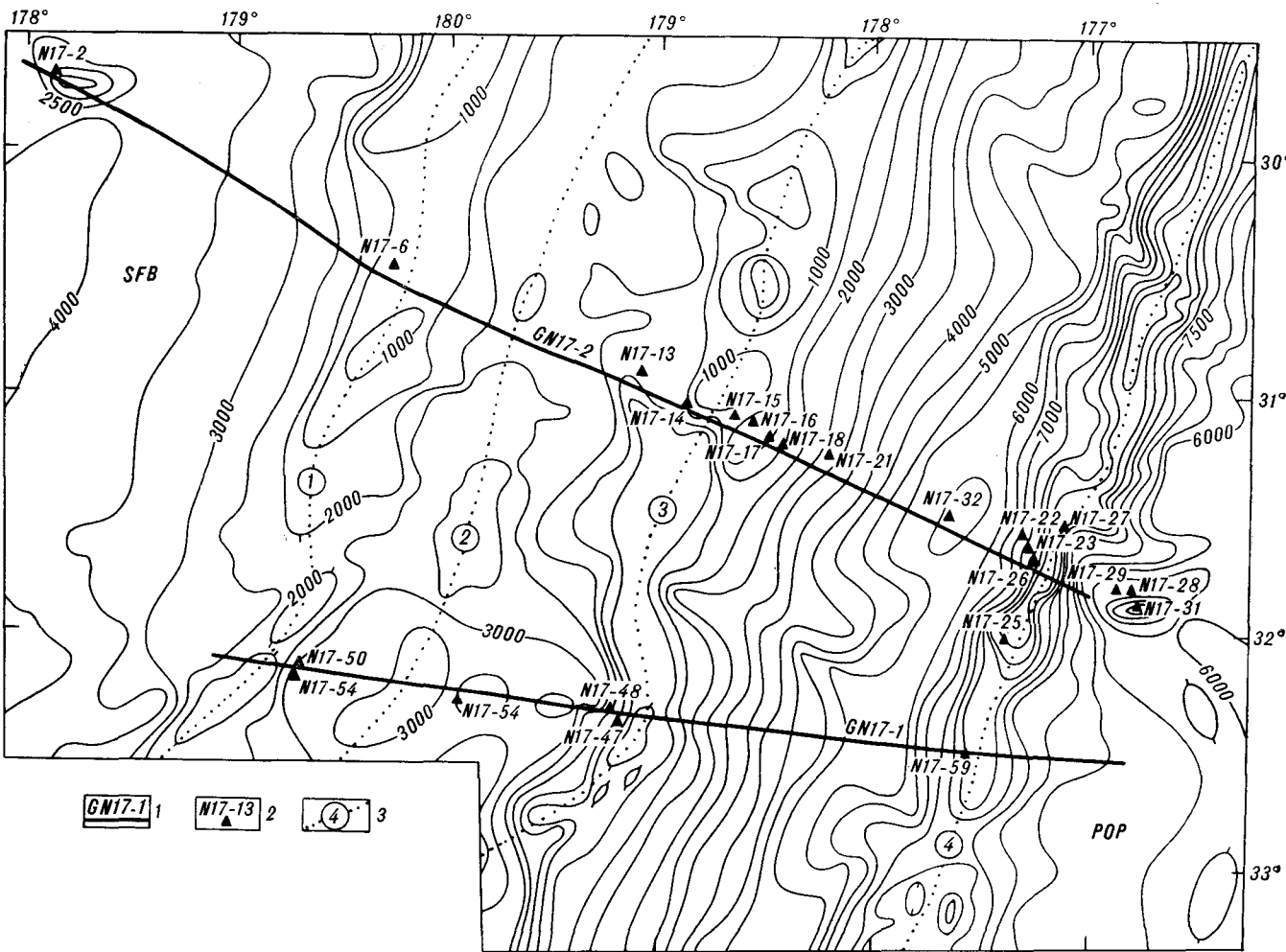


Рис. 1. Схема расположения станций опробования в тектонической системе дуга — желоб Кермадек.

1 — профили опробования и их номера; 2 — станции драгирования и их номера, 3 — оси линейных структур (цифрами в кружках обозначены: 1 — хребт Коввилл, 2 — трог Хавр, 3 — хребт Кермадек, 4 — желоб Кермадек). SFB — Южно-Фиджийская котловина, POP — Тихоокеанская плита.

базальты и долеритобазальты, среди которых по ассоциациям вкрапленников различаются оливиновые, оливин-плагноклазовые, оливин-клинопироксен-плагноклазовые и плагноклазовые разности. Вкрапленники составляют до 20 % объема пород и имеют размеры до 2—5 мм.

Наибольшим распространением пользуются пористые и миндалекаменные оливин-клинопироксен-плагноклазовые базальты. Вкрапленники в них представлены таблитчатыми кристаллами зонального лабрадора, титанистого авгита и псевдоморфозами смектита по оливину. Часто отмечаются гломеропорфирные сростки клинопироксена и плагноклаза. Основная масса пород гиалопилитовая, реже микролитовая и интерсертальная. Она состоит из смектитизированного стекла, в которое погружены мелкие зерна клинопироксена, рудного минерала и лейсты плагноклаза.

Оливиновые базальты отличаются от вышеописанных разностей мономинеральным составом вкрапленников, отсутствием оливина в основной массе и более высокой пористостью (до 30 % объема пород).

Еще более высокой пористостью обладают оливин-плагноклазовые базальты (до 40—50 % объема). Они характеризуются переменным соотношением минералов вкрапленников — вплоть до полного исчезновения среди них оливина. Вкрапленники составляют около 5—10 % объема пород и представлены псевдоморфозами смектита по оливину и цеолитизированным лабрадором. Структура основной массы преимущественно гиалопилитовая, содержание смектитизированного стекла в ней достигает 40—50 %.

Афировые разности базальтов встречаются очень редко. Для этих пород типично присутствие оливина в стекловатых разностях и его

Содержание редких элементов в магматических породах островодужной системы Кермадек

Окончание табл.

Порядковый номер	Номер образца	TiO ₂	V	Cr	Mn	Co	Ni	Zn
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Океаническая серия

1	H17-27/1	2,15	102	432	1430	60	412	96
2	H17-27/2	2,32	212	444	1132	56	366	103
3	H17-27/5	3,36	314	102	1405	27	86	87
4	H17-27/6	1,92	203	778	1138	75	636	110
5	H17-27/9	3,62	315	118	1325	27	87	146
6	H17-29/2	4,46	154	253	1596	53	189	219
7	H17-29/3	4,73	202	241	1468	54	140	177
8	H17-29/4	4,44	252	610	1413	62	179	149
9	H17-29/1	3,97	221	163	2792	69	176	224
10	H17-29/11	4,02	318	129	1292	33	97	242
11	H17-29/13	3,10	137	96	1299	50	164	254
12	H17-29/27	4,51	237	343	1002	44	105	177
13	H17-29/101	5,04	276	154	1464	43	167	157
14	H17-29/102	3,92	285	163	3717	78	154	230
15	H17-29/103	4,21	246	230	951	47	151	190
16	H17-29/18	4,23	303	134	1338	36	149	160
17	H17-31/1	4,61	223	428	859	54	232	195
18	H17-31/2	4,21	260	501	651	36	124	187
19	H17-31/3	4,54	315	457	947	69	244	186
20	H17-31/9	4,15	251	403	997	48	152	216

Островодужная серия, нижний комплекс

21	H17-25/14	1,05	198	31	1996	34	20	150
22	H17-25/19	1,20	255	235	1414	52	175	97
23	H17-25/2	1,35	327	240	1450	46	111	109
24	H17-23/21	1,64	347	102	1400	43	43	104
25	H17-23/22	1,42	273	148	1218	37	69	115
26	H17-23/23	1,42	249	111	1221	41	49	90
27	H17-23/26	1,34	342	120	1103	37	65	120
28	H17-23/27	2,09	440	68	2090	36	51	104
29	H17-23/29	1,37	289	112	1150	43	59	94
30	H17-23/30	1,30	240	235	1259	40	78	92
31	H17-23/32	1,29	259	96	1218	37	67	107
32	H17-23/34	1,49	235	123	1280	37	62	101
33	H17-23/35	1,20	254	119	1206	33	64	103
34	H17-23/38	1,05	269	106	1536	41	72	120
35	H17-23/41	1,25	163	116	1213	28	65	99
36	H17-23/52	1,02	253	43	1520	41	73	97
37	H17-25/1	1,39	301	137	1318	45	83	122
38	H17-25/4	1,17	275	135	1434	42	79	99
39	H17-25/5	1,00	280	118	1265	39	79	124
40	H17-25/16	1,32	289	232	1371	34	104	103
41	H17-25/17	1,07	279	261	1835	43	101	90
42	H17-26/2	1,30	372	96	1266	47	78	115
43	H17-25/9	1,27	235	215	1333	36	82	100
44	H17-25/15	1,24	228	192	3760	41	113	103
45	H17-25/18	1,04	265	204	1233	42	107	84
46	H17-26/1	1,54	321	90	1213	34	51	107
47	H17-26/3	0,90	—	41	1417	12	28	154
48	H17-23/13	1,22	270	66	1374	37	56	86
49	H17-23/14	1,39	283	98	1518	49	64	87
50	H17-25/28	1,15	169	194	1211	33	112	109

1	2	3	4	5	6	7	8	9
51	H17-25/30	1,23	302	194	1241	37	95	77
52	H17-26/4	1,07	438	52	1293	31	46	112
53	H17-26/7	1,39	348	125	1189	36	76	155
54	H17-23/1	0,97	329	159	1539	47	110	79
55	H17-23/2	1,34	387	92	1496	38	72	88
56	H17-23/3	1,27	188	107	1395	38	64	92
57	H17-23/4	1,45	282	86	1534	34	50	87
58	H17-23/6	1,17	272	62	1367	43	46	94
59	H17-23/7	1,34	267	78	1444	43	58	85
60	H17-23/8	1,37	262	68	1502	39	56	80
61	H17-23/10	1,24	283	91	1379	40	62	105
62	H17-23/11	1,30	348	63	1296	46	44	89
63	H17-23/15	1,47	391	59	1466	35	53	120
64	H17-23/16	1,62	423	67	1604	40	44	119
65	H17-25/27	1,07	223	278	1161	32	131	118

Островодужная серия, верхний комплекс

66	H17-16/1	1,30	651	52	2482	43	81	153
67	H17-48/4	0,67	181	56	1424	33	53	61
68	H17-47/1	0,93	432	48	1553	37	44	104
69	H17-47/3	0,87	367	49	1452	38	42	100
70	H17-47/4	0,87	206	37	1306	27	37	85
71	H17-47/5	0,90	375	48	1549	31	38	100
72	H17-47/6	0,70	228	44	1399	35	35	103
73	H17-47/7	0,89	311	46	1613	37	34	106
74	H17-47/9	0,85	275	50	1465	32	34	110
75	H17-48/1	0,75	266	37	1350	31	26	100
76	H17-48/2	0,70	235	52	1504	36	55	89
77	H17-48/3	0,73	280	54	1449	43	49	87
78	H17-48/9	0,79	263	43	1263	33	41	61
79	H17-15/1	1,14	419	36	1800	38	33	115
80	H17-13/1	0,62	203	38	1399	48	56	64
81	H17-13/2	0,99	185	39	1361	39	60	67
82	H17-14/1	0,89	185	28	1466	18	18	100
83	H17-14/2	1,07	195	40	1892	29	22	112
84	H17-14/8	0,99	—	29	1290	14	20	35
85	H17-6/13	1,07	176	55	1623	24	44	148
86	H17-50/1	0,85	264	67	1786	44	64	190
87	H17-6/9	0,77	282	71	1201	33	55	97
88	H17-6/15	1,42	517	42	2210	39	40	115
89	H17-6/22	0,62	220	47	1178	28	48	95
90	H17-6/23	0,58	246	61	1308	38	62	88
91	H17-6/16	0,67	340	52	1494	25	31	83
92	H17-50/2	0,92	351	50	967	42	33	88
93	H17-6/1	0,52	212	49	2476	26	71	74
94	H17-54/1	0,77	265	50	1316	31	42	63

Примечание. Океаническая серия, базальты: 1, 2 — афировые, 3 — плагиофировый, 4 — оливин-клинопироксен-плагиофировый, 5 — оливин-плагиофировый, 6 — афировый, 7 — оливиновый, 8 — оливин-клинопироксен-плагиофировый, 9—15 — оливин-плагиофировые, 16—20 — оливин-клинопироксен-плагиофировые. Островодужная серия, нижний комплекс. Базальты (21—46): 21, 22 — афировые, 23 — плагиофировые, 24—42 — клинопироксен-плагиофировые, 43 — клинопироксен-офировый, 44—46 — оливин-клинопироксен-плагиофировые; 47 — андезит, 48—53 — долериты, 54—56 — габбро, 57—65 — габбро-диабазы. Островодужная серия, верхний комплекс. Базальты (66—83): 66, 67 — клинопироксен-плагиофировые, 68—78 — оливин-плагиофировые, 79 — двупироксен-плагиофировый, 80—83 — оливин-клинопироксен-плагиофировые;

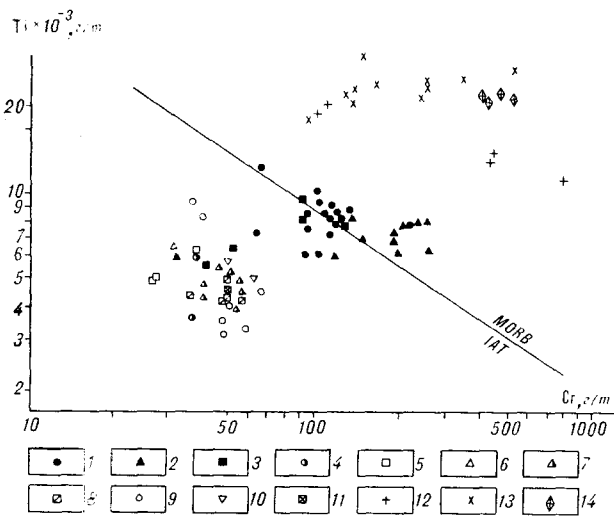


Рис. 2. Диаграмма «титан-хром» для магматических пород тектонической системы дуга — желоб Кермадек. Островодужная серия. Нижний комплекс (1—3): 1 — ст. Н17-23, 2 — ст. Н17-25, 3 — ст. Н17-26. Верхний комплекс (4—11). Хребет Кермадек (4—8): 4 — ст. Н17-13, 5 — ст. Н17-14, 6 — ст. Н17-15, 7 — ст. Н17-47, 8 — ст. Н17-48; хребет Колвилл (9, 10); 9 — ст. Н17-6, 10 — ст. Н17-50; трог Хавр: 11 — ст. Н17-54. Океаническая серия (12—14): 12, 13 — ст. Н17-29, 14 — ст. Н17-31.

отсутствие в хорошо раскристаллизованных образцах.

Долеритобазальты по составу аналогичны базальтам и обычно обладают порфирированной структурой, обусловленной присутствием редких вкрапленников оливина. Основная масса имеет интерсертальную или долеритовую структуру и кроме плагиоклаза, титанистого авгита и рудного содержит игольчатые кристаллы керсутита.

Наиболее характерными чертами субщелочных базальтоидов являются высокие концентрации титана, хрома и никеля, позволяющие сопоставлять их с породами субщелочных серий океанических островов и поднятий (см. таблицу). Океаническая природа этих базальтов наглядно видна на диаграмме титан — хром (рис. 2), где их фигуративные точки располагаются в поле океанических базальтов [3]. Повышенные значения Ti/V отношения (рис. 3) позволяют отнести изученные породы к внутриплитным лавам [4].

Островодужная серия. Островодужная серия включает разнообразные вулканические и интрузивные породы, драгированные в пределах островного склона желоба Кермадек, хребтов Кермадек и Колвилл и впадины Хавр. Петро-

84 — кварцевый диорит; 85 — базальт плагиофировый; 86 — долеритобазальт; 87—90 — базальты оливин-клинопироксен-плагиофировые; 91, 92 — долериты; 93 — диабаз; 94 — базальт оливин-клинопироксен-плагиофировый. Содержания двуокиси титана приведены в мас. %, микроэлементов — в г/т. Анализы выполнены на борту судна рентенофлуоресцентным методом (СПАРК-1), аналитик В. В. Черепелица.

графическое изучение и геохимические особенности пород позволяют выделить среди них два комплекса — нижний и верхний в соответствии с их относительным положением в разрезе.

Нижний островодужный комплекс объединяет породы, поднятые на островодужном склоне желоба Кермадек с глубин более 7000 м (ст. Н17-23, 25, 26, см. рис. 1). Для комплекса характерно широкое развитие интрузивных и субвулканических образований: габбро, габбро-долеритов и долеритов. Все они имеют довольно однообразный минеральный состав и различаются, в основном, по структурно-текстурным признакам. Для них типичен клинопироксен-плагиоклазовый и оливин-клинопироксен-плагиоклазовый парагенезисы. Для всех габброидов характерна кумулятивная (иногда пойкилитовая) структура и интенсивные вторичные преобразования в условиях цеолитовой (смектитовой) и, чаще, зеленосланцевой фации.

Вулканические образования комплекса включают клинопироксен-плагиоклазовые, оливин-клинопироксен-плагиоклазовые порфириновые и, редко, афировые базальты. В виде единичных обломков подняты двупироксен-плагиоклазовые базальты и андезиты (ст. Н17-26). Наиболее распространены клинопироксен-плагиоклазовые разности пород, как слабо, так и сильно измененные в термодинамических условиях смектитовой и зеленосланцевой фации. Особенно интенсивно вторичные преобразования вулканитов проявлены на ст. Н17-23, где помимо metabasalts подняты многочисленные обломки вулканических брекчий базаль-

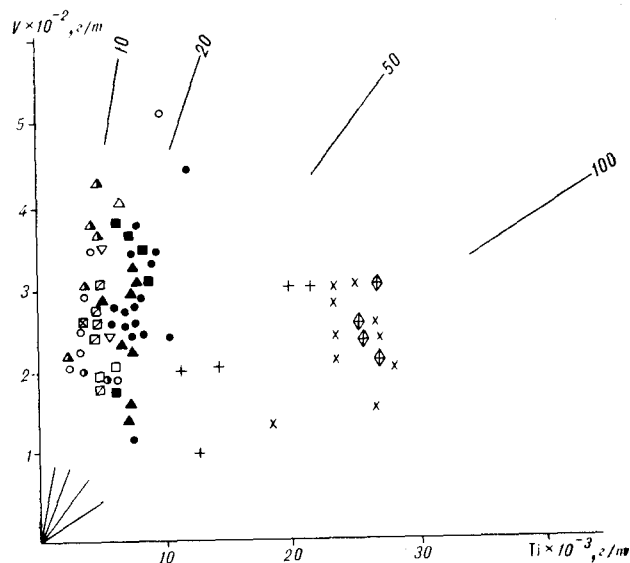


Рис. 3. Диаграмма «ванадий-титан» для магматических пород тектонической системы дуга — желоб Кермадек. Усл. обозн. см. на рис. 2.

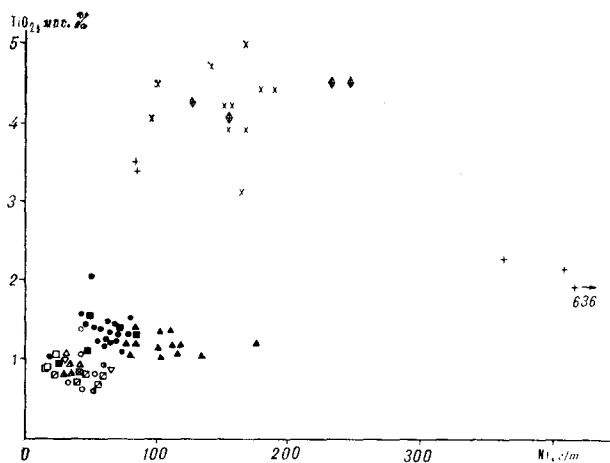


Рис. 4. Диаграмма «титан-никель» для магматических пород тектонической системы дуга — желоб Кермадек. Усл. обозн. см. на рис. 2.

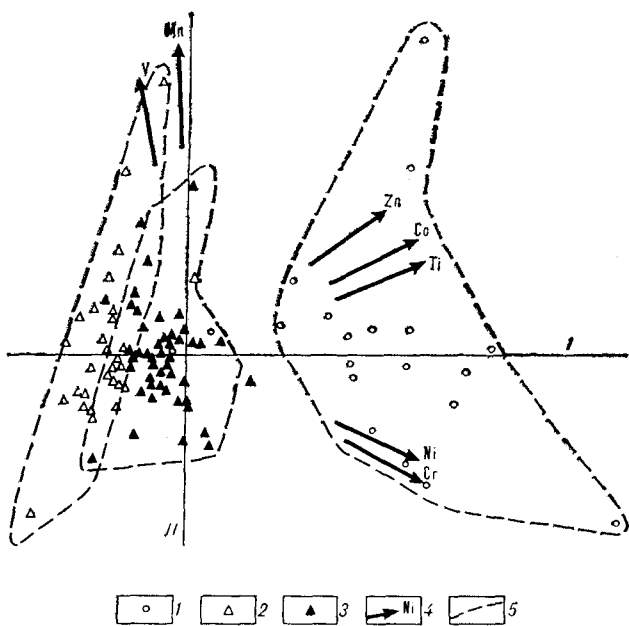


Рис. 5. Факторная диаграмма для магматических пород тектонической системы дуга — желоб Кермадек. 1 — океаническая субщелочная серия. Островодужная серия (2, 3): 2 — верхний комплекс, 3 — нижний комплекс; 4 — проекции векторов факторных нагрузок на плоскость I — II факторов; 5 — контуры ареалов комплексов.

тов. Количество порфировых выделений в базальтах варьирует в значительных пределах — от 1—3% до 20—25%, наиболее обычны породы с 5—10% вкрапленников. Структура основной массы изменяется от гялиновой и гялопилитовой до микролитовой и долеритовой.

Базальты наиболее глубоководной станции драгирования Н17-25 имеют меланократовый состав, характеризуются присутствием в основной массе аксикулярных, перистых, сноповид-

ных, скелетных и других закалочных агрегатов клинопироксена, что позволяет относить эти базальты к разностям, переходным к пикритам.

В верхней части рассматриваемого комплекса (ст. Н17-23) широко развиты вулканические брекчии, варьирующие по составу от гялокластических до кристаллолитокластических. В составе угловатых обломков брекчий отмечаются клинопироксен-плаггиоклазовые метабазальты, измененное вулканическое стекло, обломки кристаллов плаггиоклаза, клинопироксена и рудного. Цемент брекчий соприкосновения и выполнения сложен смектитом, реже — хлоритом и цеолитами.

Предварительные результаты геохимических исследований свидетельствуют об островодужной природе описываемых образований. Содержание титана в породах комплекса колеблется в пределах 1,0—1,6 мас. % (см. таблицу) при значительных вариациях концентраций хрома, количество которого возрастает с глубиной опробования. На диаграмме титан-хром (см. рис. 2) рассматриваемые базальты занимают промежуточное положение между островодужными и океаническими сериями, располагаясь вблизи дискриминационной линии. Для вулканитов нижнего островодужного комплекса отчетливо прослеживается отрицательная корреляция титана и никеля (рис. 4), отсутствующая в породах океанических серий. Отчетливо различаются поля составов островодужной и океанической серий и на факторной диаграмме (рис. 5). Главными факторами различия выделенных серий и комплексов являются концентрации титана, никеля и хрома. Кроме того, внутри серий выявляются устойчивые тренды, связанные с вариациями содержаний ванадия, марганца и, в меньшей мере, цинка и кобальта, обусловленные, по-видимому, процессами магматической дифференциации.

Верхний островодужный комплекс включает породы, драгированные со склонов хребтов Кермадек (ст. Н17-13—18, 21, 47, 48, 61), Колвилл (ст. Н17-6, 50, 51) и центральной части впадины Хавр (ст. Н17-54). Состав пород очень разнообразен: габбро, долериты и их метаморфизованные разности, базальты и метабазальты, реже отмечаются кварцевые диориты, плаггиограниты и риодациты (?), а также кремнекислые пемзы. В распределении перечисленных пород по глубине (в разрезе) отмечены некоторые закономерности. В основании разрезов преобладают габбро и метадолериты (хребет Колвилл) или метадолериты и метабазальты (хребет Кермадек). В остальной части разрезов доминируют свежие или слабо измененные базальты и долериты. Кислые пемзы в коренном залегании установлены только в привершинной части хребта Кермадек.

Габбро драгированы в виде единичных мелких (до 2—5 см) изометричных и уплощенных обломков. Они представлены офитовыми клинопироксен-плаггиоклазовыми и амфиболовыми разностями. Офитовые габбро сравнительно слабо изменены и состоят из зонального плаггиоклаза (до 60%), призматических кристаллов клинопироксена (около 35%) и неправильных выделений рудного минерала. Плаггиоклаз частично замещается хлоритом и цеолитами, а клинопироксен — актинолитом и хлоритом. Амфиболовое габбро существенно метаморфизовано и сложено альбитизированным плаггиоклазом (до 60%) и роговой обманкой (35—40%). Роговая обманка частично замещается спутанно-волокнистыми агрегатами актинолита в ассоциации с рудным. Амфиболовые габбро всегда заметно катаклазированы.

Метадолериты представляют собой массивные породы часто с порфировой структурой. Их вкрапленники (до 10% объема) образованы плаггиоклазом и, реже, клинопироксеном, полностью замещенным зеленой роговой обманкой. Основная масса имеет диабазовую структуру и состоит из микролитов плаггиоклаза и клинопироксена, в значительной степени замещенных агрегатами из цеолитов, эпидота, хлорита и актинолита.

Метабазальты — массивные, иногда миндалекаменные породы, вкрапленники в которых образованы плаггиоклазом, клинопироксеном и оливином (?), частично или полностью замещенными хлоритом и актинолитом. Основная масса метабазальтов имеет микролитовую или интерсертальную структуру и сложена лейстами плаггиоклаза, призмочками клинопироксена и небольшим количеством стекла. Вторичные продукты (хлорит, актинолит) свидетельствуют о преобразованиях исходных пород в условиях зеленосланцевой фации.

Гипсометрически выше габбро, долеритов, их метаморфизованных разностей и метабазальтов на хребте Колвилл обнажаются разнообразные базальты, долеритобазальты и долериты, подвергшиеся низкотемпературному метаморфизму смектитовой фации. Рассматриваемые породы драгированы в виде изометричных и полуокатанных обломков величиной 2—6 см (редко до 10—15 см). По набору минералов-вкрапленников среди базальтов выделяются плаггиоклазовые, оливин-плаггиоклазовые, клинопироксен-плаггиоклазовые и оливин-клинопироксен-плаггиоклазовые разности, среди которых наибольшее распространение имеют плаггиоклазовые и оливин-клинопироксен-плаггиоклазовые базальты. Количество вкрапленников в них колеблется от 3—5% до 20—30% объема, причем вкрапленники плаггиоклаза количественно преобладают. Основная масса пород имеет обычно

интерсертальную структуру и варьирующее содержание вулканического стекла. Как вкрапленники, так и основная масса замещаются смектитом, карбонатами и цеолитами.

Редко встречающиеся афировые разности базальтов имеют клинопироксен-плаггиоклазовый минеральный состав и отличаются повышенной меланократовостью и меньшей степенью вторичных изменений.

Долериты — порфировые породы, состоящие из 3—5% вкрапленников плаггиоклаза и клинопироксена и долеритовой основной массы из микролитов плаггиоклаза, клинопироксена, рудного и интерстиционного стекла. Вторичные изменения проявлены очень неравномерно: от совершенно свежих образцов до разностей, на 20—50% замещенных смектитом, карбонатами и цеолитами. Изредка в породах отмечается эпидот, совместно с карбонатами заполняющий единичные округлые поры.

На хребте Кермадек кроме вышеописанных пород к островодужному комплексу отнесены редко встречающиеся кварцевые диориты, плаггиограниты и двупироксен-плаггиоклазовые базальты. Кварцевые диориты подняты в виде мелких (до 4 см) полуокатанных обломков, состоящих из призматических кристаллов плаггиоклаза и зеленой роговой обманки, неправильных выделений интерстиционного кварца, мелких зерен рудного минерала и иголок апатита. Кварцевые диориты интенсивно изменены: плаггиоклаз замещается цеолитами, а амфибол — эпидотом и хлоритом. Плаггиогранит обнаружен на ст. Н17-14 в виде уплощенного обломка, в котором отмечается контакт плаггиогранита и клинопироксен-плаггиоклазового базальта. Плаггиогранит состоит из кислого плаггиоклаза (около 60%), ксеноморфных выделений кварца (около 30%) и темноцветных минералов. Характерны графические сростки кварца и плаггиоклаза. Не исключено, что плаггиограниты и кварцевые диориты содержатся в базальтах в виде ксенолитов.

Двупироксен-плаггиоклазовые базальты образуют единичные обломки в конгломератобрекчиях, поднятых на ст. Н17-15. Это стекловатые пористые породы с редкими мелкими (0,1—0,3 мм) вкрапленниками плаггиоклаза и ортопироксена, окруженного тонкими клинопироксеновыми оторочками. Основная масса обладает гиалиновой и гиалоцилитовой структурами и состоит из микролитов плаггиоклаза и клинопироксена и преобладающего вулканического стекла.

В привершинных частях хребта Кермадек рассмотренные вулканогенные образования перекрыты грубообломочными плохо сортированными осадочными отложениями — конгломератами и микститами, содержащими обломки и гальку подстилающих базальтов. Специфи-

ческие черты этих осадков свидетельствуют об их формировании в прибрежно-морских условиях.

Магматический фундамент внутридуговой впадины Хавр опробован только на одной станции (Н17-54). Здесь совместно с осадочными породами, железо-марганцевыми корками с сульфидной минерализацией подняты довольно свежие оливин-плагноклазовые и оливин-клинопироксен-плагноклазовые базальты, представляющие собой фрагменты шаровых лав с хорошо выраженными стекловатыми корками закаливания. Вкрапленники в базальтах составляют около 20 % объема и среди них преобладают таблитчатые кристаллы зонального плагноклаза. Основная масса этих пород имеет микролитовую и гиалонилитовую структуры и сложена микролитами плагноклаза, клинопироксена, оливина и рудного, погруженных в смектитизированное стекло.

Распределение микроэлементов в породах верхнего островодужного комплекса свидетельствует о его геохимической самостоятельности и обособленности от пород нижнего комплекса. На диаграмме титан-хром (см. рис. 2) эти породы отчетливо дискриминируются от других рассмотренных выше образований и хорошо сопоставляются с островодужными толеитами. Это сходство подчеркивается также близкими Ti/V отношениями (около 10, см. рис. 3). Распределение титана и никеля также отлично

от пород нижнего островодужного комплекса: концентрация никеля в вулканитах верхнего комплекса обычно не превышает 80 г/т, а содержание TiO_2 — 1,2 мас. %. Результаты факторного анализа подтверждают выделение среднего островодужных образований двух различных комплексов (см. рис. 5).

Таким образом, предварительный анализ данных по вещественному составу магматических пород изученных участков тектонической системы Кермадек позволяет сделать следующие выводы:

1. Океанический и островодужный склоны желоба Кермадек сложены принципиально различными породами. На океаническом склоне развиты образования океанической субщелочной серии. На островном склоне желоба установлен комплекс пород, сопоставимый с продуктами островодужного магматизма (нижний островодужный комплекс) и имеющих некоторые геохимические особенности океанических образований.

2. В пределах системы хребтов Колвилл-Кермадек и впадины Хавр развиты магматические породы с типичными петрогеохимическими признаками островодужных серий (верхний островодужный комплекс). Сходство пород, слагающих отдельные морфоструктурные системы — хребты и борта разделяющей их рифтовой впадины, свидетельствует о принципиально сходных условиях формирования этих структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пушин И. К. Новозеландский линеймент — глубинный правосторонний сдвиг // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления (тезисы докладов на международном симпозиуме в г. Благовещенске). Ч. II. Благовещенск, 1988.— С. 59—61.
2. Brothers R. N. Andesite from Rumble III Volcano,

Kermadec Ridge, Southwest Pacific // Bull. Volcan.— 1967.— V. 31.— P. 17—19.

3. Pearce I. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus // Tectonophys.— 1975.— V. 25.— P. 57—73.
4. Shervais I. W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett.— 1982 — V. 59.— P. 101—108.

ТОИ ДВО АН СССР

Владивосток

Департамент геологии Университета Окленда
Новая Зеландия

Поступила в редакцию
17 сентября 1990 г.

УДК 550.34 + 551.24

В. А. Бормотов, С. В. Горкуша

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Изложены методика и результаты комплексного анализа сейсмичности, рельефа и геолого-геофизических данных при изучении сеймотектоники северо-восточной части Буреинского кристаллического массива. Для выявления естественного разбивания площади на однородные объекты применялся кластерный анализ. Установлена связь особенностей глубинного строения и характера сейсмичности. Выделены две

сейсмоактивные области, различающиеся по виду распределения гипоцентров землетрясений по глубине. Глубинная структура выделенных областей охарактеризована на основе сводного сейсмического разреза ГСЗ — МОВЗ. Показано, что местоположение и протирание выделенных областей согласуется с региональным планом активизированных разломов.

Введение. Современные исследования по сейсмотектонике невозможны без изучения глубинного строения литосферы [9], позволяющего не только выделять сейсмоактивные области, но и приблизить к пониманию их глубинной природы. В условиях слабой сейсмичности или относительно короткого периода инструментальных наблюдений выделение сейсмоактивных областей визуально достаточно субъективно и может привести к грубым ошибкам. Для корректного решения этой за-

дачи необходимы математические методы анализа многомерных данных, в частности кластерный анализ. Кластерный анализ был применен отдельно к сейсмичности и к геолого-геофизическим данным. Выделение сейсмоактивных областей как по прямым признакам, так и по косвенным, позволяет не только более уверенно говорить о выделенных областях, но и оценить достоверность выделения при использовании только косвенных признаков.

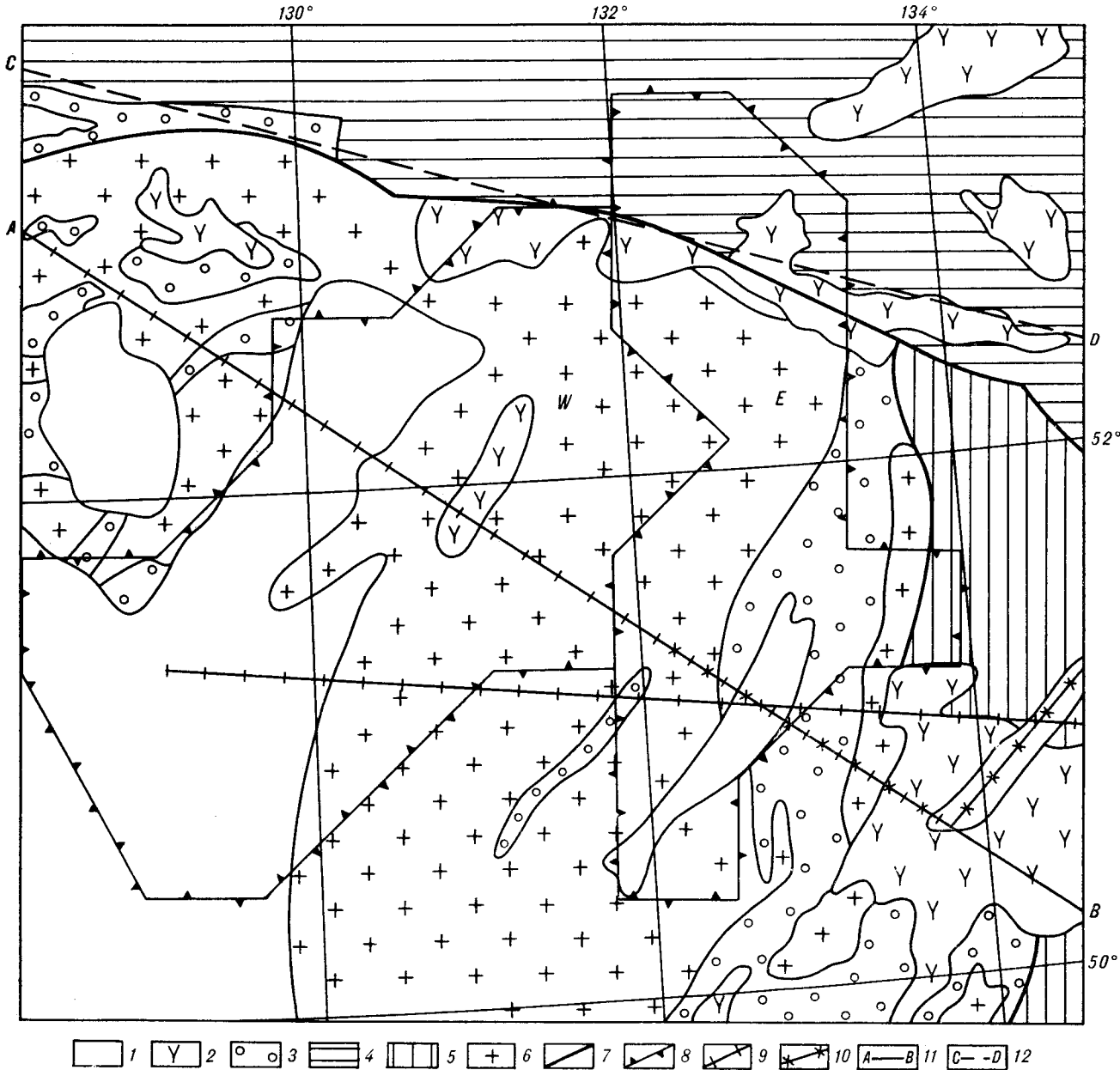


Рис. 1. Геолого-структурная схема района исследований.

1 — континентальные впадины; 2 — континентальные вулканические зоны; 3 — наложенные прогибы; 4 — Амуро-Охотская геосинклинальная система; 5 — Сихотэ-Алинская геосинклинальная складчатая система; 6 — выступы кристаллического фундамента Бурейнского массива; 7 — разломы; 8 — границы сейсмоактивных областей; 9 — профили ГСЗ; 10 — профили МОВЗ; 11 — линия разреза; 12 — линии ограничения при выборе сейсмологической информации при построении разреза.

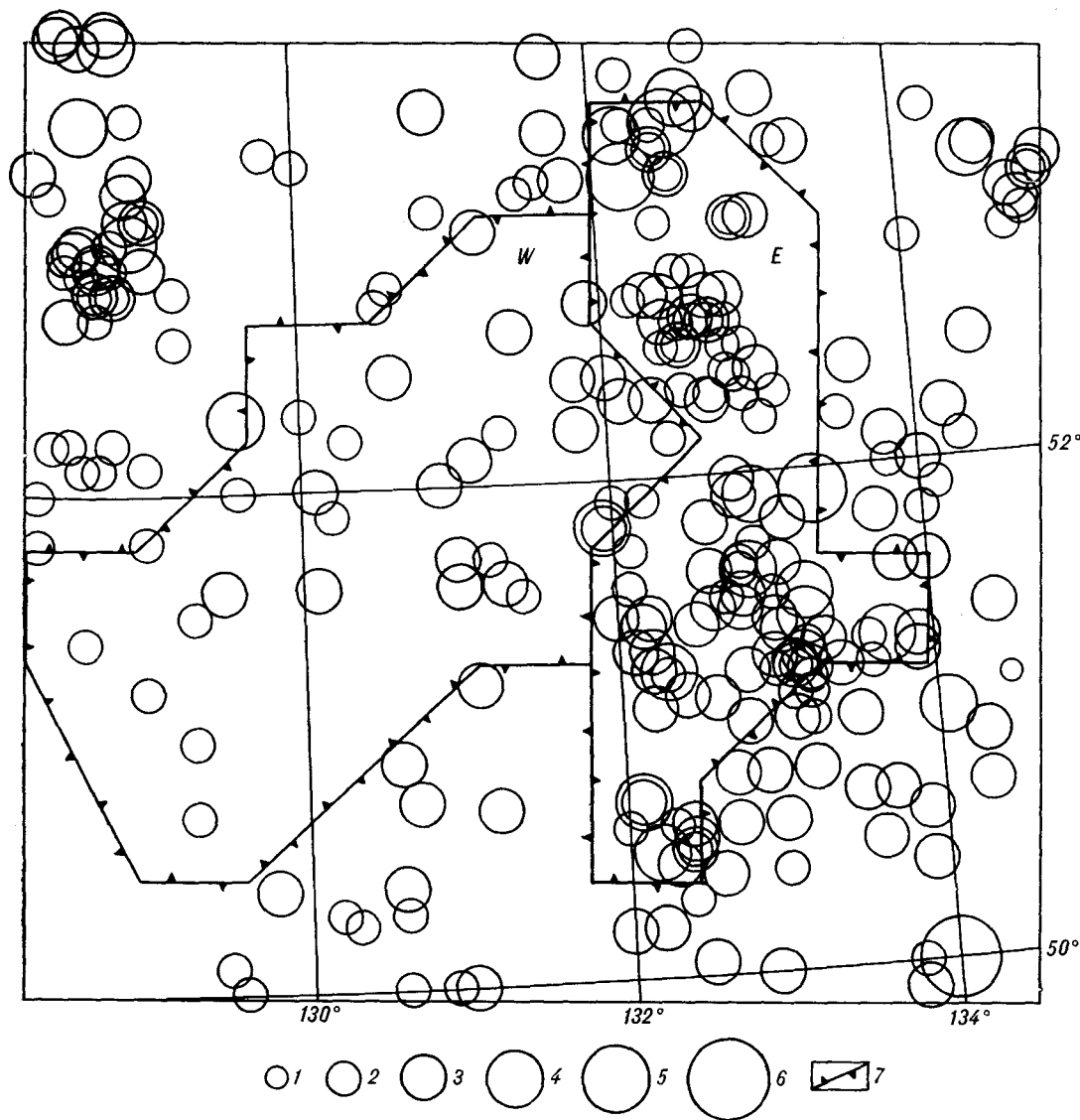


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений района исследований.

Энергетические классы (К): 1 — $K < 6$, 2 — $6 \leq K < 8$, 3 — $8 \leq K < 10$, 4 — $10 \leq K < 12$, 5 — $12 \leq K < 14$, 6 — $K \geq 14$, 7 — границы сейсмоактивных областей.

Геолого-структурная схема района исследований (рис. 1) дана в упрощенном виде по данным [1, 6]. Район исследований включает в себя северо-восточную часть Буреинского кристаллического массива и прилегающие к нему участки двух геосинклиально-складчатых систем. С севера Буреинский массив ограничивается Амуро-Охотской складчатой системой, с востока — Сихотэ-Алинской. Тектоническая природа Буреинского массива сложна, его фундамент сформировался в позднем палеозое и в последующем неоднократно подвергался тектономагматической активизации [6]. В результате, основную часть фундамента составляют массивы гранитоидных интрузий, среди которых сохранились фрагменты метаморфических комплексов. В период мезо-

зойской активизации осуществилось формирование прогибов и вулканических зон. Наиболее крупный прогиб — Буреинский — расположен на восточном фланге массива. В юго-восточной части района расположена наиболее мощная Баджалская вулканическая зона. В мезозое — кайнозое в пределах района исследования сформировался ряд континентальных впадин, крупнейшая из них — Амуро-Зейская — охватывает его юго-западную часть.

Несмотря на относительно малый период инструментальных наблюдений, в районе исследований зарегистрировано достаточное количество землетрясений для выделения областей, различающихся по характеру проявления сейсмической активности (рис. 2).

Методика исследований. Комплексный ана-

лиз сейсмичности и геолого-геофизических данных проводился в три этапа. На первом этапе анализировались площадные данные (сейсмичность, рельеф, магнитное поле и аномалии Буге гравитационного поля), на основе которых площадь разделена на однородные объекты, и сопоставлены с общим геолого-структурным планом района исследований. На втором этапе для характеристики глубинных структур выделенных объектов использовался сейсмический разрез ГСЗ-МОВЗ, на который проецировались гипоцентры с участка, допускающего двумерную аппроксимацию. На третьем этапе осуществлялось сопоставление структурного плана выделенных сейсмоактивных областей с общим планом распределения сильных землетрясений региона и современными вертикальными движениями. Для разбиения площади на однородные объекты использован алгоритм «KMEANS», приведенный в [10]. Данный анализ позволяет разделить объекты на классы, характеризующиеся числовыми значениями нескольких переменных и включающие в себя объекты, мало отличающиеся друг от друга с точки зрения выбранного критерия, и тем самым выявить структуру их множества. В качестве критерия близости объектов использовано многомерное евклидово расстояние. Малое его значение указывает на то, что объекты подобны. Ввиду использования переменных с различными единицами измерения данные стандартизированы, т. е. множество данных переведено в безразмерную форму, для этого из значения каждого наблюдения вычтено соответствующее среднее арифметическое и поделено на стандартное отклонение, равное квадратному корню из дисперсии. В результате данной процедуры новые переменные имеют единичную дисперсию и нулевое среднее значение.

Разработанная программа позволяет выводить результаты анализа на планшетный графопроектор в виде карт, на которые наносятся географическая сетка и номер класса. В виде таблицы распечатывается информация по количеству ячеек, соответствующая одной группе, средним значениям всех признаков в каждой группе, типу используемых признаков и числу групп разбиения.

Данные о магнитном и гравитационном поле сняты со среднемасштабных карт, построенных по результатам соответствующих съемок. Высоты рельефа получены с топографических карт того же масштаба.

Кодирование данных по аномалиям магнитного и гравитационного поля выполнено по субквадратной сети шагом 2 мин по долготе и 4 мин по широте, что для широт региона примерно соответствует метрической сети 5×5 км.

Исходными данными по сейсмичности являлись каталоги, переведенные в машиночитаемую форму:

а) землетрясений мира PDE (USCGS—USGS) за период 1928—1984 гг., представленные мировым центром данных — МЦД-Б2;

б) землетрясений СССР за 1962—1984 гг. [3];

в) каталог сильных землетрясений СССР за 1864—1974 гг. [7].

Для отображения сейсмологической информации разработан пакет программ, позволяющий:

а) строить карты эпицентров в заданной проекции и масштабе с выбором необходимых для анализа параметров (временной интервал, энергия, глубина и т. д.).

б) отобразить очаги заданной области в объеме — построение стереоизображения [2];

в) вынести землетрясения вдоль заданного профиля в виде разреза.

Сводный сейсмический разрез составлялся путем проецирования на плоскость разреза сейсмических границ с профилей ГСЗ и МОВЗ. Сейсмические границы перед проецированием осреднялись в интервале 10—25 км. Сейсмические границы с разрезов МОВЗ при проецировании не разделялись на нормальные и инверсные. Сводный сейсмический разрез по линии АВ (см. рис. 1) совпадает с профилем ГСЗ, пересекающим Буреинский массив [5]. Восточная часть разреза дополнена субширотным профилем ГСЗ [8] и профилями МОВЗ, выполненными совместно ПГО Дальгеология и Институтом тектоники и геофизики ДВО АН СССР.

При кластерном анализе геолого-геофизические признаки осреднены с шагом 25 км, а сейсмичность с шагом 50 км. Градиенты рельефа, гравитационного и магнитного полей рассчитаны по данным исходных полей.

Результаты. При классификации землетрясений с целью выделения областей с различным характером проявления сейсмоактивности в качестве признака выбрана глубина очага. Выделенные объекты характеризуются при этом разной зависимостью распределения количества гипоцентров по глубине $F(h)$. Принята следующая градация глубин: 5, 10—15, 20—25, 30 км.

Для случая разбиения на 4 класса получено распределение, приведенное в табл. 1.

Классы 1 и 2 близки между собой, их максимум $F(h)$ соответствует глубинам 10—15 км, на уровне которых происходит наибольшее количество землетрясений, распределенных по всей площади исследований, что, по сути, указывает на фоновый характер этих классов. Классы 3 и 4 проявляются как аномальные. При этом в классе 3 высокие значения $F(h)$

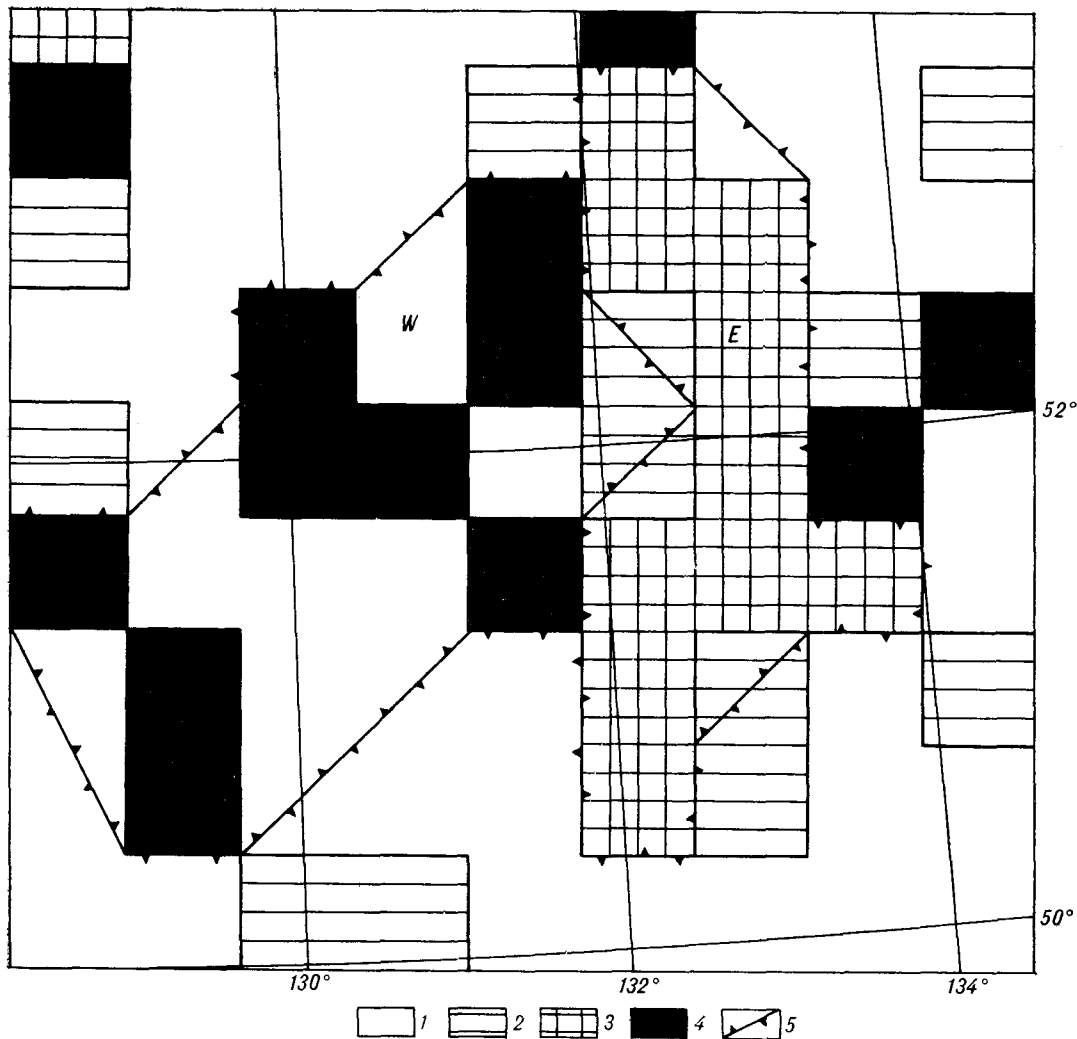


Рис. 3. Результаты классификации гипоцентров землетрясений (см. табл. 1).
Здесь и на рис. 4, 5: 1—4 — классы соответственно; 5 — границы сейсмоактивных областей.

охватывают диапазон глубин 5—25 км, а в классе 4 имеются экстремумы на глубине 30 и 10—15 км. Следует отметить, что локальный экстремум на глубине 10—15 км отмечается для всех классов. Это можно объяснить повсеместным наличием на этой глубине сейсмогенного слоя.

Таким образом, в результате кластерного анализа выделилось две сейсмоактивные об-

Таблица 1

Характеристика кластеров при классификации гипоцентров землетрясений

Класс	Глубина очага, км			
	5	10—15	20—25	30
1	0,4	0,7	0,1	0,0
2	1,2	3,9	0,3	0,1
3	3,4	4,2	1,7	0,5
4	0,8	1,2	0,0	1,2

ласти, отмечаемые группированием классов 3 и 4 (рис. 3). Область, выделенная по классу 3 (область *E*), расположена на восточном фланге Буреинского массива. С запада к ней примыкает область, выделяемая по классу 4 (область *W*). Если область *E*, частично захватывая Буреинский прогиб, повторяет его простираение, то область *W* аналогично ведет себя по отношению к Амуро-Зейской впадине. Такие мощные области выразились и в потенциальных полях и в характеристиках рельефа. В табл. 2 приведены результаты кластерного анализа комплекса данных.

Область *W* при разбиении на четыре класса выделяется повышенной плотностью класса 4 (рис. 4). При средних значениях высот рельефа и интенсивности аномалий Буге этот класс характеризуется высокими значениями аномалий магнитного поля. Для области *E* наиболее характерно наличие класса 2, но не столь од-

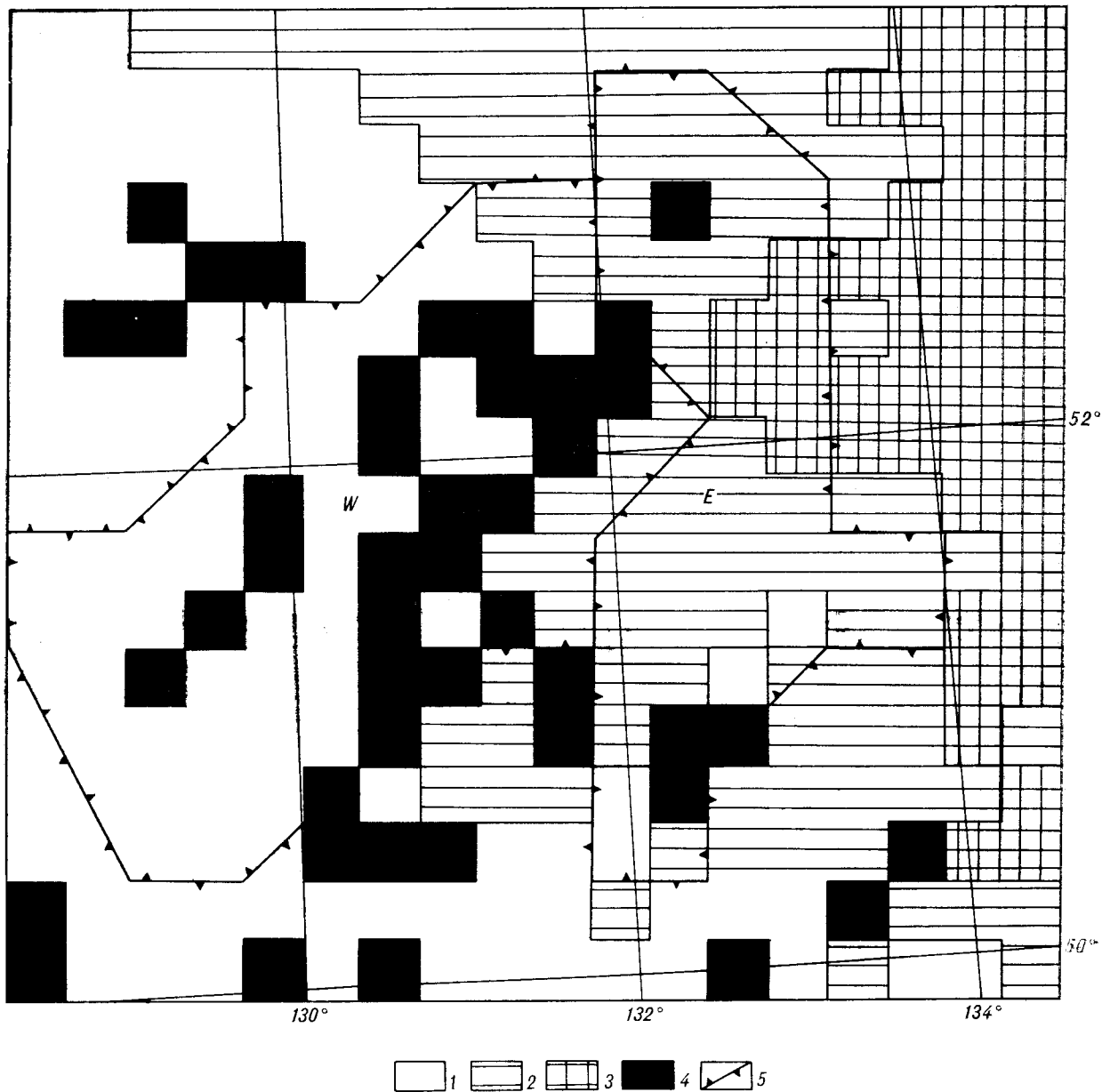


Рис. 4. Результаты классификации полей (см. табл. 2).

Таблица 2
Характеристика кластеров при классификации полей

Класс	Рельеф	Аномалии Буге	Магнитное поле
		интенсивность в усл. ед.	
1	300	2	0,8
2	600	4	0,4
3	1100	6	0,6
4	400	3	2,7

нозначно, т. е. отмечается наличие средних значений рельефа и аномалий Буге при низких значениях аномалий магнитного поля.

При использовании в качестве признаков модуля градиентов полей и рельефа получена аномальная характеристика только по области *E*, которая выделилась повышенным градиентом рельефа при минимальных градиентах аномалий Буге. Характеристика классов дана в табл. 3, а результаты анализа представлены на рис. 5.

Обобщая результаты кластерного анализа, можно сделать вывод, что сейсмоактивные области, выделяемые по различному виду рас-

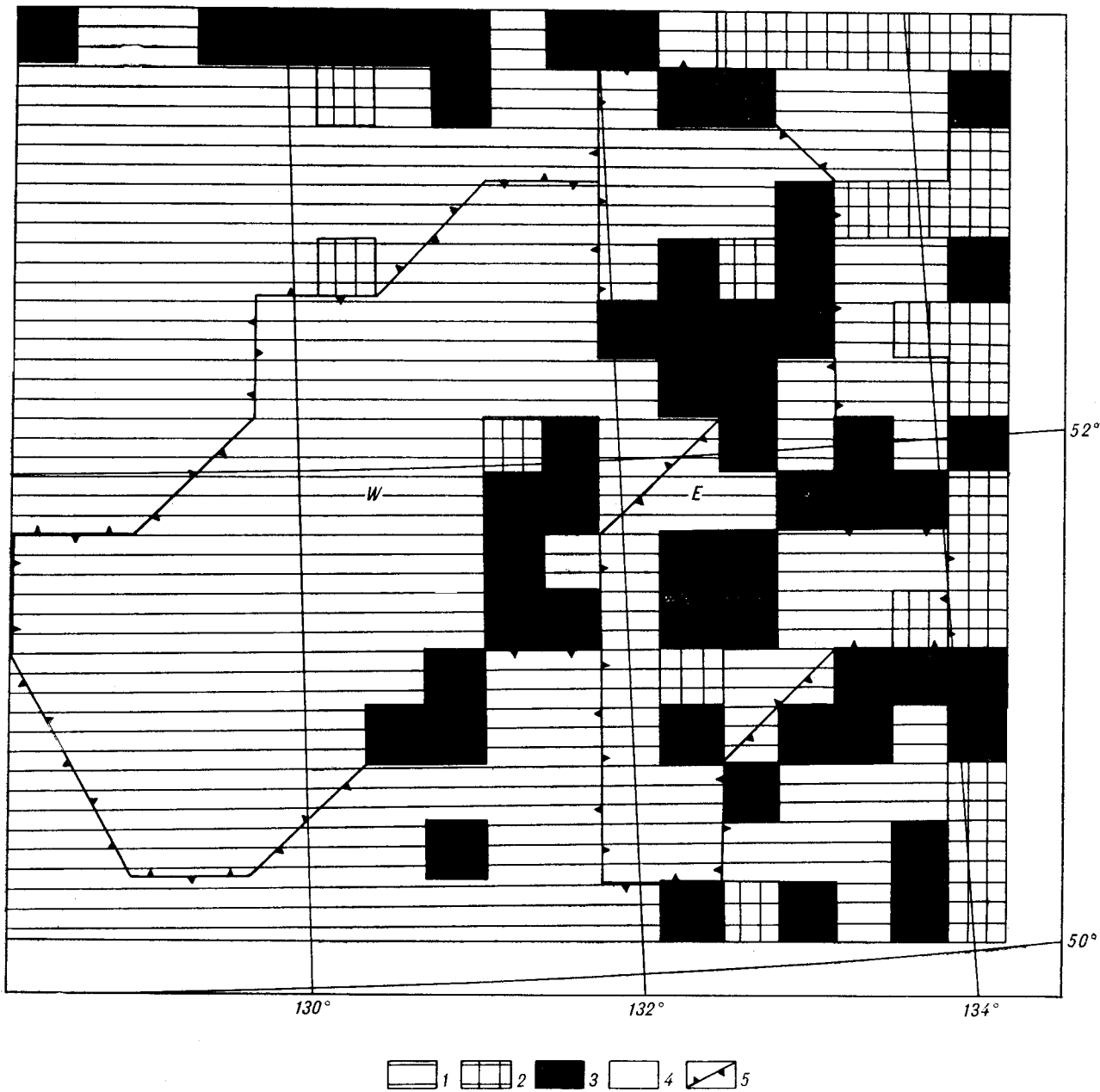


Рис. 5. Результаты классификации модулей градиентов полей (см. табл. 3).

пределения по глубине очагов землетрясений, находят свое подтверждение и в геолого-геофизических данных, но не столь однозначное, как того хотелось бы. В целом, можно говорить, что область *E* обладает коровой сейсмоактивностью. При средних значениях рельефа и аномалий Буге она отмечается высокими значениями модуля градиента рельефа. Область *W* характеризуется сейсмоактивностью в низах земной коры и проявляется только в аномалиях магнитного поля при низких значениях всех остальных показателей. Из сказанного следует, что глубинная природа этих областей различна

и что сейсмическая активность территории имеет не один структурный план, а два, накладывающихся друг на друга.

Еще большую однозначность в истолковании глубинной структуры сейсмической зоны дало сопоставление сводного сейсмического разреза с распределением гипоцентров по глубине (рис. 6). С учетом результатов кластерного анализа на профиль проецировались гипоцентры из области южнее линии CD (см. рис. 1), что позволило вполне обоснованно использовать двумерную модель для характеристики глубинной структуры зоны.

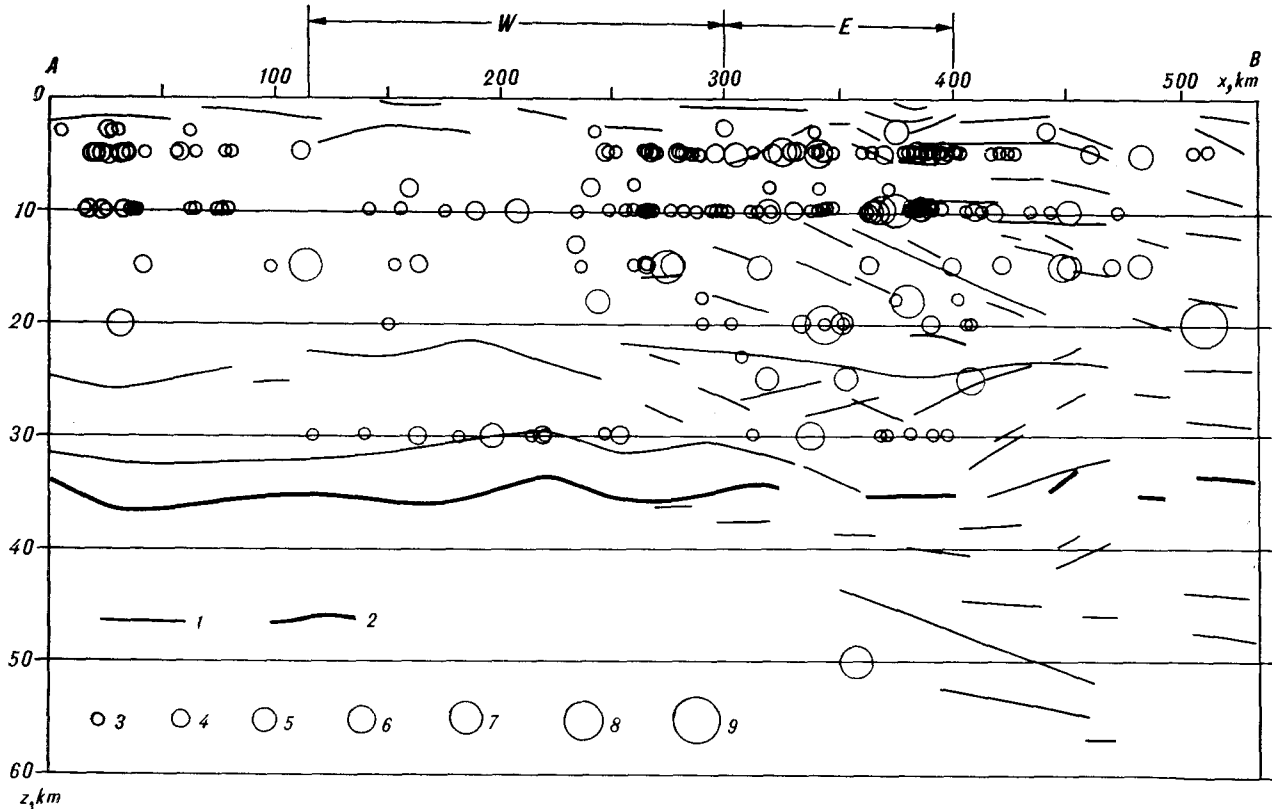


Рис. 6. Сводный сейсмический разрез ГСЗ, МОВЗ.

1 — сейсмические границы земной коры и верхней мантии; 2 — граница Мохо; 3—9 — проекции гипоцентров землетрясений энергетического класса (K): 3 — $K \leq 8$; 4 — $8 < K \leq 9$; 5 — $9 < K \leq 10$; 6 — $10 < K \leq 11$; 7 — $11 < K \leq 12$; 8 — $12 < K \leq 13$; 9 — $13 < K$, 10 — местоположение границ сейсмоактивных областей.

При рассмотрении сводного сейсмического разреза следует учитывать разную степень полноты изученности разреза. В северо-западной половине профиля средняя часть земной коры не исследовалась, хотя детальность прослеживания границ глубже 20 и выше 5 км хорошая. Юго-восточная часть профиля дает структурную характеристику всего разреза земной коры и верхов мантии до глубины 50—60 км. На разрезе местоположение и структура выделенных сейсмоактивных областей хорошо отображается распределением проекций эпицентров и изменением структурного плана. Для области E характерно наличие субвертикальной зоны, насыщенной площадками,

имеющими встречное падение. Для протяженных сейсмических границ здесь в низах коры отмечается прогибание. Все это позволяет выделить в области E зону сквозькорового разлома. В области W в нижней части земной коры фиксируется изгиб сейсмических границ, согласующийся по падению с наклонной границей в верхах мантии. Можно предположить существование в литосфере наклонной тектонической границы, которая проявляется сейсмической активностью в низах земной коры.

Различное простирание и различный генезис сейсмоактивных областей находит свое объяснение при рассмотрении карты эпицентров сильных землетрясений региона исследований (рис. 7) с вынесенными на нее системами активизированных разломов — Тянь-Лу, Тукурингро-Джагдинская, Сихотэ-Алинская [6]. Простирание области W соответствует основной зоне Тянь-Лу, а простирание области E согласуется с субмеридиональным простиранием разломов северного окончания Сихотэ-Алинской системы. Иными словами, на сеймотектонику района исследований оказывают влияние две системы разломов, из которых Тянь-Лу имеет не только большую протяженность, но и более глубокое заложение.

Таблица 3

Характеристика кластеров при классификации модулей градиентов полей

Класс	Градиенты		
	Рельеф	Аномалии Буге	Магнитное поле
1	2,8	0,3	0,04
2	8,9	0,9	0,05
3	11,2	0,4	0,05

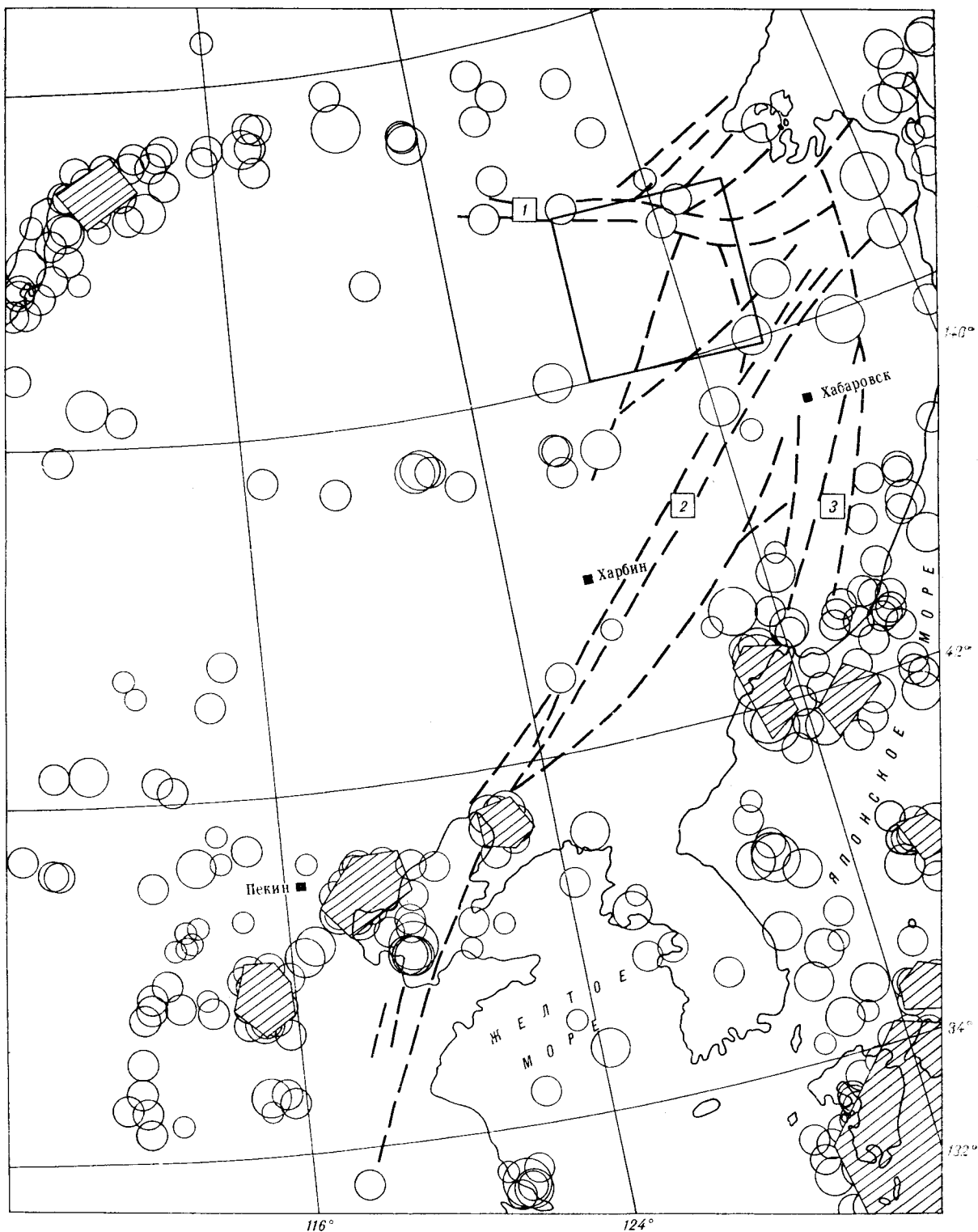


Рис. 7. Карта эпицентров сильных землетрясений региона исследований.

Магнитуда землетрясений: 1 — величина M не определена, 2 — $M < 5$, 3 — $5 \leq M < 6$, 4 — $6 \leq M < 7$; 5 — участки повышенной плотности очагов землетрясений; 6 — контур района исследований; 7 — системы активизированных разломов (цифры в квадратах: 1 — Тукурингра-Джагдинская, 2 — Тянь-Лу; 3 — Сихотэ-Алинская).

Различная природа сейсмоактивных областей находит свое выражение и в современных вертикальных движениях (СВДЗК) [4]. Область *E*, характеризующаяся коровой сейсмичностью, располагается в градиентной зоне СВДЗК и совпадает с ней по простиранию. В ее пределах резко изменяется интенсивность и знак СВДЗК (от +3 до -16 мм/год). Область *W* в СВДЗК выражена слабоинтенсивным воздыманием земной коры (+2 мм/год).

Выводы. 1. Применение кластерного анализа позволило выделить аномальные сейсмоактивные области и дать им характеристику по сумме признаков при наличии фоновой сейсмичности.

2. Глубинная структура сейсмоактивных областей на сейсмических разрезах наиболее однозначно определяется при условии непрерывного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии, включаемой в литосферу.

3. Сейсмоактивная область субмеридионального простирания, выделенная на восточном фланге Бурейнского массива, характеризуется сейсмической активностью по всей мощности коры при средних значениях высот рельефа, аномалий Буге гравитационного поля и слабых аномалий магнитного поля. Она проявляется высокими значениями модуля градиента рельефа. На сейсмическом разрезе эта область от-

мечается в виде сквозькорового разлома, выраженного субвертикальной зоной, насыщенной сейсмическими площадками, имеющими встречное падение.

4. Сейсмоактивная область северо-восточного простирания примыкает к субмеридиональной области на северо-восточном окончании Бурейского массива. Она отличается проявлением сейсмической активности в низах земной коры, причина которой, вероятно, связана с тектоническими процессами в верхах мантии. На это указывает глубинная структура по сейсмическим данным, выраженная наличием наклонных сейсмических границ, связывающих нижнюю часть земной коры с верхней мантией, и осложнений рельефа границы Мохо. Эта область также представлена повышенным значением аномалий магнитного поля.

5. Различное простирание выделенных сейсмоактивных областей находит свое подтверждение в региональном плане распределения сильных землетрясений и глубинных разломов системы Ташь-Лу. Северо-восточное простирание этой системы проявилось активизацией сейсмичности в основании земной коры. Проявлению на северном окончании системы разломов субмеридионального простирания соответствует сейсмическая активность, имеющая коровый характер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области м-ба 1 : 500 000/ДВНЦ АН СССР.— Хабаровск, 1983.
2. Горкуша С. В. Применение ЭВМ и машинной графики при анализе геолого-геофизической информации.— М.: ВИНТИ, № 2976—В89. Деп. 1989.
3. Землетрясения в СССР в 1962—1984 гг.— М.: Наука, 1964—1986.
4. Золотарская С. Б., Уфимцев Г. Ф. Карта СВДЗК Восточной Сибири и Дальнего Востока и ее геолого-геоморфологическая интерпретация // Современные движения земной коры.— Кишинев: ШТИИИЦА, 1982.— С. 56—57.
5. Мишенькин Б. П., Колмаков Е. А., Мишенькина Э. Р. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 3.— С. 89—94.
6. Николаев В. В., Семенов Р. М., Оскорбин Л. С. и др. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.
7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР.— М.: Наука, 1977.
8. Потанин С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным).— Владивосток, 1979.— С. 43—53.
9. Щукин Ю. К. Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах СССР // Основные проблемы сейсмотектоники.— М.: Наука, 1986. С. 10—24.
10. Spath He. Cluster-Analyse Algorithmen zur Objekt-klassifizierung.— R. Oldenbourg Verlag Munchen, Wien, 1977.

ИТЦ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
12 ноября 1990 г.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (отв. секретарь), *Ю. И. Бакулин*, *Ч. Б. Бо-рукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. А. Красилов*, *Н. И. Лаврик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. И. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *А. Е. Радкевич*, *В. В. Ревердатто*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидоров*, *П. К. Туезов*,
В. Н. Шаранов

Адреса редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65
ИТиГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18, СО издательства «Наука».
Тел. 35-72-52

Сдано в набор 04.04.91. Подписано к печати 05.07.91. Формат 84×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 12,6. Усл. вр.-отт. 13. Уч.-изд. л. 15. Тираж 491 экз. Заказ № 740. Цена 2 р. 70 к.
Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука». Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

Зав. редакцией *Н. А. Лившиц*
Мл. редактор *М. А. Языкова*
Художественный редактор *Л. В. Матеева*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректор *И. А. Абрамова*

УВАЖАЕМЫЕ КОЛЛЕГИ!

В 1991 г. выйдет из печати
сборник научных статей

«СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА»

(ред. *Л. П. Карсаков*).

Сборник включает материалы регионального совещания по стратиграфии нижнего докембрия Дальнего Востока. В статье обсуждаются вопросы стратиграфии всех более менее крупных выходов докембрия на Дальнем Востоке; проблемы построения региональной стратиграфической и геохронологической шкал докембрия. Статьи подготовлены специалистами, которые на протяжении многих лет ведут исследования в регионе. Сборник обобщает новые данные по стратиграфии нижнего докембрия и представляет собой в известной мере сводку, отражающую современный уровень знаний по геологии нижнего докембрия Дальнего Востока.

Сборник представляет интерес для геологов-съемщиков, тектонистов и специалистов, занимающихся региональной геологией. Ориентировочная цена 1 руб.

* *
*

В 1991 г. выйдет из печати монография
Г. В. Роганова и Л. П. Карсакова
**«АПАТИТОНОСНОСТЬ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
АЛДАНО-СТАНОВОГО ШИТА».**

В книге на основе новейших данных охарактеризованы апатитоносные провинции и формации раннего докембрия Алдано-Станового региона, вещественный состав и условия образования апатитовых руд важнейших месторождений и проявлений, их технологические свойства и типоморфизм. Сформулированы важнейшие прогнозные критерии и признаки апатитового оруденения различной формационной и генетической принадлежности.

Монография представляет интерес для геологов, петрологов и специалистов, занимающихся изучением, прогнозированием и поисками апатитов в формациях раннего докембрия. Ориентировочная цена 1 р. 50 к.

Сборник «Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока» и монография «Апатитоносность докембрия Алдано-Станового шита» по книжно-торговой сети не будут реализовываться. Вы их можете приобрести, заказав по адресу: 680063, Хабаровск, ул. Ким.-Ю-Чена, 65, Институт тектоники и геофизики ДВО АН СССР, библиотека.

* *
*

2 р. 70 к.

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1991. №4. 1 - 120