

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



6

1989

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. Борукаев, 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, И.К. Туезов, В.Н. Шаранов

Адрес редакции: 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТиГ ДВО
АН СССР. Тел. 38-58-50

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*
Художественный редактор *М.Ф. Глазырина*
Технический редактор *Л.П. Минеева*
Корректоры *В.К. Жихарева, Е.Н. Зимина*

Сдано в набор 11.08.89. Подписано к печати 20.12.89.
МН-01324. Формат 84x108 1/16. Бумага типографская № 2.
Высокая печать. Усл. печ. л. 12,6. Усл. кр.-отт. 13,2.
Уч.-изд. л. 15. Тираж 629 экз. Заказ № 373. Цена 1 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
"Наука", Сибирское отделение.
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства "Наука".
630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

№ 6, 1989

СОДЕРЖАНИЕ

Кириллова Г. Л. Структурные элементы дна Филиппинского моря (вдоль геотраверса по 18° с. ш.)	3	морфических серий на юге Алдано-Станового региона	77
Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф., Пискунов Б. Н. Магматические комплексы окраинно-океанического вала Хоккайдо (по результатам 30-го рейса НИС «Пегас»)	16	Фролова Т. И., Бурикова И. А., Дриль С. И., Бейли Д. К., Митрейкина О. Б. Природа низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и условия их формирования	85
Шарапов В. Н., Симбирева И. Г. О характере современного смещения толщ литосферы Камчатского региона	24	Сидоров А. А., Томсон И. Н. Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений	97
Потапов С. В., Суровцев Б. П. Сейсмоплотностная характеристика складчатого пояса юга Сибири и Дальнего Востока	31	Кириллов Е. А. Первые геологические исследования на р. Амур	103
Горкуша С. В., Туезов И. К. Сейсмичность Байкало-Охотского пояса	43	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Ярославцева Н. И., Камаев Н. М., Лойтер П. П. Тектоника Оборю-Уссурийского прогиба (по геофизическим данным)	54	Каплун В. Б., Григорица Т. В. Результаты магнитотеллурических зондирований в Средне-Амурской впадине	109
Морин А. О. Трещиноватость как индикатор эволюции полей тектонических напряжений северо-восточной части Удского вулкано-генного пояса	61	Волков А. В. К генезису золотосурьмяного оруденения	112
Дылевский Е. Ф. Базальтоиды Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Восточная Якутия)	68	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Шульдинер В. И., Авченко О. В., Козырева И. В. Проблемы корреляции древнейших мета-		Власов Г. М. Формационный анализ и системный подход	114
		Тащи С. М. Морфологический и кинематический анализ геоморфологической поверхности	117
		Указатель статей, опубликованных в журнале в 1989 г.	119

CONTENTS

Kirillova G. L. Structural elements of the Philippine Sea floor (along the geotraverse, 18°N)	3	morphic series in the south of the Aldan-Stanovoy region	77
Kichina E. N., Ostapenko V. F., Piskunov B. N. Magmatic complexes of the Hokkaido marginal-oceanic swell (from the results of the 30th cruise, SRV "Pegasus")	16	Frolova T. I., Burikova I. A., Dril S. I., Beiley D. K., Mitreikina O. B. Nature of low-silicic olivine-anorthite inclusions and conditions of their formation	85
Sharapov V. N., Simbireva I. G. On the sense of present displacement of lithospheric series of the Kamchatka region	24	Sidorov A. A., Tomson I. N. Base ore assemblages and a new approach to deposits systematics	97
Potapyev S. V., Surovtsev B. P. Seismodensity characteristics of the fold belt of south Siberia and the Far East	31	Kirillov E. A. First geologic investigations on the Amur River	103
Gorkusha S. V., Tuezov I. K. Seismicity of the Baikal-Okhotsk belt	43	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
Yaroslavtseva N. I., Kamayev N. M., Loiter P. P. Tectonics of the Obor-Ussuri trough (from geophysical data)	54	Kaplun V. B., Grigoritsa T. V. Results of magnetotelluric sounding in the Middle-Amur basin	109
Morin A. O. Jointing as an indicator of evolution of the tectonic stress fields of the northeastern Uda volcanogenic belt	61	Volkov A. V. On genesis of gold-antimony mineralisation	112
Dylevsky E. F. Basaltoids of the Uyandino-Yasachensky volcanic belt (East Yakutia)	68	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
Shuldiner V. I., Avchenko O. V., Kozyreva I. V. Correlation problems of the oldest metamorphic series in the south of the Aldan-Stanovoy region		Vlasov G. M. Formational analysis a system approach	114
		Tashchi S. M. Morphological and kinematical analysis of the geomorphological surface	117
		Index of the papers published in 1989	119

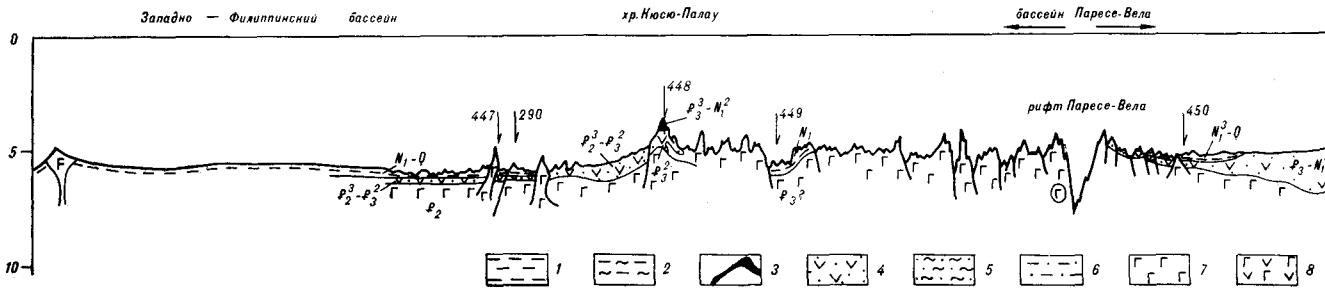
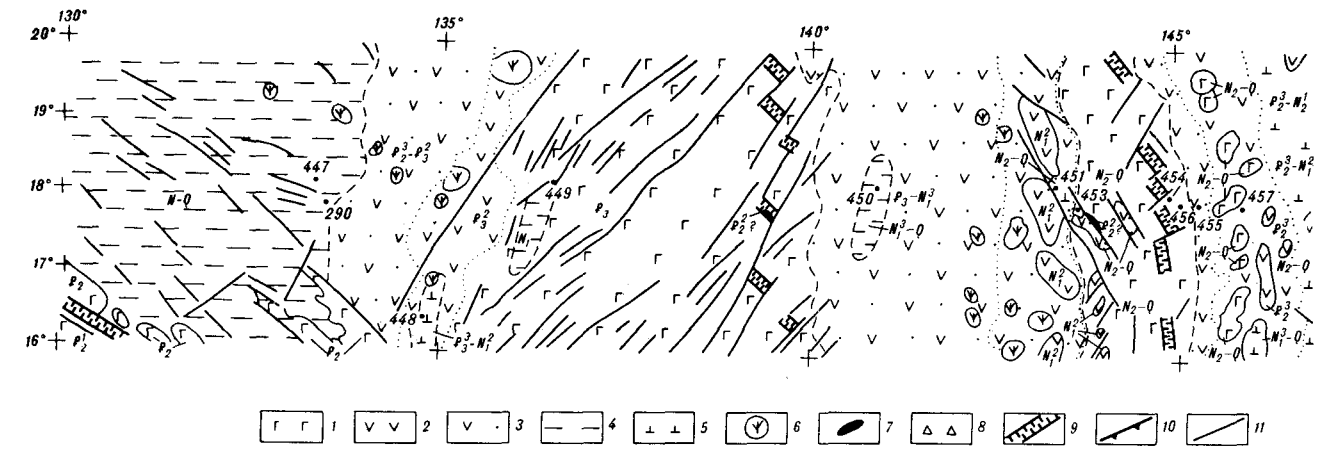


Рис. 3. Схематический геологический разрез.

Основные формации: 1 — глинистая; 2 — кремнисто-глинистая; 3 — карбонатная, в том числе карбонатно-вулканокластическая турбидитная в районе скв. 459; 4 — вулканокластическая; 5 — кремнисто-карбонатно-вулканокластическая; 6 — вулканокластическая турбидитная (дистальная часть); 7 — базальтовая; 8 — андезитобазальтовая; 9 — формация щелочных базальтоидов; 10 — гипербазиты; 11 — толеиты и известково-щелочные лавы современных вулканов Марианской дуги; 12 — разломы.

сом [14]. Целью же данной статьи является синтез геологических материалов, полученных при бурении и дражировании, и увязка их с геофизическими данными. В результате составлены схематическая геологическая карта полюсы геотраверса и разрез (рис. 2, 3).

Известно, что в названиях структурных элементов дна морей и океанов прочно закрепилась их морфологическая выраженность (поднятия, хребты, бассейны, желоба и т. д.). При описании их мы сохраним традиционно сложившиеся наименования структур, но попытаемся раскрыть по возможности их тектоническое содержание, выраженное в структурно-вещественных характеристиках.

Начнем рассмотрение структур с востока на запад. Восточная часть геотраверса пересекает структурные элементы ложа Тихого океана: Северо-Марианскую котловину и северо-западный сегмент Магеллановых гор.

СЕВЕРО-МАРИАНСКАЯ КОТЛОВИНА

На океанической стороне Марианского желоба скв. 452 вскрыта глинисто-кремнистая формация, сложенная желто-коричневыми радио-

ляритами, аргиллитами, процелланитами, кремнями позднемерелового возраста. Вскрыто всего 20 м этой формации, однако на сейсмическом профиле подобные породы (скорость 2 км/с) прослежены до глубины 290 м, а ниже следует 400—600-метровая толща со скоростью 3—3,5 км/с, которая перекрывает толщ со скоростями более 4 км/с, представленную, вероятно, изверженными породами [28]. Согласно Тектонической карте мира [11], фундаментом Тихоокеанской плиты служат юрские магматические образования. По мнению ряда исследователей [31, 32], базальтовые покровы акустического фундамента сформировались в основном в два этапа. На первом этапе в поздней юре — раннем мелу они образовались в северной части Центральной котловины (титон — неокм, скв. 196). На втором этапе в апт-альбе излияния базальтов охватили практически всю западную область океана. По материалам скв. 462, эти базальты очень похожи на траппы карру и изливались в мелководных условиях [31].

Верхняя часть разреза в скв. 452 [28] представлена неоген-четвертичными пелагическими глинами мощностью 25 м, которые отложились

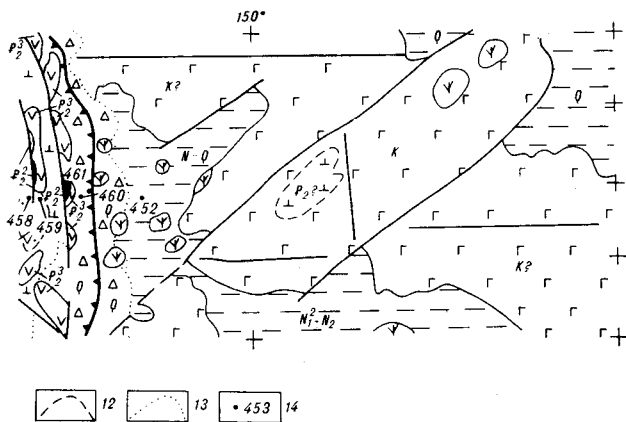
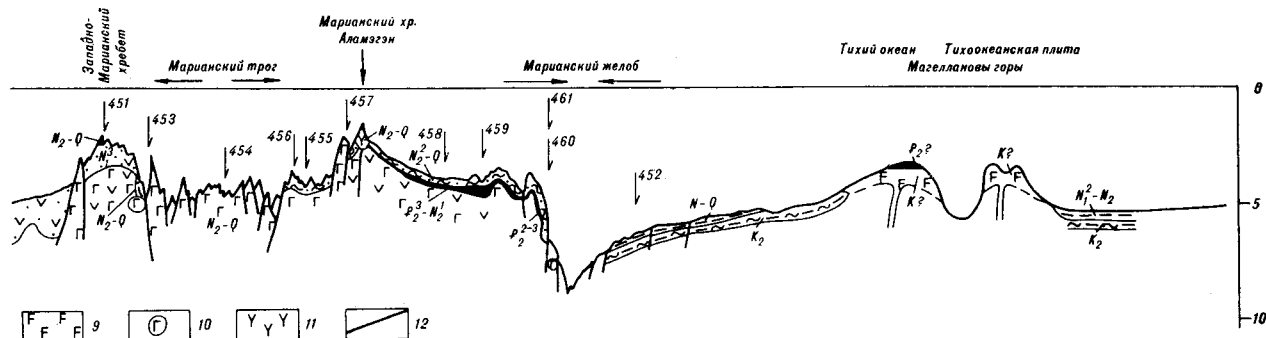


Рис. 2. Схематическая геологическая карта полосы геотраверса вдоль 18° с. ш. Филиппинского моря.

1 — преимущественно базальтоиды; 2 — базальты и андезиты; 3 — вулканокластические образования, в том числе турбидиты; 4 — пелагические глины; 5 — карбонатные образования, в том числе карбонатно-вулканокластические турбидиты в районе скв. 459; 6 — отдельные вулканические постройки; 7 — гипербазиты; 8 — оползневые брекчии, олистостромы; 9 — разломы-рифты; 10 — разлом вдоль глубоководного желоба; 11 — прочие разломы; 12 — условные геологические границы; 13 — контуры отдельных морфоструктурных элементов; 14 — скважины бурового судна «Гломар Челленджер».



после длительного перерыва на верхнемеловой глинисто-кремнистой формации. Этот перерыв четко прослеживается во всех скважинах, пробуренных от подножия Шатского на севере до Каролинских островов на юге. Длительность его различна: в скв. 59 он продолжается до эоцена, в ряде других скважин — до олигоцена и миоцена.

МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ

Магеллановы горы изучены довольно слабо. По данным 2-го рейса НИС «Академик Александр Несмеянов», 1983 г., в зоне геотраверса на южных и юго-западных отрогах гор в интервале глубин 1400—4800 м драгированы оливин-плаггиоклазовые, пироксен-плаггиоклазовые базальты, агломератовые лавы, автобрекчии и туфы основного состава. Несколько южнее геотраверса Магеллановы горы изучались в 9-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [3]. Петрохимические данные свидетельствуют о принадлежности магматических пород Магеллановых гор к щелочно-базальтовой ассоциации океанических островов [1, 3]. По аналогии с подобными и близко расположенными горами Маркус-Неккер, по возрасту базальтоиды логично считать меловыми. Мнение Б. И. Васильева с соавторами [1] о неогеновом возрасте вулканизма не обосновано какими-либо данными и

высказывается как предположение. Однако юго-восточнее, на одной из подводных гор системы Маркус-Неккер драгированы щелочные базальты с возрастом $62,59 \pm 2,03$ млн лет [18], что позволяет говорить о проявлении внутриплитного вулканизма палеоценового и даже эоценового возраста.

Тип формаций, их субгоризонтальное залегание, мощности позволяют отнести Тихоокеанскую плиту к платформе, фундамент которой пока не вскрыт бурением.

Во время экспедиции Токайского университета в 1985 г., посвященной поискам богатых кобальтом марганцевых корок, на вершине одной из подводных гор, расположенной в зоне геотраверса, установлены содержания кобальта свыше 0,5 % [18], но пока нет детальной информации о драгированных породах.

Анализ детальных батиметрических данных позволяет наметить три системы разломов (см. рис. 2), вдоль которых ориентированы подводные горы и гайоты: меридиональная, широтная и северо-западно-юго-восточная [48]. В результате этих же батиметрических исследований высказывается предположение, что подводные горы, в частности хр. Даттон, расположенный в северной части геотраверса, надвинуты на островодужный склон Марианского желоба. Косвенным обоснованием может служить тот факт, что гайот Фриер выдвинут на

ЗАПАДНО-ФИЛИППИНСКАЯ КОТЛОВИНА

ПАРЕСЕ-ВЕЛА КОТЛОВИНА

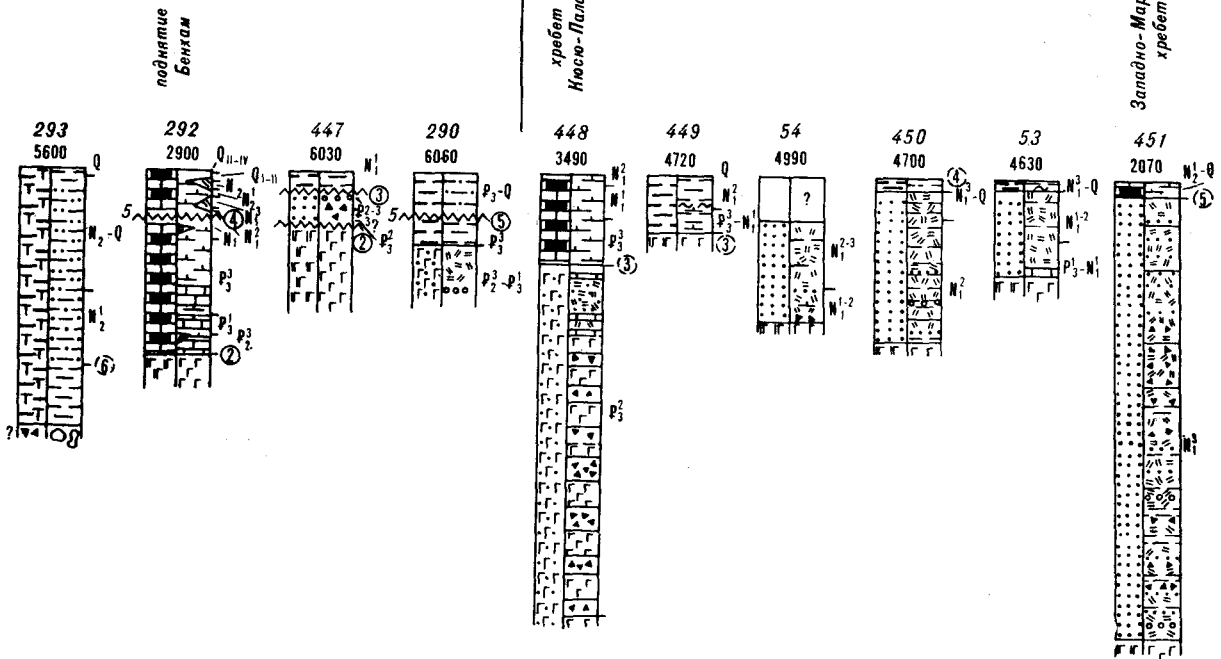


Рис. 4. Разрезы скважин бурового судна «Гломар Челленджер» вдоль 18° с. ш. в Филиппинском море.

1—7 — вулканокластические породы: 1 — глина, 2 — алевроитовая глина или глинистый алевроит, 3 — песчаная глина или глинистый песок, 4 — песок, 5 — турбидиты с оползевыми текстурами, 6 — брекчия, 7 — конгломерат; 8 — пепел среднего и кислого состава; 9 — базальт; 10 — андезит; 11 — габбро-базальтовая полимиктовая брекчия; 12 — мел, известняк; 13 — нанофоссилийный оол; 14 — карбонатный аргиллит, мергель; 15 — кремнистые осадки; 16 — кремнисто-глинистые осадки; 17—28 — формации: 17 — базальтовая, 18 — базальто-андезитовая, 19 — базальто-вулканокластическая, 20 — вулканокластическая, 21 — вулканокластическая турбидитная, 22 — кремнисто-карбонатно-вулканокластическая, 23 — глинисто-кремнистая, 24 — глинистая, 25 — карбонатная, 26 — карбонатно-вулканокластическая турбидитная, 27 — олистостромовая, 28 — брекчиево-конгломератовая. Прочие усл. обозн.: 29 — габброиды, метаморфизованные до амфиболитов; 30 — перерывы и их длительность в миллионах лет; 31 — фазы тектонической активности и их номера: а — выраженные перерывами, б — предполагаемые.

запад и «перекрывает» желоб, поэтому глубина желоба на этом участке на 2 км меньше, чем на соседних [48].

МАРИАНСКИЙ ЖЕЛОБ

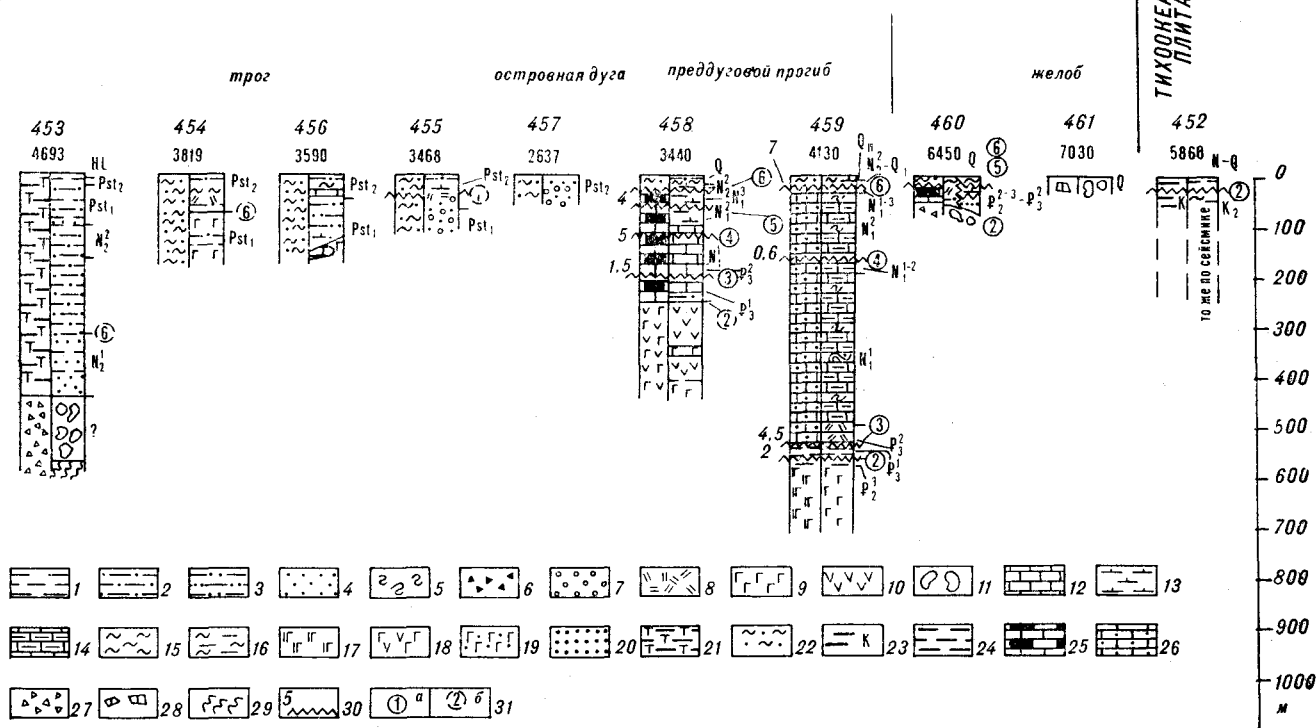
В месте пересечения его геотраверсом Марианский желоб достигает глубины около 8,6 км и почти не содержит осадков. На террасе его внутреннего склона было пробурено две скважины: 460 и 461 на глубине 6450 и 7030 м соответственно. Обе скважины характеризуют разрез на глубину менее 150 м с низким выходом керна. Верхние 20 м представлены позднплейстоценовыми диатомово-кремнистыми илами с примесью вулканического пепла. Нижние слои в скв. 461 представляют собой перемешанные осадки (олистостромовые?), 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 относительно ненарушенные илы с прослоями песка, гравия, конгломератов,

содержащих гальку клинопироксен-плаггиоклазовых базальтов, метабазитов, метадиабазов, измененных гиалокластитов, кремней, известняков. По наннопланктону и радиоляриям возраст определяется от эоцена до позднего олигоцена. Кроме того, в обломке известняка найдены кальционеллы титона-баррема.

По данным драгирования советских экспедиций, на склоне Марианского желоба обнаружены переотложенные эоценовые радиолярии в образцах миоценовых известняков и кремнисто-глинистых осадков [10], а также фосфатные брекчии, возраст которых установлен как эоценовый по кокколитофоридам и фораминиферам [2].

Экспедицией «Мариана» Скрипцовского океанографического института на склоне желоба драгированы гарцбургиты, серпентиниты, лерцолиты, массивные и слоистые габбро, а также вулканы от базальтов до дацитов [17]. Возраст их предположительно определяется как среднеэоценовый.

Имеющиеся данные свидетельствуют об отсутствии какой-либо значительной аккреционной призмы в районе желоба и дают основание полагать, что погружение по серии нормаль-



ных сбросов, сопровождаемое тектонической эрозией, являлось доминирующим процессом. Желоб является морфологическим выражением очень глубокого разлома, морфокинематическая характеристика которого еще недостаточно ясна.

МАРИАНСКИЙ ПРЕДДУГОВОЙ ПРОГИБ

Фронтальный прогиб марианской дуги характеризуется двумя скважинами: 458 и 459. В скв. 458 фундамент представлен андезитами, бонинитами, переслаивающимися с базальтами. Аналогичные по составу базальты преобладают в фундаменте скв. 459. Возраст вулканитов, судя по возрасту перекрывающих осадков, допозднеэоценовый.

Разрезы осадочного чехла в скважинах существенно различны (рис. 4) и характеризуют разные седиментационные обстановки. Разрез скв. 458 преимущественно карбонатный (ранний олигоцен — ранний плиоцен) с прослоями кремнистого мела, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, в нижней части разреза вскрыт 10-метровый пласт туфоалевролитов, туфопесчаников и пеплов нередко с градиационной слоистостью. В разрезе часты перерывы (см. рис. 4), отмечены признаки переотложения на двух стратиграфических уровнях. Так, в миоценовых осадках обнаружена галька олигоцен-

вых известняков, в раннеолигоценых осадках найдены раннеэоценовые радиолярии и наннопланктон. Верхняя часть разреза скв. 458 мощностью 28,5 м сложена карбонатно-кремнистым илом с тонкими слоями пепла. В целом разрез характеризует довольно стабильную обстановку, возможно, карбонатной платформы, и лишь самый верхний карбонатно-кремнисто-вулканокластический слой позднеплиоцен-четвертичного возраста можно отнести к отложениям фронтального прогиба молодой Марианской дуги.

По разрезу скв. 459, расположенной несколько восточнее, идентифицируются относительное погружение и нестабильная обстановка. В течение позднего олигодена — позднего миоцена здесь отложилась довольно мощная толща карбонатно-вулканокластических турбидитов. Ниже с перерывом залегает нижнеолигоценый слой мощностью 9,5 м кремнистых алевролитов с примесью псаммитовых туфов. Еще ниже также с перерывом выделяется позднеэоценовый слой мощностью 9,5 м аргиллитов, кремнистых аргиллитов и кремней.

Вышеупомянутые турбидиты с перерывом перекрываются верхнеплиоцен-плейстоценовым слоем мощностью 36 м кремнисто-карбонатных илов с прослоями пепла. Эти осадки могут быть идентифицированы с осадками преддугового прогиба Палео-Марианской островной дуги.

Площади распространения осадочных карбонатных пород, с одной стороны, и вулканических вулканокластических — с другой, определялись путем интерпретации геоморфологических и геофизических данных с использованием сведений о наличии магнитных, гравитационных аномалий, сведений о скоростных характеристиках тех или иных типов пород. Севернее зоны геотраверса уже составлены геологические карты [19, 20]. Для рассматриваемого участка геотраверса, в частности, установлено, что скорость распространения продольных сейсмических волн в нелигифицированных карбонатных осадках 1,4 км/с, в лигифицированных — до 2,2 км/с, в вулканических породах от 2,2 до 5 км/с, в среднем 3,3 км/с. В зависимости от этих параметров и может быть ориентировочно определен вещественный состав выделенных ранее «скоростных» слоев [14, 38], который показан на карте и разрезе.

МАРИАНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

На склоне активной вулканической дуги была пробурена скв. 457, но она прошла лишь плейстоценовые вулканокластиты и была оставлена. О геологическом строении дуги в зоне геотраверса можно составить представление, опираясь на данные по геологии островов Гуам и Сайпан [24, 36], расположенных несколько южнее по простиранию дуги (см. рис. 1). Древнейшие образования на этих островах представлены пиллоу-лавами с туфами и конгломератами верхнеэоценовой формации Факпи ($43,8 \pm 1,6$ млн лет) и риолитами формации Сэнкакуяма (41,4 млн лет). Выше залегают олигоценовые вулканы формаций Хэгман и Алутот (35—36 млн лет). Далее с перерывом следуют верхнеолигоцен-среднемиоценовые вулканы Уматак (на о. Гуам) и среднемиоценовые вулканы Фина-Сису. После перерыва в середине среднего миоцена на обоих островах устанавливается карбонатная седиментация с перерывами на границе среднего и позднего миоцена, раннего и позднего плиоцена, раннего и позднего плейстоцена. Лишь в раннем плиоцене на о. Гуам накапливались глины формации Джанум. Вышеописанные варианты характеризуют Палео-Марианскую дугу, прекратившую активность в среднем миоцене.

Предположительно четвертичные (возможно, плиоцен-четвертичные) вулканы (Паган, Аламэгэн, Гогуан) протягиваются цепочкой и характеризуют собственно Марианскую дугу. Основываясь на составе пепла в четвертичных осадках скв. 453 и осадках островов, предполагают [40], что в пределах молодой вулканической дуги сначала извергались толеиты, а в последние 200 000 лет — известково-щелочные лавы.

Таким образом, в пределах современного морфологического облика Марианской дуги совмещены два островодужных комплекса: древней Палео-Марианской дуги, где вулканизм прекратился в среднем миоцене, и современной Марианской дуги, где вулканизм, начавшись в плиоцене, продолжается до сих пор.

МАРИАНСКИЙ ТРОГ

Геофизические данные свидетельствуют о том, что Марианский трог является зоной активного спрединга. Здесь установлены разломы, геометрия которых подобна типичным разломам «хребет — трансформный разлом» срединно-океанических хребтов (см. рис. 2). Оценка скорости полусрединга в последние 5 млн лет, вычисленной по магнитным данным разными исследователями, колеблется от 1,5 до 2,7 см/год [16, 28].

Здесь пробурено четыре скважины: скв. 453 на самом западном краю трога, скв. 454 близ его центра и скважины 455, 456 на западном фланге активной вулканической дуги.

О фундаменте, на котором заложился Марианский трог, можно судить по нижним слоям скв. 453 (см. рис. 4). Здесь в забое скважины вскрыто 35 м серпентинизированных габброидов, выше — 30 м полимиктовых брекчий с обломками метабазальтов и габбро, еще выше — 85 м полимиктовых брекчий с обломками габбро размером более 10 см. Существует несколько гипотез происхождения этих пород: 1) все породы образовались в результате обвала, 2) верхний слой брекчий образовался в результате обвала, а нижний слой брекчий и габброиды образовались в зоне разлома и подверглись гидротермальной проработке, 3) только габброиды образовались в зоне разлома, а слой брекчий — результат обвалов, но из разных блоков.

Геохимические исследования габбро и метабазальтов из скв. 453 и базальтов из скв. 451 показали их сходство и подтвердили их островодужное происхождение. Геофизические данные, в частности мощность и скорость в слое 3, а также глубина залегания раздела М, более близки к таковым древней океанической коры, чем очень молодой океанической коры.

Минимальный возраст вскрытых пород офиолитовой ассоциации, если судить по перекрывающим осадкам, может быть 4,7—5 млн лет, но не исключается и более древний, среднеэоценовый возраст, установленный также по косвенным признакам для офиолитов Марианского желоба.

Выше пород «фундамента» залегает довольно мощная плиоцен-четвертичная толща, сложенная илом, алевритом и песком, состоящими из вулканокластического детрита. Эти

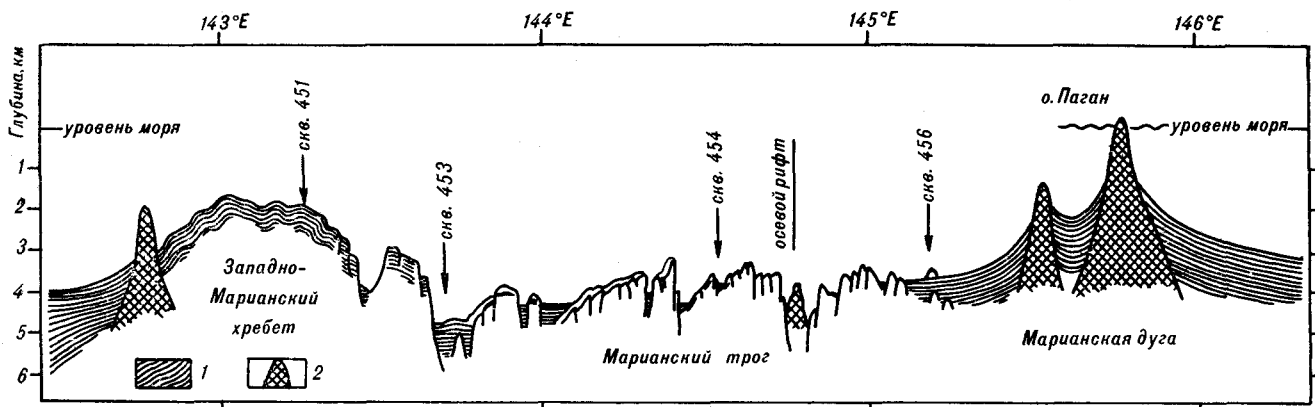


Рис. 5. Профиль через Марианский трог [33].
1 — образования чехла; 2 — молодые вулканические постройки.

осадки слагают две чередующиеся в разрезе ассоциации, которые различаются структурой, крупностью зерна, степенью биотурбации и цветом. Биотурбированные слои сложены илом, илом, цвет их зеленый. Норки и ходы илоедов узнаются по цвету, высокой карбонатности, обусловленной обилием наннопланктона, который в общем редок в этой ассоциации. В верхней части толщи биотурбированные слои имеют мощность до 6 м, а в нижней — 60 см. Небиотурбированные слои имеют коричневую окраску. Для них характерна градиционная слоистость; зернистость в целом возрастает с глубиной. Количество пеплового материала уменьшается вверх по разрезу скважины, что свидетельствует или об увеличении расстояния до источника пирокластике, или о снижении вулканической активности дуги.

Описанный разрез в целом нетипичен для Марианского трого. Турбидитами сложены лишь небольшие седиментационные ловушки в пределах трого (рис. 5). В районе скв. 453 размер ловушки составляет 20×4 км. В какой-то мере грубые вулканокластические турбидиты характерны для западного шлейфа Марианской дуги и вскрыты скважинами 455, 456.

Если считать те и другие турбидиты принадлежностью единого вулканокластического шлейфа, в пределах которого турбидиты скважин 455, 456 относятся к проксимальным, а скв. 453 — к дистальным, то из этого следует вывод, что базальты собственно Марианского трого, прерывающие в современной структуре этот шлейф, являются более поздними (см. рис. 5).

Типичными образованиями Марианского трого являются базальты, переслаивающиеся с пирокластикой разной размерности. Мощность вскрытых слоев базальтов в скв. 454 колеблется от 0,5 до 12 м. Кроме бурения в пределах Марианского трого проводилось драгирование. В драгах преобладали свежие базальты. В целом базальты трого похожи на базальты сре-

динно-океанических хребтов и толеиты междуговых бассейнов, но есть образцы, содержащие компоненты островодужных базальтов, что объясняется или ассимиляцией, или существованием двух типов магм.

Кроме того, на западном борту трого были драгированы кислые пемзы [28]. В результате более поздних детальных работ [33] здесь были обнаружены абиссальные холмы с возрастом 3 млн лет, характеризующиеся высоким тепловым потоком, наклонные эскарпы, связанные с разломами, и группы куполов от 50 до 1000 м в диаметре. Некоторые из них инкрустированы марганцевыми корками. Высокие значения теплового потока связываются с гидротермальной деятельностью в районе куполов. Обращает внимание на фундаментальные отличия от гидротермальных источников срединно-океанических хребтов по составу твердого грунта. На одном из куполов драгированы риодацитовые пемзы. Предполагается, что эти кислые породы могут быть крайними дифференциатами толеитовой магмы, но более вероятно их происхождение за счет частичного плавления осадков, выполнявших бассейн.

ЗАПАДНО-МАРИАНСКИЙ ХРЕБЕТ

Этот хребет является самой молодой из остаточных дуг региона. Разрез его достаточно полно характеризует скв. 451, пробуренная на восточном склоне хребта. В основании скважины вскрыты пиллоу-базальты, перекрытые мощной (925 м) ритмично построенной вулканогенной молассой позднемиоценового возраста, где чередуются тонкие стекловатые туфы, туфы псаммитовой размерности, вулканокластические брекчий и конгломераты. Мощность прослоев псефитовых пород составляет 5—10 м в верхней части разреза и 20—30 м в нижней. Мощность прослоев тонких туфов 20—40 м. В интервале 280—660 м отмечены мелководные фораминиферы, фрагменты кораллов, мша-

нок, обломки пелелипод, гастропод, лигнитов, множество крупных фораминифер. Изучавшие эти остатки исследователи пришли к выводу, что осадконакопление происходило на мелководном шельфе в предрифовой зоне на глубине менее 100 м. В конгломератах галька и обломки размером до 13 см представлены базальтами, туфами, андезитами, пемзами, стеклом. Довольно часто наблюдается градиционная слоистость. Углы наклона слоев достигают 20—40°, нередко нормальные сбросы со смещением до 15 см. Для этой части разреза характерна колоссальная скорость седиментации — до 400 м/млн лет. Предполагают, что в период формирования толщи вулканокластиков имели место три фазы вулканической активности [43].

Венчается разрез 36-метровым слоем фораминиферных и нанноилов раннеплиоценового возраста. Таким образом, активность Западно-Марианской вулканической дуги прекратилась в доплиоценовое время.

По данным интерпретации гравитационных аномалий в свободном воздухе, рельефу и исследованиям изостазии, под Западно-Марианской дугой мощность земной коры достигает 12 км преимущественно за счет значительного увеличения мощности второго слоя [14].

БАССЕЙН ПАРЕСЕ-ВЕЛА

Этот бассейн обычно рассматривается как типичный задуговой бассейн. Изучавшие его С. Мрозовски и Д. Хейс [14], основываясь на идентификации меридиональных линейных магнитных аномалий, считают, что бассейн в целом или по крайней мере его западная часть сформировались путем спрединга в период от раннего олигоцена до среднего миоцена. Осью спрединга считается рифт Паресе-Вела глубиной свыше 3 км. Рельеф дна, структура земной коры, установленная по геофизическим данным, и, наконец, геологическое строение верхней части разреза, изученное по данным бурения, к востоку и западу от осевого рифта совершенно различны. К тому же западная часть бассейна почти на 100 км шире восточной. Геофизические отличия четко показаны Д. Хейсом [14], так что остановимся лишь на отличиях в геологическом строении.

Восточная часть бассейна характеризуется значительной изменчивостью мощности всех слоев литосферы, сглаженным рельефом, поскольку вулканический фундамент перекрыт толщей вулканокластических отложений позднеолигоцен-позднемиоценового возраста, мощность уменьшается от 3 км и более вблизи Западно-Марианского хребта до первых сотен метров вблизи рифта Паресе-Вела. Скважина 450 пробурена недалеко от оси рифта. Здесь

вскрыты пиллоу-базальты, которые считаются интрузивными [43] и более молодыми, чем подстилающая океаническая кора. В скважинах 53 и 54, пробуренных соответственно севернее и южнее скв. 450 (см. рис. 1), также предполагается интрузивная природа базальтов и андезитов (?), вскрытых в основании разреза. Таким образом, возраст фундамента восточной части бассейна Паресе-Вела предположительно определяется как доолигоценный.

Выше базальтов в скв. 450 вскрыто 12 м гидротермально измененных тонких стекловатых туфов, затем пачка мощностью 238 м переслаивающихся пелитовых (4—7 м) и псаммитовых (5—8 м) туфов, изредка отмечаются слои конгломератов. Описанная часть разреза характеризует дистальную часть вулканокластического шлейфа турбидитов, сносившихся с Западно-Марианской дуги. Возраст отложенный определяется как среднепозднемиоценовый. Венчается разрез в скв. 450 83-метровым слоем пелагических глин позднемиоцен (?)—раннеплейстоценового возраста со слоями пепла мощностью 3—5 м в нижней части. На сейсмопрофиле [27] видно, что все слои чехла смяты в пологие складки в результате слабых постплейстоценовых движений.

Таким образом, восточная часть бассейна Паресе-Вела может быть отнесена к задуговому прогибу, характерной чертой которого является мощный вулканокластический разрез.

Западная часть бассейна Паресе-Вела имеет чрезвычайно неровный рельеф с многочисленными глубокими рифтами, которые рассматриваются как предшествующие центры спрединга или разрывы в осевой части хребта (см. рис. 3). Предполагается, что эта часть бассейна сформировалась в результате симметричного спрединга, прекратившегося в промежутке 13—18 млн лет.

Нижняя часть разреза этой части бассейна изучена по данным драгирования западного борта рифта Паресе-Вела (или разлома Яп) советскими экспедициями (17-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев», 1976 г., 3-й рейс НИС «Академик Александр Виноградов», 1984 г., 29-й рейс НИС «Пегас», 1985 г., 27-й рейс НИС «Морской геофизик», 1985 г., 21-й рейс НИС «Профессор Богоров», 1986 г. и др.). В 3-м рейсе НИС «Академик Александр Виноградов» с глубины около 6 км в зоне геотраверса драгированы дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, анортозиты, троктолиты, оливиновые габбро [9, 15]. На южном окончании зоны Яп — Паресе-Вела, на о. Яп, обнажаются сильно-дислоцированные, а местами меланжированные амфиболиты, зеленые сланцы, ультрабазиты, габброиды, глыбы плагиигранитов и туфоконгломератов [47]. Возраст амфиболитов, определенный по ядерной части амфибола, составля-

ет 80—90 млн лет. Вышеописанный комплекс перекрывается олистоострововой среднемиоценовой формацией Мэн, а затем андезитовой формацией [2].

В западном борту рифта Паресе-Вела в зоне геотраверса выше гипербазитов на глубине около 4 км драгированы пористые железистые и титанистые океанические толейты с несколько повышенной щелочностью [15]. Подобные же пиллоу-базальты драгированы в этой же зоне разлома несколько севернее в 21-м рейсе НИС «Профессор Богоров» [9] и немного южнее в 17-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев».

Эти базальты характеризуют второй слой земной коры, мощность которого довольно выдержана в западной части бассейна Паресе-Вела. В основании скв. 449 в западной части рифта Паресе-Вела также вскрыты базальты в виде как пиллоу-лав, так и массивных потоков. Возраст их позднеолигоценовый (возможно, и древнее), вскрытая мощность около 40 м. По составу базальты близки к типичным базальтам срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов, но резко отличаются от островных дуг.

Осадочный слой в западной части бассейна Паресе-Вела очень тонкий, мощность его слегка увеличивается к западу (к хр. Кюсю-Палау) от единиц до первых сотен метров. В скв. 449 позднеолигоцен-четвертичный осадочный чехол мощностью 110 м сложен преимущественно пелагическими глинами с примесью кремнистых илов, пемзы, пемзы. В основании разреза чехла наблюдается 14-метровый слой карбонатного ила, прослой карбонатных илов фиксируются и в средней части разреза. Существуют три объяснения названного факта [27]: 1) это может быть карбонатной составляющей турбидитов, поступавших с хр. Кюсю-Палау, но такому объяснению противоречат резкие слоевые контакты; 2) карбонатные слои образовались в результате тектонического воздымания выше критической глубины карбонатной компенсации; 3) присутствие карбонатных слоев на двух уровнях может быть обусловлено ритмичным изменением критической глубины карбонатной компенсации. После среднего миоцена, судя по отсутствию карбонатных осадков, дно бассейна находилось постоянно ниже критической глубины карбонатной компенсации.

Обилие в разрезе пелловых горизонтов в интервале 20—13 млн лет коррелируется с главным периодом вулканической активности Западно-Марианской дуги. Следует отметить, кроме того, обилие железомарганцевых конкреций в осадках бассейна, что свидетельствует о гидротермальной деятельности в период формирования океанической коры и в последующие этапы.

Таким образом, западная часть бассейна Паресе-Вела является вулканической зоной с прерывистым и маломощным карбонатно-глинистым чехлом.

ХРЕБЕТ КЮСЮ-ПАЛАУ

Этот хребет представляет собой остаточную островную дугу, глубоко погружившуюся на дно моря. По данным скв. 448 [27], дуга сложена мощной олигоценовой толщей (вскрытая мощность около 700 м) чередующихся базальтовых потоков, даек, вулканокластических брекчий, туфов пелитовой и псаммитовой размерности. Мощность слоев варьирует от десятых долей метра до 30 м. Обилие вулканокластиков свидетельствует о мелководных или даже субаэральных условиях извержений. Лавы представлены базальтами, но в матрике брекчий в верхней части разреза присутствуют обломки гранодиоритов, андезитов (?). Кроме того, на крутом восточном склоне хр. Кюсю-Палау драгированы андезитобазальты [2]. Общая мощность слоя вулканогенно-осадочных пород со скоростью продольных сейсмических волн 3,5 км/с достигает, по геофизическим данным, 2,5 км [14, 27], слой утоняется к западу (см. рис. 2). Скорость седиментации составляла 300 м/млн лет. Углы падения слоев в нижней части разреза достигают 45°, в верхней — 25°.

В верхней части вулканокластического слоя отмечаются прослой мела, еще выше по разрезу скв. 448 в интервале 0—175 м мел и нанноилы преобладают, в них нередко отмечаются обломки пемзы. Возраст карбонатного слоя в скв. 448 позднеолигоцен-среднемиоценовый, а в северной части хр. Кюсю-Палау — позднеолигоцен-плейстоценовый, поэтому предполагают, что в районе скв. 448 верхняя часть карбонатного слоя эродирована. Карбонатные слои залегают субгоризонтально, что свидетельствует о том, что с позднего олигоцена хребет испытывал лишь медленное, спокойное погружение без каких-либо перестроек.

ЗАПАДНО-ФИЛИППИНСКИЙ БАССЕЙН

Этот бассейн является самым крупным окраинным бассейном Юго-Восточной Азии, но из-за недостаточной изученности происхождения его вызывает наибольшее количество разногласий [23, 29, 34, 39, 45, 49, 50]. Предполагается, что Центральный разлом бассейна находится вблизи или совпадает с осью симметрии линейных магнитных аномалий приблизительно 225—290°. Различия между интерпретациями касаются главным образом оценок скорости аккреции коры и времени прекращения спрединга в этом бассейне.

Многие исследователи в основном соглашались с тем, что большая часть бассейна сформировалась в эоцене. Что касается более древних образований, то сведений о них немного. В зоне Центрального разлома в 3-м рейсе НИС «Академик Александр Виноградов» драгированы породы офиолитовой ассоциации [15], на северо-западном окончании этого разлома в скв. 293 на глубине около 6 км под плиоценовыми турбидитами вскрыты брекчии толеитовых базальтов и габбро, измененные до низких ступеней амфиболитовой фации. Возраст этих образований не установлен, но по аналогии с офиолитовым комплексом Замбалес на о. Лусон [22, 41] условно принимается ранне-среднеэоценовым.

Данные о наиболее древних образованиях к северу от геотраверса таковы. На юго-восточном окончании хр. Оки-Дайто (Филиппинская котловина) в 4-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов», 1984 г. на глубине около 4000 м драгированы зеленокаменно измененные андезиты, базальты, андезитобазальты, а также туфы и игнимбритовидные образования среднего состава [7]. Все эти породы, вероятно, прорваны (по мнению авторов) дайками и штокообразными телами долеритов и габброидов с аналогичным характером вторичных изменений. По составу и характеру изменений вулканыты и габброиды близки к образованиям, поднятым в ряде участков хр. Дайто японскими исследователями и имеющим позднемеловой (82—85 млн лет) возраст согласно калий-аргоновым датировкам [8, 35, 37, 46].

По более поздним данным [27], возраст роговообманковых, тремолитовых и диопсид-хлоритовых сланцев определен в 49 млн лет (средний эоцен).

В зоне Центрального разлома драгированы магнезиальные шпинель-оливин-плагноклазовые базальты [15], а в зоне разлома, простирающегося параллельно Центральному в 150 км севернее,— магнезиальные и магнезиально-железистые пиллоу-базальты и в небольшом количестве долеритобазальты [13]. Базальты вскрыты и в основании скв. 447. Это 183-метровая толща чередующихся базальтовых потоков и пиллоу-лав. Прямых данных о ее возрасте нет. В скв. 447 она перекрыта вулканокластическими брекчиями с прослоями туфов среднего олигоцена, в основании скв. 290 вскрыты конгломераты раннеолигоценового или позднеэоценового возраста, что приводит к мысли о наличии перерыва в основании чехла в скв. 447. В целом мощность вулканокластических образований в скв. 447 невелика — 66 м. В нижних слоях вулканокластических брекчий обломки угловатые, сложены в основном базальтами, сцементированными вулканичес-

ким стеклом. В верхних слоях присутствуют не только брекчии, но и конгломераты, в которых обломки представлены кокколитовыми известняками (25 %), мергелями (15), свежими базальтами (20), измененными базальтами (10), кварцем и плагноклазами (5 %). Возраст этих слоев среднеолигоценовый, но в них наблюдается и переотложенная раннеолигоценовая фауна. В обломках подобных конгломератов величиной до 6 см (скв. 290) отмечены диабазы, сильноизмененные базальты, кремни, палагонитизированное стекло, мел, пемза. Цемент конгломератов карбонатно-глинистый, в нем содержатся переотложенные меловые фораминиферы. По мнению исследователей, изучавших эти конгломераты, их можно отнести к дебритах, сносившимся с вулканической дуги, возможно Кюсю-Палау. Факты переотложения свидетельствуют о нескольких периодах тектонической активности. Одним из подтверждений ее является 1,5-метровая зона разлома с углом падения 60°, наблюдавшаяся в вулканических брекчиях скв. 447.

Венчается разрез в скв. 447 слоем раннемиоценовых пелагических глин мощностью около 50 м, в нижней части слоя карбонатных. Поверхность слоя бронирована железомарганцевыми корками, сформировавшимися в период отсутствия седиментации.

В скв. 290 разрез выше конгломератов несколько иной. Сначала следует 83-метровый слой богатых пеплом глин с раннеолигоценовым наннопланктоном, затем — 49-метровый слой позднеолигоценовых алевритистых глин с пеплом, радиоляриями и наннопланктоном и, наконец, 90-метровый слой бескарбонатных цеолитовых алевритистых глин позднего плиоцена, отложившихся, видимо, после длительного перерыва.

По рельефу и геофизическим данным в Западно-Филиппинском бассейне фиксируется серия разломов северо-западного простираения, субпараллельных Центральному разлому. Один из таких разломов, простирающийся в 150 км севернее Центрального, изучался в 21-м рейсе НИС «Профессор Богоров». Зона разлома шириной около 18 км выражена чередованием узких впадин и поднятий с относительным превышением 1300 м. Морфоструктура разлома, по мнению изучавших его исследователей, соответствует сбросу [13].

Таким образом, Западно-Филиппинский бассейн представляет собой вулканическую зону с маломощным глинистым или карбонатно-глинистым, горизонтально залегающим чехлом. К структурным элементам другого типа относятся расположенные по западному и северо-западному обрамлению поднятия Дайто, Бенхам (скв. 292, см. рис. 4), плато Урданета и Амаи, хр. Оки-Дайто, которые являются, по-

видимому, осколками карбонатной платформы, сформировавшейся на вулканическом основании.

ВЫВОДЫ

Анализ и синтез вышеприведенного материала позволяет осуществить типизацию структурных элементов по структурно-вещественным признакам, включающим состав формаций, их мощность, характер границ и дислокаций, частично проведенную ранее [4—6].

Наиболее ярко выражены, особенно в рельефе, островные дуги (Кюсю-Палау, Западно-Марианская, Марианская) с характерной сменой формаций (снизу вверх) от вулканической (базальтовой и андезитово-базальтовой) к полого-складчатой (наклон слоев до 45°) вулканокластической и субгоризонтальной карбонатной. Перерывы нехарактерны, общая мощность превышает 1 км.

Представителем преддугового прогиба в Филиппинском регионе является Марианский, о его разрезе можно судить по скважинам 458, 459 (см. рис. 4). Этот разрез в скв. 458 включает андезитобазальтовую формацию, карбонатную формацию с тремя довольно продолжительными перерывами и кремнисто-карбонатно-вулканокластическую формацию, отложившуюся также после продолжительного перерыва. Нижняя часть разреза формировалась синхронно с отложениями Палео-Марианской дуги и характеризует преддуговое поднятие, а не преддуговой прогиб. Лишь самая верхняя кремнисто-карбонатно-вулканокластическая формация, позднеплиоцен-четвертичного возраста, формировалась синхронно с активностью современной Марианской дуги и характеризует собственно преддуговой прогиб. Следует подчеркнуть большое сходство карбонатного разреза в скв. 458 с разрезами поднятия Бенхам (скв. 292), хребтов Дайто (скв. 445) и Кюсю-Палау (скв. 448), отмеченное ранее [28], что свидетельствует, видимо, о былой связи этих регионов.

В скв. 459 средняя часть разреза, соответствующая карбонатной формации скв. 458, представлена карбонатно-вулканокластической турбидитной формацией мощностью около 400 м, характеризующей фации континентального склона.

Складчатых деформаций в отложениях преддугового прогиба не наблюдается. Многочисленные нормальные сбросы, кластические дайки свидетельствуют о режиме растяжения в этом регионе.

Характерным структурным элементом Филиппинского региона являются задуговые прогибы. Моделям формирования их посвящена обширная литература [12, 16, 29, 30, 41, 42,

44, 50 и др.]. В этих моделях они выступают как целостные структурные элементы. Если же подходить к типизации с позиций структурно-вещественных особенностей, то задуговые прогибы в широком смысле могут быть подразделены на собственно задуговые прогибы (в узком смысле), формирующиеся непосредственно за островной дугой, и вулканические зоны. Задуговые прогибы (в узком смысле), пока не имеющие собственных названий, сформировались с западной стороны дуг Кюсю-Палау, Западно-Марианской и Марианской и характеризуются в современной структуре сглаженным рельефом. Они сложены базальтовой, вулканокластической, обычно турбидитной, и глинистой (иногда с карбонатами в нижней части разреза) формациями мощностью до 3 км (см. рис. 3—5). Распределение фаций внутри вулканокластической формации обычно асимметричное. Между формациями отмечаются перерывы и несогласия. О характере дислокаций можно судить по сейсмическому профилю в восточной части бассейна Паресе-Вела, т. е. задуговому прогибу у западного подножия Западно-Марианского хребта [27]. Здесь отмечены пологие складки по всему разрезу, включая плейстоцен.

Интересен вопрос о взаимоотношении с вулканическими зонами, сложенными преимущественно толеитовыми и распространенными в западной части задуговых бассейнов в широком смысле. Наиболее удобно рассмотреть этот вопрос на примере самого молодого Марианского задугового бассейна. Здесь установлено, что в западной части бассейна (скв. 453) формировались дистальные турбидиты вулканического шлейфа Марианской островной дуги. (см. рис. 5). Ныне шлейф оказался разорванным внедрением базальтоидов; следовательно, эти базальтоиды моложе задугового прогиба в узком смысле и сформировались вероятнее всего в результате рассеянного или диффузного спрединга [42], а наиболее ярко выраженная в современной структуре рифтовая долина является, по-видимому, наиболее поздним центром спрединга. Не исключено, что задуговой спрединг может представлять собой вариант процесса пассивного спрединга, характерного для образования бассейнов присдвигового растяжения, как это предполагает С. Уеда [2].

Подобный же механизм и последовательность процессов можно предполагать для вулканической зоны в западной части бассейна Паресе-Вела. Как и предыдущая, эта вулканическая зона характеризуется пилообразным, резко расчлененным рельефом (см. рис. 3, 5), Очень слабо изучена западная часть Западно-Филиппинского бассейна, и близость ее по происхождению к вышеуказанным вулканическим зонам еще более проблематична. Поскольку эта зо-

на наиболее древняя, рельеф ее несколько снивелирован, местами сформировалась маломощная формация пелагических глин, в целом же это обширная область отсутствия седиментации.

Пятым структурным элементом, который непосредственно в зону геотраверса не попадает, но распространен севернее и южнее ее, являются так называемые карбонатные платформы на вулканическом основании, морфологически выраженные в современном рельефе поднятием Бенхам, короткими хребтами Дайто, Оки-Дайто. Характерная черта этих структур — довольно мощный, горизонтально залегающий карбонатный чехол (до 400 м) с внутрен-

ними перерывами (скв. 292) или без них (скв. 445). В низах разреза скв. 292 отмечают мелководные ископаемые: остракоды, иглы морских ежей, что свидетельствует о седиментации в волновой зоне в позднем эоцене и олигоцене. Позже эта область погрузилась на 2900 м и здесь накопился относительно глубоководный мел, нанноиллы с фораминиферами и радиоляриями. Отмеченное ранее сходство между разрезами скважин 292 и 458 позволяет предполагать наличие в прошлом довольно обширной карбонатной платформы, от которой ныне остались лишь отдельные фрагменты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б., Симащенко В. П. К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 3.— С. 97—101.
2. Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
3. Казьмин В. Г., Матвеев В. В., Разницын Ю. Н. и др. Новые данные о породах Магеллановых гор (запад Тихого океана) // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 296, № 4.— С. 942—946.
4. Кириллова Г. Л. Разрез вулканогенно-осадочного чехла дна Филиппинского моря вдоль 18° с. ш. // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 1.— С. 13—20.
5. Кириллова Г. Л. Перерывы и несогласия в разрезе дна Филиппинского моря и прилегающих островов // Там же.— 1988.— № 6.— С. 26—35.
6. Кириллова Г. Л. Тектоническое районирование дна Филиппинского моря по структурно-вещественным признакам // Тектоника Восточно-Азиатских окраинных морей/МГК АН СССР.— М., 1988.— С. 102—211. (Геодинамические исследования; № 11).
7. Коновалов Ю. И., Васильев Б. И., Говоров И. Н. и др. Магматические комплексы хр. Оки-Дайто (Филиппинское море) // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 5.— С. 25—31.
8. Сики Ц., Мисава Е., Конда И. Группа подводных хребтов Дайто и подводный хребет Кюсю-Палау и их связь с тектоникой Филиппинского моря // Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1978.— С. 40—51.
9. Симащенко В. П., Октябрьский Р. А., Мартынов Ю. А. Петрогеохимия магматических пород разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 130—131.
10. Скорнякова Н. С., Горбунова З. Н., Кругликова С. Б. и др. Осадки и осадочные породы Марианского желоба // Литология и полезн. ископаемые.— 1978.— № 5.— С. 18—32.
11. Тектоническая карта Мира. М-б 1:45 000 000/Под ред. Ю. Г. Леонова, В. Е. Хаипа/МинГео СССР.— М., 1984.
12. Уда С. Происхождение задуговых бассейнов // Тектоника Восточно-Азиатских окраинных морей/МГК АН СССР.— М., 1988.— С. 5—14. (Геодинамические исследования; № 11).
13. Ханчук А. И., Симащенко В. П., Октябрьский Р. А. и др. Новые данные по геологии разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.— С. 180—181.
14. Хейс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей: Тр. 27-го Междунар. геол. конгресса. Симпозиум 06.2.3.— М.: Наука, 1984.— Т. 6, ч. II.— С. 30—44.
15. Щека С. А., Кулинич Р. Г., Высоцкий С. В. и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 286, № 2.— С. 417—421.
16. Bibee L. D., Shor G. G. jun., Lu R. S. Inter-arc spreading in the Mariana trough // Mar. Geol.— 1980.— V. 35.— P. 183—197.
17. Bloomer S. H., Hawkins J. W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: an island arc ophiolite // The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands. P. 2.— Washington. (D. C.), 1983.— P. 294—317.
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. Faculty of the Marine Sci. and Tec. Tokai Univ.— 1987.— V. 25.— P. 25—31.
19. Geological map of the Northern Ogasawara arc. 1:1 000 000.— Geological survey of Japan, 1982.
20. Geological map of the Southern Ogasawara and Northern Mariana arcs. 1:1 000 000.— Geological survey of Japan, 1982.
21. Geology of the Northern Philippine Sea. Geological Results of the GDP/Ed. by T. Shiki.— Tokai Univ. Press, 1985.
22. Hawkins J. W., Evans A. Geology of the Zambales Range, Luzon, Philippine Island arc — back arc basin pair // The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands.— P. 2.— Washington. (D. C.), 1983.— P. 124—138.
23. Hilde T. W. C., Lee C.-S. Origin and evolution of the West Philippine basin: A new interpretation // Tectonophys.— 1984.— V. 102, N 1-4.— P. 85—104.
24. Ingle J. C., Jr. Summary of late paleogene-neogene insular stratigraphy, paleobathymetry and correlations, Philippine sea and sea of Japan region // Initial Reports the Deep Sea Drilling Project.— 1975.— V. 31.— P. 837—856.
25. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1971.— V. 6.
26. Ibid.— 1975.— V. 31.
27. Ibid.— 1981.— V. 59.
28. Ibid.— 1982.— V. 60.
29. Karig D. E. Basin genesis in the Philippine sea //

- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1975.— V. 31.— P. 857—879.
30. *Karig D. E.* Structural history of the Mariana island arc system // *Bull. Geol. Soc. Amer.*— 1971.— V. 83.— P. 323—344.
 31. *Larson R. L., Schlanger S., Batiza R. et al.* Site 462 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1981.— V. 61.— P. 19—395.
 32. *Leg 89 Scientific Party.* Leg 89 drills Cretaceous volcanics // *Geotimes.*— 1983.— V. 28.
 33. *Lonsdale P., Hawkins J.* Silicic volcanism at an off-axis geothermal field in the Mariana Trough back-arc basin // *Geol. Soc. Amer. Bull.*— 1985.— V. 96, N 7.— P. 940—951.
 34. *Louden K. E.* Magnetic anomalies in the West Philippine basin // The geophysics of the Pacific ocean basin and its margins.— Washington (D. C.), 1976.— P. 253—267.
 35. *Matsuda J., Saito K., Zasu S.* K—Ar age and Sr isotope ratio of the racks in the manganese nodules obtained from the Amami Plateau, Western Philippine Sea // Symposium on the geological problems of the Philippine Sea, 1975.— P. 99—101.
 36. *Mocabe 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.
 37. *Mizuno A., Okuda Y., Tamaki K. et al.* Marine geology and geologic history of the Daito Ridges Area, Northwestern Philippine Sea. Pt. 1, 2 // *Marine Sciences.*— 1975.— V. 7.— P. 52—59; V. 7, N 8.— P. 39—44.
 38. *Mrozowski C. L., Hayes D. E.* A seismic reflection study of block faulting in the Mariana forearc basin // Tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands.— Washington (D. C.), 1980.— P. 223—234.
 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. *Natland J. H., Tarney J.* Petrologic evolution of the Mariana arc and back-arc basin system — a synthesis of drilling results in the south Philippine Sea // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1981.— V. 60.— P. 877—908.
 41. *Schweller W. J., Karig D. E., Bachman S. B.* Original setting and emplacement history of the Zambales ophiolite, Luzon, Philippines from stratigraphic evidence // The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands. P. 2.— Washington (D. C.).— 1983.— P. 124—138.
 42. *Sclater J. G., Hawkins J. W., Mammerickx J.* Crustal extension between the Tonga and Lau Ridges: Petrologic and Geophysical Evidence // *Geol. Soc. Amer. Bull.*— 1972.— V. 83.— P. 505—518.
 43. *Scott R. B., Kroenke L., Zakariadze G. et al.* Evolution of the south Philippine Sea: DSDP Leg 59 results // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1980.— V. 59.— P. 803—816.
 44. *Seno T., Maruyama Sh.* Paleogeographic reconstruction and origin of Philippine Sea // *Tectonophys.*— 1984.— V. 102.— P. 53—84.
 45. *Shin T.-C.* Marine magnetic anomalies from the western Philippine Sea: Implications for the evolution of marginal basin // The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands.— Washington (D. C.), 1980.— P. 49—76.
 46. *Shiki T., Aoki H., Suzuki H. et al.* Geological and petrological results of the GDP Cruise in the Philippine Sea // *Marine Sciences.*— 1974.— V. 6, N 8.— P. 51—56.
 47. *Shiraki K.* Metamorphic basement rocks of Yap Islands, Western Pacific // *Earth and Planet. Sci.*— 1971.— V. 13, N 1.
 48. *Smoot N. C.* Guyots of the Dutton Ridge of the Bonin-Mariana trench Junctionure as shown by multi-beam surveys // *J. Geol.*— 1983.— V. 91, N 2.— P. 211—220.
 49. *Uyeda S., Ben-Avraham Z.* Origin and development of the Philippine Sea // *Nature Phys. Sci.*— 1972.— V. 240.— P. 176—178.
 50. *Watts A. B., Weissel J. K., Larson R. L.* Sea floor spreading in marginal basins of the western Pacific // *Tectonophys.*— 1977.— V. 37.— P. 167—181.

Описание станций драгирования подводного влк. Горшкова

Номера станций драгирования	Координаты		Интервал драгирования, м	Вес поднятого материала, кг	Состав магматических пород и их соотношение (в скобках — номера образцов)
	Ширина северная	Долгота восточная			
3002	47°09'	157°05'	2950—2800	—	Материал в драге отсутствует Эффузивные породы — 75 %. Авгитовые базальты (4, 18), андезитобазальты (9), андезиты (15, 10), андезитодациты (8, 12), риолиты (1, 21) Туфы андезитового и дацитового составов (3, 5) — 10 % Щелочной оливиновый базальт (2) — единичный образец Интрузивные породы (габбро-норит, 7, серпентинит, 13, 19) — 1 % Осадочные породы — 4 % Железомарганцевые образования — 10 %
3003	47°09'	157°04'	2590—2505	70	
3006	47°10'	157°04'	2720—2600	80	Эффузивные породы — 60 %. Долериты (2, 3), плагиобазальты (10), авгитовые андезитобазальты (1), роговообманковые двупироксеновые андезиты (7), биотит-авгит-роговообманковые дациты (4) Туфы андезитодацитового, дацитового и риолитового составов (8, 9) — 10 % Фрагменты шаровых базальтов — 30 %. Кварцевый монцит (12) — доли процента Гидротермально измененные андезиты — 50 % Фрагменты шаровых базальтов — 50 %
3011	47°10'	157°04'	2630—2580	20	Щелочные оливиновые базальты (4, 5, 7) — 75 % Двупироксеновые базальты (2) — 15 % Измененный витрокластический туф дацитового состава (1) — 9 % Оливиновое габбро (3) — 1 % Фрагменты шаровых лав — 90 % Гранит нормального ряда (1) — 5 % Метаморфизованный риолит (2) — 5 %
3007	47°10'	157°04'	2820—2720	120	
3005	47°09'	157°04'	2820—2780	70	Долерит (1) — 100 % Фрагменты шаровых лав (1) — 5 % Метаморфизованный базальт (2) — 95 % Гранит нормального ряда (1) — 5 % Плагиоклаз-амфиболовый пироксенит (2) — 45 % Дацит (3) — доли процента
3010	47°10'	157°05'	2900—2800	10	Материал в драге отсутствует
3008	47°11'	157°04'	3000—2950	5	
3004	47°08'	157°05'	3100—2950	12	
3009	47°09'	157°05'	2900—2700	—	
3012	47°09'	157°04'	2500—2400	—	
3013	47°12'	157°05'	2700—2600	—	

зу): эффузивно-интрузивный, абиссальных базальтов, щелочных оливиновых базальтов типа океанических островов и известково-щелочных эффузивов базальт-риолитового ряда (островодужный). Выявление двух нижних комплексов подтверждает прежние результаты драгирования южного, центрального и северного участков вала Хоккайдо [1, 5, 7, 9]. В этом отношении результаты 30-го рейса «Пегаса» являются еще одним доказательством широкого распространения на окраинном валу эффузивно-интрузивной ассоциации пород, характерных для складчатых областей, и перекрывающих их океанических шаровых базальтов. Два верхних комплекса — базальтов типа океанических островов и известково-щелочных эффузивов базальт-риолитового ряда — выделены в данном районе впервые.

Комплекс изверженных пород, типичный для складчатых областей, занимает наиболее низ-

кое положение (глубже 2800 м), подстилает абиссальные базальты. В его составе широко представлены гранитоиды нормального ряда, эффузивы основного и кислого состава, редко — туфогенные песчаники. На станции 3004 в составе пород основания встречен обломок плагиоклаз-амфиболового пироксенита. Все породы в той или иной степени подвержены вторичным изменениям (пропилитизации) и метаморфизму. Абсолютный возраст отдельных представителей этого комплекса колеблется от 77 до 105 млн лет [5].

Абиссальные шаровые базальты перекрывают орогенную эффузивно-интрузивную ассоциацию и подняты в данном районе с глубин менее 2800 м. Базальты имеют коричневатую окраску и состоят из отдельных сферических обособлений диаметром 0,4—0,6 м, имеющих концентрически-зональное строение. Снаружи шары покрыты тонкой (первые милли-

Схема геологического строения района подводного влк. Горыкова

Комплекс магматических пород	Предполагаемый возраст	Интервал глубины драгирования комплексов, м	Номера станций драгирования
Известково-щелочных эффузивов базальт-риолитового ряда (островодужный) Щелочных оливиновых базальтов (океанических островов) Абиссальных шаровых базальтов Эффузивно-интрузивный орогенный комплекс основания	Кайнозойский (Kz)	Выше 2700	3003 3006 3011
	Мел-палеогеновый (K — P)	2800—2700	3007
	Мезозойский (Mz)	Ниже 2800	3005 3010, 3008, 3004

метры) коркой закаливания, представленной измененным вулканическим стеклом. Базальты имеют миндалекаменную текстуру, количество миндалин до 30 % по объему, распределение их неравномерное. Структура, как правило, афировая, редко — порфировая. По составу преобладают плагиобазальты. Темноцветные минералы имеют подчиненное значение и замещены хлорит-лимонитовым агрегатом.

Мощность покровов шаровых базальтов в описываемом районе составляет 100—180 м, на других участках она достигает 400—500 м [5]. Среди материала данного комплекса встречаются «экзотические» породы — двупироксеновые базальты, оливиновое габбро, дацитовый туф, кварцевый порфир и гранит нормального ряда.

На этом же батиметрическом уровне (2800—2700 м) обнаружены породы, аналогичные щелочным оливиновым базальтам океанических островов, которые объединены нами в третий магматический комплекс. Близкие по составу породы обнаружены одним из авторов ранее на южном фланге вала Хоккайдо (влк. Виноградова) [9]. Щелочные оливиновые базальты характеризуются шаровой отдельностью. Текстура их массивная и миндалекаменная, содержание вкрапленников не превышает 10 %, последние представлены плагиоклазом и оливином. Плагиоклаз обычно преобладает, реже отмечаются его равные соотношения с оливином, который полностью замещен вторичными минералами. В основной массе присутствуют лейсты и микролиты плагиоклаза, вулканическое стекло, замещенное глинистыми минералами, хлоритом и карбонатом, рудный минерал. Темноцветные минералы в основной массе

представлены оливином и титан-авгитом либо одним из них. Титан-авгит, в отличие от оливина, сохраняет свежий облик. В целом для основной массы базальтов характерна неоднородность, отмечаются участки с разной степенью раскристаллизованности и обогащенности одним из минералов. Структура основной массы гиалопилитовая, интерсертальная, пойкилитовая.

Драгированием привершинной части вулкана на глубинах менее 2700 м вскрыт необычный для пород океана комплекс эффузивных пород базальт-андезит-риолитового ряда, перекрывающих шаровые базальты. Морфология подводной горы, ассоциация эффузивных и пирокластических разностей, наличие гидротермально измененных пород, связанных с фумарольной деятельностью, в совокупности указывают на то, что подводная гора является вулканом, привершинная часть которого образовалась после формирования покровных и островных базальтов.

Как уже отмечалось, этот комплекс обнаружен впервые в пределах окраинного вала, хотя отдельные обломки сходных пород поднимались и в предыдущих рейсах. Вероятно, к этому типу относится обломок биотитового дацита с возрастом 21,6 млн лет, поднятый Б. И. Васильевым [2] со склона подводной горы в южной части вала Хоккайдо.

Базальты представлены в глыбах до 40 см в поперечнике. Обнаруживают серийно-порфировую структуру с содержанием вкрапленников до 15 %. Зональные и незональные плагиоклазы переполнены рудным минералом и хлоритом. Моноклинные пироксены представлены как крупными ксенокристаллами с включениями плагиоклаза, так и мелкими розоватыми зернами в базисе. Основная масса имеет пилотакситовую и интерсертальную структуры. К группе базальтов можно отнести и их жильные аналоги — долериты, характеризующиеся близким минералогическим составом, диабазовой и долеритовой структурами.

Андезиты содержат во вкрапленниках плагиоклаз и в подчиненном количестве моноклинные пироксен. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру. Стекло замещено хлорит-гидрослюдистым агрегатом. Встречается вторичный кварц мозаичного строения. Андезитодациты и дациты представлены многочисленными обломками, содержащими во вкрапленниках плагиоклаз, две разновидности пироксенов и амфибол. Из акцессорных минералов отмечаются титаномagnetит и апатит. В фельзитовой основной массе встречаются плагиоклаз, кварц, амфибол, пироксены и рудные минералы. Калишпатовый риолит в единичной глыбе сложен вкрапленниками калиевого полевого шпата (20 %), кварца, плагиоклаза и биотита. Из акцессорных минералов

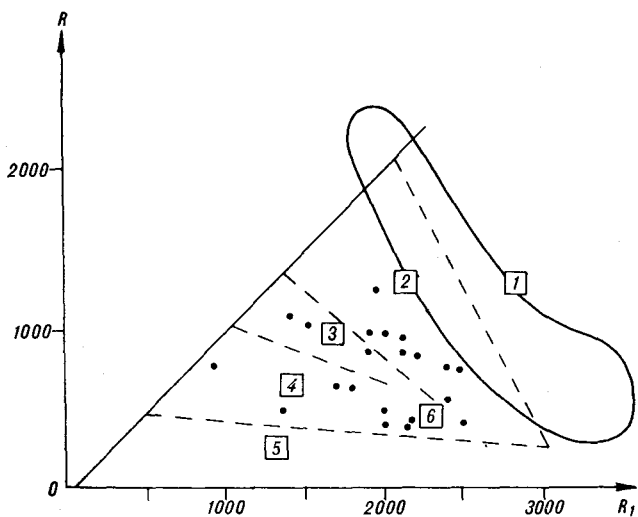


Рис. 2. Мультикатионная диаграмма по Р. Батчелору и П. Боудену [10] для интрузивных пород вала Хоккайдо. Точками показаны составы интрузивных пород. Поля гранитоидов: 1 — мантийных, 2 — раннеорогенных, 3 — орогенных, 4 — позднеорогенных, 5 — посторогенных, 6 — анатектических синорогенных; оконтурено поле гранитоидов Курильской островной дуги.

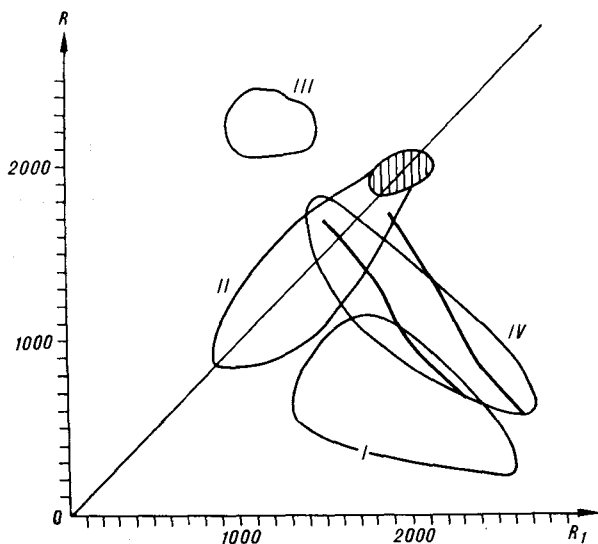


Рис. 3. Диаграмма Ля Роша [11] для магматических пород вала Хоккайдо.

Контурами обозначены комплексы: I — эффузивно-интрузивный орогенный; II — абиссальных шаровых базальтов; III — щелочных оливиновых базальтов; IV — известково-щелочных эффузивов базальт-риолитового ряда (островодужный); заштриховано поле средних составов океанических толеитов.

содержится циркон. Основная масса микрофелзитовая.

Кроме эффузивных разновидностей среди драгированного материала обнаружены также кристалло-литокластические туфы основного, среднего и кислого составов. Кроме того, подняты глыбы осветленных гидротермально измененных пород, позволяющие предположить проявление сульфатарно-фумарольной деятельности в привершинной части вулкана.

Среди комплекса эффузивно-пирокластических известково-щелочных пород обнаружены единичные обломки оливинового базальта, серпентинита, габбро-норита и кварцевого монцонита, их количество не превышает 1 % от веса материала.

Химический состав. Химический состав изверженных пород вала Хоккайдо (в мас. %) приведен в табл. 3, в которой наряду с данными по 30-му рейсу помещены средние составы по литературным материалам. При обработке анализов использовались как новые, так и ранее опубликованные составы магматических пород вала. В качестве основной диаграммы использована химико-минералогическая мультикатионная диаграмма Ля Роша и др. [11], как наиболее отвечающая задачам установления различий в составах и природе магматических образований.

Эффузивно-интрузивные породы комплекса по составу, парагенетическим ассоциациям, возрасту и положению аналогичны орогенному мезозойскому комплексу основания Курильской островной дуги, подстилающему олигоцен-четвертичные островодужные формации [6]. Попытка установления природы гранитных интрузий по их представителям среди драгированного материала проведена с помощью диаграммы Р. Батчелора и П. Боудена [10], которые для увязывания состава пород с их тектонической принадлежностью использовали в качестве основы уже упоминавшуюся мультикатионную диаграмму [11] (рис. 2). Как видно из графика, породы вала на мультикатионной диаграмме существенно отличаются от курильских гранитоидов, проецирующихся в мантийную и субдукционную области (поля 1 и 2 на диаграмме). Проекция составов интрузивных пород комплекса основания концентрируются в раннеорогенной, орогенной, позднеорогенной и, частично, в анатектической областях (поля 2—4 и 6 на рис. 2), что еще раз подтверждает «континентальную» природу интрузий. Составы эффузивов, лежащих выше пород эффузивно-интрузивного комплекса, разделяются на три группы: абиссальные покровные базальты, щелочные оливиновые базальты, имеющие ограниченное распространение, и известково-щелочные эффузивы базальт-риолитового ряда. На диаграмме Ля Роша они проецируются в различные области (рис. 3). Основное различие в составе базальтов первых двух групп заключается в пониженной кремнекислотности, высокой титанистости и щелочности оливиновых базальтов. В области их распространения на диаграмме (поле III на рис. 3) также концентрируются проекции средних составов базальтов океанических островов Мирового океана.

Абиссальные покровные базальты, перекрывающие «континентальный» фундамент, значи-

Оксиды	Эффузивно-интрузивный орогенный комплекс					Комплекс абиссальных шаровых базальтов					Комплекс щелочных оливиновых базальтов			
	1	2	3	4	5	6	7		8		9	10	11	12
							n-4	σ_{\pm}	n-16	σ_{\pm}				
SiO ₂	65,67	67,75	71,34	71,50	67,95	52,66	47,28	0,35	48,60	0,96	45,04	47,27	41,61	44,55
TiO ₂	0,57	0,26	0,41	0,38	0,56	0,68	0,66	0,42	0,78	0,10	2,35	2,45	2,29	2,35
Al ₂ O ₃	14,07	14,10	13,76	13,14	15,00	17,16	18,96	1,23	17,24	1,06	19,20	18,10	15,90	16,90
Fe ₂ O ₃	1,32	1,26	2,52	1,43	1,48	0,10	6,29	2,80	10,43	1,71	11,87	11,11	7,27	8,00
FeO	4,77	3,17	0,96	2,18	2,38	7,96	3,97	3,16	1,69	1,19	0,28	0,37	2,30	2,58
MnO	0,07	0,05	0,06	0,12	0,06	0,18	0,08	0,10	0,10	0,04	0,30	0,21	0,07	0,22
MgO	2,68	1,69	0,78	0,90	2,01	6,39	4,50	1,87	2,22	1,01	0,93	1,29	1,73	2,06
CaO	2,74	3,36	3,30	2,25	3,69	10,25	9,70	1,78	7,25	2,26	8,59	6,39	16,21	12,79
Na ₂ O	3,72	4,21	3,54	3,56	3,65	2,58	2,88	0,64	3,05	0,23	2,88	3,98	2,55	3,06
K ₂ O	3,41	2,70	1,67	3,09	3,25	0,65	1,18	0,65	2,86	0,91	3,24	3,60	1,98	1,38
P ₂ O ₅	0,08	0,13	0,67	0,13	0,14	0,09	0,17	0,03	0,17	0,05	0,82	0,20	0,34	0,24
S	0,05	0,09	—	следы	<0,01	0,03	—	—	0,07	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01
П. п. п.	0,62	0,98	1,67	0,17	0,92	1,17	2,44	0,61	2,89	0,84	4,15	5,52	7,60	5,29
H ₂ O	0,18	0,24	0,08	0,41	—	—	1,64	1,02	2,71	1,40	—	—	—	—
Сумма	99,95	99,99	100,76	99,26	101,09	99,90	99,75	—	100,06	—	99,65	100,49	99,85	99,53

Примечание. Анализы 1—4 приведены по данным [7], остальные анализы выполнены в ИМГиГ ДВО АН СССР, анапорфир; 5 — обр. 3004-1 — гранит; 6 — обр. 3007-3 — шаровый базальт; 7 — средний состав шаровых базальтов в северной части 3007-7 — щелочные оливиновые базальты; 11, 12 — обр. 3007-6 — соответственно корка закалывания и внутренняя часть подушки дезитобазальты; 17, 18 — обр. 3003-8, 3003-12 — андезитодациты; 19 — обр. 3003-1 — риодацит; 20—22 — обр. 3006-3, 3006-2, 6 — среднее стандартное отклонение.

тельно изменены, что затрудняет установление их природы и объясняет разногласия в отношении их к типовым формациям океана: к щелочным базальтам — по одним авторам [1], к толеитам — по другим [9]. Изменения отразились главным образом на увеличении содержания окиси калия и росте окисленности железа. Их составы (около 50 анализов) локализуются на диаграмме в виде удлиненного овала вдоль критической линии насыщения кремнеземом. Менее измененные базальты проецируются в защитрихованное на диаграмме поле толеитов срединно-океанических хребтов Мирового океана. По мере увеличения степени измененности в породах растет содержание нормативных альбита и ортоклаза и составы из толеитовой области смещаются в щелочно-базальтовую и трахибазальтовую.

Несмотря на установленную принадлежность покровных базальтов вала к абиссальным и хребтовым лавам океана, породы данного комплекса проявляют специфические особенности, отличающие их от типичных представителей океанического вулканизма. К ним относятся чрезвычайно низкое содержание двуокиси титана, повышенная глиноземистость, умеренное содержание магния, низкие по сравнению с типично океаническими лавами концентрации хрома. Эти черты состава базальтов вала сближают их с верхнемеловыми базальтоидами гео-

синклинального комплекса Малой Курильской гряды.

Впервые на особенности состава базальтов окраинно-океанических валов обратил внимание Ю. И. Дмитриев [4], выделивший их в самостоятельный тип, промежуточный между океаническими и островодужными магматическими семействами. Не исключена возможность того, что эта специфика базальтов обусловлена сиалическим фундаментом, взаимодействие с которым трансформировало первичные океанические расплавы в сторону сближения их с островодужными магмами.

Последний комплекс известково-щелочных эффузивов базальт-риолитового ряда, формирующий верхнюю часть вулкана, по ассоциации пород, их минералогическому и химическому составу в полной мере отвечает представлению об островодужной ассоциации вулкаников [8]. На диаграмме Ля Роша и др. проекции их составов концентрируются в поле составов продуктов вулканизма Курильской островной дуги вблизи вариационных кривых известково-щелочной и субщелочной серий, частично перекрывающая поле абиссальных базальтов (см. рис. 3). Общей особенностью их химизма является повышенное содержание кремнезема, глинозема и извести, умеренное — щелочей при преобладании окиси натрия и низкое — титана и магния.

пород вала Хоккайдо

Комплекс известково-щелочных эффузивов базальт-риолитового ряда (островодужный)											
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
51,05	53,38	54,85	56,88	62,33	62,44	69,79	49,23	52,08	53,86	58,14	64,01
0,70	0,68	1,11	0,82	0,87	0,87	0,41	0,68	1,36	1,25	0,53	0,48
15,60	15,50	17,20	18,60	15,60	16,34	14,26	20,00	17,10	17,26	17,20	15,60
3,23	0,94	5,63	2,00	2,58	1,64	0,54	6,15	1,69	5,82	5,54	3,24
5,14	5,99	4,45	5,38	3,72	3,90	2,34	3,06	7,92	5,00	1,99	2,27
0,13	0,15	0,16	0,16	0,13	0,12	0,06	0,12	0,21	0,15	0,13	0,12
7,31	7,38	3,14	2,90	1,49	1,88	0,82	4,63	4,74	3,23	3,15	2,52
7,81	7,46	7,00	5,22	4,94	4,68	1,19	7,59	9,22	7,80	6,80	4,54
3,88	4,14	3,86	3,41	3,52	3,52	3,30	4,94	2,61	3,07	3,40	3,78
1,04	1,35	1,22	1,65	1,72	1,91	4,60	0,32	0,16	1,26	1,51	1,81
0,17	0,23	0,26	0,20	0,18	0,19	0,16	0,15	0,12	0,24	0,24	0,10
0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
4,08	2,84	1,48	3,15	3,08	2,76	2,63	3,60	2,96	1,36	1,85	1,70
100,14	100,04	100,36	100,38	100,16	100,25	100,10	100,47	100,17	100,31	100,48	100,17

литики Л. Г. Воронова, Н. Е. Нефедова. 1, 2 — обр. 12/17, 12/32 — гранодиориты; 3 — обр. 3/11 — гранит; 4 — обр. 12/7 — гранит, вала Хоккайдо; 8 — средний состав шаровых базальтов в центральной части вала Хоккайдо по данным [1]; 9, 10 — обр. 3007-4; щелочного оливинового базальта; 13 — обр. 3003-4 — авгитовый базальт; 14—16 — обр. 3003-9, 3003-10, 3003-15 — авгитовые ан 3006-1 — долериты; 23 — обр. 3006-7 — амфибол-пироксеновый андезит; 24 — обр. 3006-4 — биотит-авгит-роговообманковый дацит

Содержания редких и рассеянных элементов в магматических комплексах вала приведены в табл. 4. В соответствии с данными геохимических анализов абиссальные покровные базальты отличаются от пород выше- и нижележащих комплексов повышенными содержаниями ванадия, хрома, меди и кобальта, пониженными — бериллия, циркона и цинка. Концентрации редких элементов в известково-щелочных породах основания и верхнего комплекса находятся примерно на одном уровне, хотя в островодужных породах несколько повышены концентрации ванадия, хрома, иттербия и понижены — иттрия по сравнению с эффузивно-интрузивным комплексом фундамента (рис. 4).

Геологическая интерпретация материалов. Результаты драгирования склонов подводной горы Горшкова на крайнне-океаническом валу Хоккайдо дают материалы, не согласующиеся с традиционным представлением о составе магматических пород океанического дна. Это относится как к нижнему орогенному, так и к верхнему островодужному вулканическому комплексам данной морфоструктуры. Расхождение полученных результатов с современными данными о составе пород дна океана заставляет нас еще раз обратиться к одному из важных вопросов в практике морских геологических исследований — представляет ли драгированный материал коренные породы дна?

Как известно, мнения исследователей по этому вопросу диаметрально противоположны — одни считают обломки в драгах представителями коренных пород дна, другие относят их к экзотическому (эпратическому) материалу, рассеянному на дне океанов в результате таяния льдов по мере их дрейфа к южным широтам. Прямое решение этого принципиально важного для изучения геологии дна морей и океанов вопроса требует специализированных комплексных работ и является задачей будущих исследований. В настоящий момент можно лишь обратиться к некоторым косвенным данным, позволяющим с определенной долей достоверности решать вопрос о природе драгированного материала и, как следствие, о его информативной значимости. Рассмотрим их на примере крайннего вала Хоккайдо.

1. Накопленные за последнее десятилетие материалы изучения вала по результатам рейсов разных исследователей [1, 5, 7] показывают, что породы, представляющие орогенный комплекс (граниты нормального ряда, габбро, роговики, сланцы, палеотипные эффузивы), распространены практически повсеместно на участке морфоструктуры протяженностью около полутора тысяч километров. От п-ова Камчатка к югу до широты о. Хонсю количество «континентального» материала в драгах уменьшается, чего следовало бы ожидать, ис-

Таблица 4

Содержание редких и рассеянных элементов в магматических породах вала Хоккайдо, г/г

Элемент	Орогенный комплекс основания		Абиссальные шаровые базальты	Известково-щелочной (островодужный) комплекс	
	3004-1	Среднее из 5 образцов	3007-3	3003-1	Среднее из 5 образцов
Zr	190,0	197,0	180,0	130,0	194,0
Zn	61,0	61,0	43,0	55,0	52,0
Pb	17,0	17,0	10,0	15,0	11,0
Mo	1,3	1,1	1,1	1,1	1,2
Sr	390,0	404,0	320,0	320,0	390,0
Sn	4,1	4,1	3,3	2,8	3,4
Cu	32,0	50,0	120,0	20,0	63,0
Yb	1,5	1,1	2,3	1,3	2,0
Y	32,0	32,0	29,0	32,0	29,0
V	90,0	78,0	200,0	43,0	113,0
Cr	29,0	45,0	62,0	20,0	59,0
Ni	14,0	13,0	85,0	17,0	39,0
Co	14,0	12,0	40,0	10,0	17,0
B	6,9	16,0	14,0	7,8	18,0
Be	2,2	2,1	1,7	2,2	2,1

Примечание. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР.

ходя из представлений о его эратическом происхождении.

2. Интрузивные, эффузивные и метаморфические породы мезозойского комплекса основания подняты с тектонических уступов и склонов подводных гор почти повсеместно ниже покровов шаровых базальтов — факт, труднообъяснимый с позиций ледового разноса материялов.

3. Склоны некоторых подводных вулканов (Рефу-Дайн, Дайни-Касима, Виноградова) практически «стерильны» в отношении пород орогенного комплекса [3, 9], что не согласуется с точкой зрения о повсеместном «заражении» дна океана эратическим материалом.

4. Как уже неоднократно отмечалось многими исследователями, драгированный материал часто имеет признаки отрыва от коренных обнажений: однородный состав, остроугольную форму, свежие сколы.

5. Среди материала, поднятого Б. И. Васильевым с подводных гор на стыке окраинных валов Японского и Хоккайдо, в обломках туфов в виде включений встречены кислые эффузивные породы [3]. По существу, они являются ксенолитами, т. е. обломками лежащих под вулканами толщ, захваченными магматическим расплавом при его продвижении к поверхности. К числу косвенных признаков, подтверждающих коренное происхождение материала, можно отнести и отмеченные выше особенности химического состава абиссальных базальтов, которые могут быть обусловлены воздействием на расплавы сиалического фундамента.

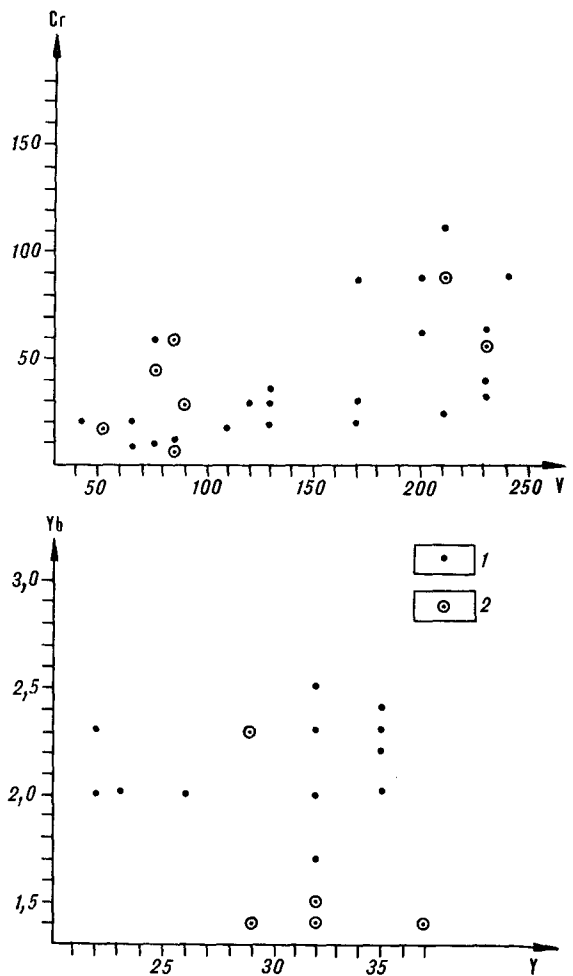


Рис. 4. Содержание микроэлементов в породах орогенного комплекса основания (1) и известково-щелочного (островодужного) комплекса (2) вала Хоккайдо.

Перечисленные данные свидетельствуют в пользу коренного происхождения драгированного материала, хотя нельзя исключить вероятность того, что часть его, особенно в виде гальки и валунов, принадлежит к продуктам ледового разноса. Учитывая изложенное, можно сделать вывод о наличии в основании окраинно-океанического вала Хоккайдо под покровом шаровых базальтов ассоциации интрузивных, эффузивных и метаморфических пород, типичных для орогенного режима складчатых областей. О распространении его к востоку от вала в настоящее время нет никаких данных, и решение вопроса о его границе является задачей будущих исследований.

Известково-щелочной комплекс, формирующий верхнюю часть влк. Горшкова, вероятно, имеет более широкое распространение, о чем свидетельствуют многочисленные находки пород островодужного типа среди каменного материала на различных участках вала Хоккайдо. В пользу коренного происхождения облом-

ков пород комплекса на влк. Горшкова свидетельствует их локализация в привершинной части горы выше покрова шаровых лав, присутствие измененных лав — продуктов сольфатарно-фумарольной деятельности вулкана, формационная общность разных по кремнекислотности пород, наличие свежих сколов. Обращают на себя внимание отсутствие гранитоидов из комплекса фундамента вала и вещественная специализация островодужных пород, отличающая их от пород основания.

Некоторые соображения могут быть высказаны и о фациальных условиях проявления последнего этапа активности влк. Горшкова. Пористые текстуры лав, обилие эксплозивного материала, отсутствие шаровых лав, гялокластитов и акватуфов указывают на мелководную или субаэральную обстановку извержений, когда давление воды не препятствовало выделению газов из расплавов.

Суммируя изложенный материал по геологическому строению, можно выделить следующие этапы в истории развития окраинного вала.

1. Длительный период (по крайней мере в течение мезозоя) формирования эффузивно-интрузивного комплекса основания в условиях орогенного режима, поверхностная эрозия и денудация отложений.

2. Опускание региона и излияния в поздне-меловое время покровов шаровых базальтов в подводных условиях. Извержения щелочных базальтов в условиях океанических островов.

3. Подъем и формирование привершинной части горы в результате активной деятельности вулкана островодужного типа в мелководных или субаэральных условиях в кайнозой.

4. Опускание региона до современных глу-

бин, относимое по некоторым данным к поздне-му плиоцену — раннему плейстоцену [3].

Таким образом, геолого-петрологические данные свидетельствуют о проявлении в ходе магматической эволюции окраинного вала различных тектономагматических режимов, что, в свою очередь, указывает на длительную историю его формирования, не укладывающуюся в относительно простую спрединговую модель. Альтернативной гипотезой, объясняющей смену магматизма консолидированных регионов океаническим вулканизмом, может быть модель деструкции краевой части континентального литосферного блока при заложении глубоководных желобов. С этих позиций локальные проявления известково-щелочного вулканизма могут быть интерпретированы как результат взаимодействия мантийного диапира и комплекса основания с проявлением процессов анатексиса и гибридизма.

Авторы отдают себе отчет в том, что изложенные выводы, отличающиеся от традиционных представлений о строении дна океана, в достаточной степени гипотетичны и требуют для подтверждения дополнительных обоснований. Однако на данной стадии изученности предложенная модель, развивающая высказанные ранее представления некоторых исследователей [2, 5, 9], наименее противоречиво увязывает имеющийся геологический материал. Во всяком случае, сам факт наличия на дне океана в его граничащей с континентом части продуктов разновозрастного магматизма орогенной и островодужной принадлежности, разделенных абиссальными базальтами, должен привлечь внимание исследователей и стать объектом детального изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И., Жильцов Э. П., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. — М.: Наука, 1979.
2. Васильев Б. И. Основные черты строения северо-западной части Тихого океана. Ч. 1: Вал Зенкевича/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1985.
3. Васильев Б. И. Результаты драгирования некоторых подводных гор на Японском окраинно-океаническом вале // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 5. — С. 35—42.
4. Дмитриев Ю. И. Островодужные черты в базальтах глубоководных желобов // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. — М.: Наука, 1982. — С. 99—116.
5. Красный М. Л., Неверов Ю. Л., Корнев О. С. и др. О вещественном составе пород краевого океанического вала Хоккайдо (Тихий океан)/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. — Новоалександровск, 1981.
6. Красный М. Л., Неверов Ю. Л., Корнев О. С. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21-го рейса НИС «Пегас»/СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. — Новоалександровск, 1982.
7. Неверов Ю. Л., Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф. Петрография пород зоны сочленения Алеутского и Курило-Камчатского желобов // Строение дна северо-запада Тихого океана/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1980. — С. 47—60.
8. Пискунов Б. Н. Геолого-петрологическая специфика островодужного вулканизма. — М.: Наука, 1987.
9. Сергеев К. Ф., Остапенко В. Ф., Кичина Е. Н., Неверов Ю. Л. Подводный вулкан Виноградова вала Хоккайдо и его значение для понимания истории района // Докл. АН СССР. — 1982. — Т. 267, № 3. — С. 744—748.
10. Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. — 1985. — V. 48. — P. 43—55.
11. La Roche H. (de), Leterrier J., Grandchlaude P., Marchall M. A classification of volcanic and plutonic rocks using $R_1 - R_2$ -diagramm and major element analyses — its relationships with current nomenclature // Chemical Geology. — 1980. — V. 29. — P. 183—210.

УДК 551.24

В. Н. Шарапов, И. Г. Симбирева

О ХАРАКТЕРЕ СОВРЕМЕННОГО СМЕЩЕНИЯ ТОЛЩ ЛИТОСФЕРЫ
КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Охарактеризована сейсмичность литосферы Камчатского региона для $K_{S_{1,2}}^{\Phi 68} = 9 - 10$ для трех ее «срезов»: 0—10 км, 22—25 км, 26—50 км. Для литосфер-

Продолжающаяся дискуссия о характере смещения толщ литосферы в кайнозой на северо-западной окраине Тихого океана строится на кинематических интерпретациях геофизических полей, систем морфоструктурных элементов земной коры в зоне перехода, наблюдений направлений смещений на плоскостях разрывов и т. п. [6, 7, 10]. Среди геофизических наблюдений для такого рода интерпретаций важную, если решающую, роль играют сейсмологические данные. Последние позволяют с определенной долей правдоподобия не только восстановить существующее региональное поле напряжений в тектоносфере, релаксация которого вызывает неотектонические движения, но и выявить важные для понимания природы морфоструктур земной коры его локальные флуктуации. Поэтому накопление информации об особенностях сейсмичности литосферы, по-видимому, не бесполезно для решения известных альтернатив в толковании механизмов формирования морфоструктур земной коры, структурного контроля вулканизма и термальных систем. Учитывая это, мы развили результаты наших ранних работ по данному вопросу [2, 16], что является предметом настоящего сообщения.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ НАБЛЮДЕНИЙ

Для получения представления о локальной структуре деформаций в литосфере Камчатского региона построены карты и разрезы распределения эпицентров землетрясений, опубликованных в каталоге за период 1964—1984 гг., для энергетических классов $K_{S_{1,2}}^{\Phi 68} = 9 - 10$; более сильные землетрясения ($K_{S_{1,2}}^{\Phi 68} = 11 - 14$), которые учтены за период их фиксации с 1956 по 1986 г., позволили оценить поле напряжений на основании методики Юнги [17].

При этом сейсмичность литосферы для $K_{S_{1,2}}^{\Phi 68} = 9 - 10$ рассмотрена для трех ее «сре-

зов» по глубине: 0—10 км, 11—25 км, 26—50 км. Для указанных интервалов глубин гипоцентры землетрясений отнесены к центральной плоскости выбранных сечений, а сама плоскость была разбита на однородную сеть с величиной квадрата 20 км. Для каждого квадрата подсчитано число событий, которое приписано его центру. Событие, попавшее на сторону квадрата, считалось равновероятным для соседних квадратов. Для энергетических классов землетрясений $K_{S_{1,2}}^{\Phi 68} = 9 - 10$ построение трендов высоких порядков и сплайнов позволяет установить структуру поля разрушения толщ. При этом общие тенденции характеризуются трендами, а сплайны без дополнительного сглаживания вскрывают его локальные характеристики.

Восстановление поля напряжений выполнено для интервала глубин 0—80 км, и эти данные могут характеризовать общую ситуацию структуры поля напряжений в литосфере. Вид блоков, на которые разбита литосфера в регионе на различных ее уровнях, так же как и локальные характеристики поля напряжений в разных морфоструктурах региона, показаны нами в предыдущей работе [16], где приведены и другие локальные сейсотектонические параметры в земной коре и верхней мантии, которые использованы нами при структурной интерпретации.

Расчеты при построении сплайнов выполнены Л. М. Суткиной по алгоритмам, описанным в [3]. Предлагаемый подход позволяет рассмотреть сейсмичность с двух точек зрения: 1) структуры поля сейсмических событий, которые отражают современные процессы деформации толщи литосферы при разрядке региональных и локальных напряжений, 2) вида поля напряжений, которое вызывает фиксируемую деструкцию и направленное смещение литосферных толщ. На основе анализа этих дан-

ных можно предложить структурную интерпретацию смещения толщ в литосфере. Базой такого анализа являются экспериментальные результаты П. М. Бондаренко [16] и модель широкого сдвига, предложенная С. Керри [18].

НЕОДНОРОДНОСТЬ ПОЛЯ СЕЙСМИЧНОСТИ НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИНАХ ЛИТОСФЕРЫ В КАМЧАТСКОМ РЕГИОНЕ

Указанные вертикальные «срезы» литосферы с определенной долей условности отражают ее вертикальную расслоенность. Так, срез 0—10 км некоторым образом отвечает верхнему уровню коры (скорости $V_r \leq 6$ км/с, $\rho \sim 2,6—2,7$ г/см³); промежуточный срез 11—25 км — нижнему уровню коры ($V_r \leq 7$ км/с, $\rho \sim 2,7—2,9$ г/см³); тогда как срез 26—50 км соответствует переходу кора — верхняя мантия или верхам мантии ($V_r > 7$ км/с, $\rho \sim 2,9—3,1$ г/см³) [4]. Следовательно, для данных уровней можно выяснить характер деструкции толщ в той части тектоносферы, с которой связаны основные изменения в земной коре региона (по крайней мере на неотектоническом этапе ее эволюции). На рис. 1—4 приведены основные из вновь полученных нами данных. Остановимся на их краткой характеристике.

Наиболее широко деструкция толщ проявлена на верхнем уровне земной коры (см. рис. 1). Здесь по сгущению максимумов, их конфигурации и направлению длинной оси максимумов можно выделить два сегмента и ряд секторов внутри них: западный или «континентальный» сегмент с секторами Северо-Курильским, Южно-Камчатским, Центральнo-Камчатским и «океанический» сегмент с секторами «океаническим» и «командорским».

Сопоставление границ сейсмичности, конфигурации и положения максимумов с морфоструктурами зоны перехода обнаруживает ряд существенных особенностей их пространственной корреляции или отсутствие таковой.

1. Структура поля сейсмичности и морфоструктуры шельфа и материкового склона имеют определенные конформные элементы, и можно искать некие пространственные и генетические корреляции между ними. В частности, обращает на себя внимание совпадение максимумов сейсмичности с границами внешнего шельфа и материкового склона. Изосейсты следуют морфологии склонов, а некоторые максимумы совпадают с наложенными поперечными грабенами. Эта ситуация просматривается в пределах заливов. Характерны соотношения ромбообразных максимумов в районе п-ова Камчатский Мыс и Командорских островов.

2. Нет ясной пространственной связи вулканических поясов и сейсмичности; границы сейсмичности и оси максимумов секут проекции

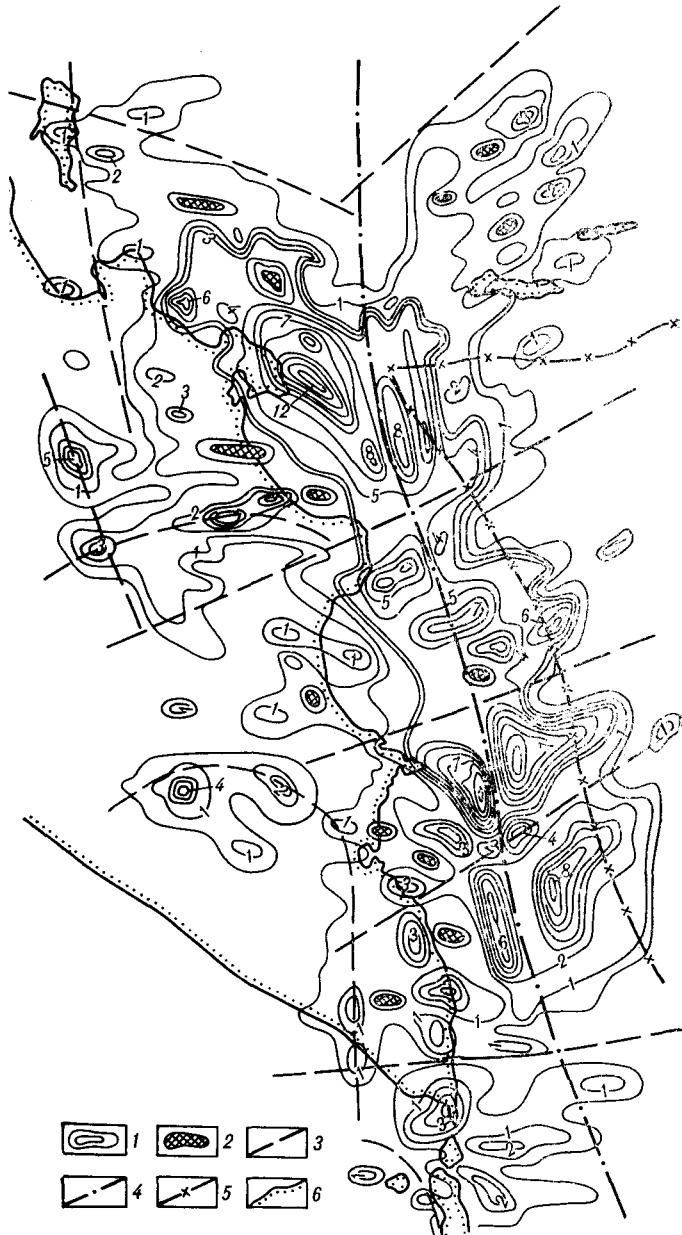


Рис. 1. Сплэйн поля сейсмичности для землетрясений $K_{S1,2}^{Ф68} = 9—13$, интервал глубин 0—10 км.

1 — изолинии частот эпицентров землетрясений; 2 — асейсмичные участки литосферы; 3 — предполагаемые границы между литосферными блоками; 4 — предполагаемая граница между океаническим и континентальными сегментами литосферы Камчатского региона; 5 — оси глубоководных желобов; 6 — граница суши.

глубоководных желобов; не просматриваются какие-то пространственные зависимости структурных элементов желобов и их обрамления и малоглубинной сейсмичности.

На суше также просматривается определенное соотношение между границами сейсмичности и ее максимумов и морфоструктурными элементами. 1. На Южной Камчатке граница сейсмичности соотносится со структурной гра-

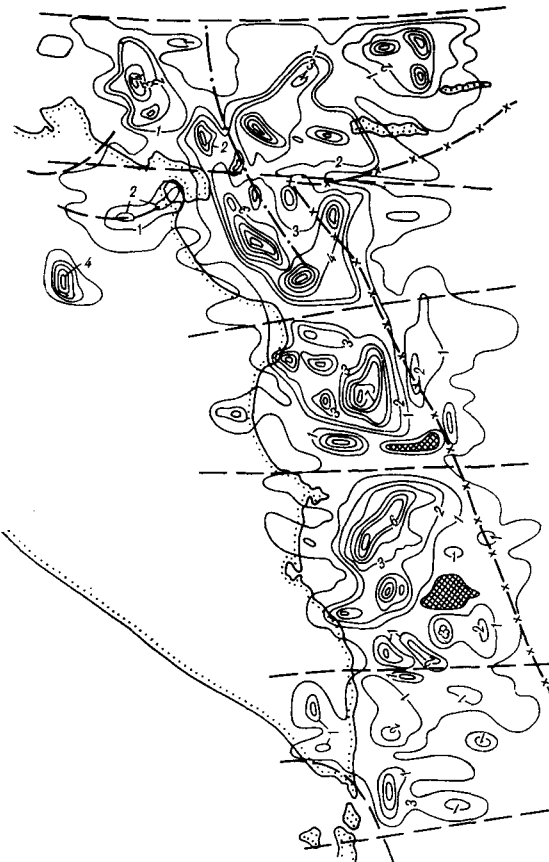


Рис. 2. Сплайн поля сейсмичности для интервала глубин 11—25 км (усл. обозн. см. рис. 1).

ницей блока Южной Камчатки, которая устанавливается при дешифрировании космоснимков [15]. 2. Отмечается дуговая зона сейсмичности, пересекающая в субширотном направлении Центральную и Восточную Камчатку. Она сечет границы имеющихся здесь морфоструктур. 3. Граница блока Центральной Камчатки в определенной степени трассируется в своей восточной части границей сейсмичности и отдельными максимумами, которые располагаются в области стыка блоков, выявленных при дешифрировании космоснимков.

Обратимся к сопоставлению структуры поля сейсмичности верхнего и нижнего уровня земной коры (см. рис. 1 и 2). Несложно видеть их практически полное несоответствие во всех секторах (кроме, пожалуй, литосферного блока на поверхности земли, которому соответствует п-ов Камчатский). Во-первых, область активных сдвигов литосферных толщ на глубинах 10—25 км существенно меньше по площади и практически не проявляется под суши; во-вторых, направления большинства длинных осей максимумов противоположны в верхнем и нижнем уровне земной коры; в-третьих, на уровне 11—25 км в структуре плана

сейсмичности просматривается совмещение двух планов сейсмичности (см. область в окрестностях п-ова Кроноцкий).

В структуре поля сейсмичности на глубине 11—25 км основной особенностью является ясно выраженная симметричность расположения максимумов сейсмичности в области СФЗ под заливом Кроноцкий. Имеется еще ряд интересных особенностей сейсмичности этого уровня земной коры. Так, выделить границу между континентальным и океаническим сегментами затруднительно. При этом в пределах СФЗ по указанным выше признакам просматриваются сектора, но их размеры и положение участков ослабления сейсмичности между ними несколько иные, чем в верхнем срезе земной коры региона. По-видимому, можно отметить следующие сектора: 1) сочленения с Курильской дугой; 2) Южно-Камчатский; 3) Центрально-

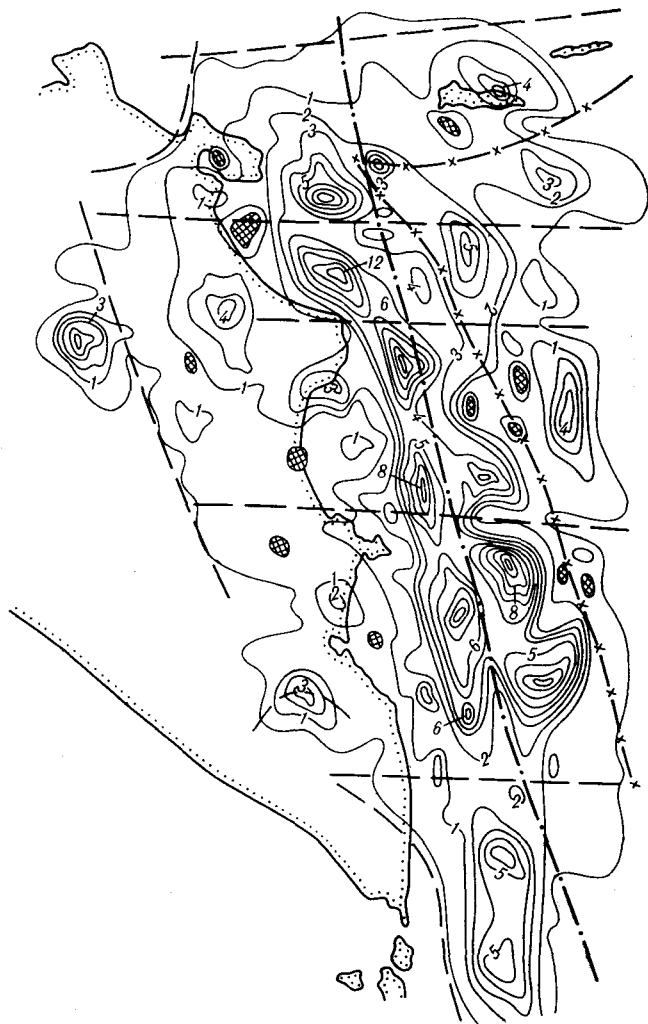


Рис. 3. Сплайн поля сейсмичности для землетрясений $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 9 - 13$, интервал глубин 26—50 км (усл. обозн. см. рис. 1).

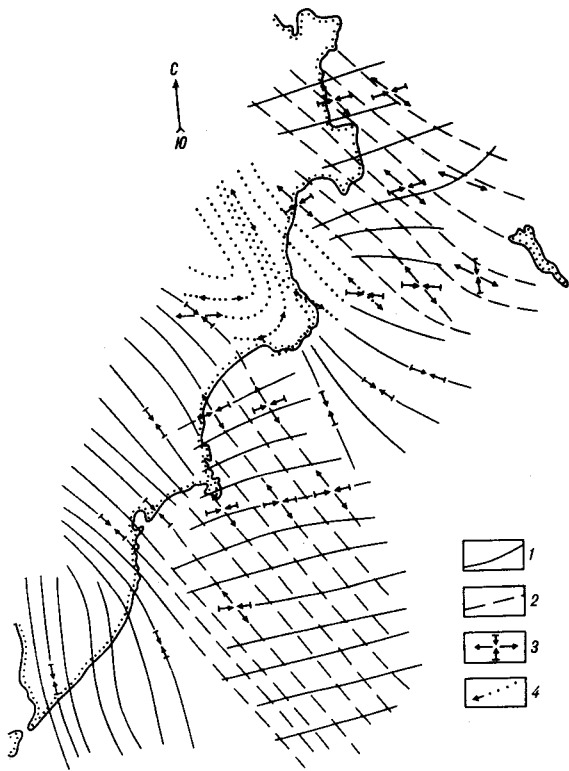


Рис. 4. Направления главных осей растягивающих (деформации укорочения) для регионального поля напряжений Камчатского региона ($14 < K_{S1,2}^{\Phi 83} < 15$).

1 — траектории близгоризонтальных деформаций укорочения; 2 — траектории близгоризонтальных деформаций удлинения; 3 — положение главных осей тензора деформаций; 4 — траектории главных близвертикальных деформаций удлинения.

Камчатский; 4) сочленения Камчатской и Алеутской дуг (выражен нечетко).

Усмотреть конформность изосейст или конфигурации максимумов с морфоструктурами трудно. Лишь в геоморфологически выраженных участках дуг [11] границы блоков Центральной и Северной Камчатки, Мутновского блока [16] и ряда локальных структур вдоль восточного побережья имеют элементы конформности. Однако глубоководные желоба ничем не «проявлены» в структуре поля сейсмичности. Более того, как и в более высоком срезе земной коры, их морфологические элементы секутся (в проекции на поверхности дна океана) изосейстами, осями максимумов. Западная граница СФЗ на рассматриваемом срезе в проекции на поверхность дна океана совпадает главным образом с границей шельфа.

Сейсмичность верхней мантии на глубинах 26—50 км (очевидно, что участки утолщения земной коры попадают в этот интервал глубин [4, 14]) охватывает значительную часть как полуострова, так и дна океана до вала Зенкевича и поднятия Обручева. Площадь ее под сушей и акваторией больше, чем на глубинах

11—25 км. Структура поля сейсмичности сложна, но в ней ясно выделяется полоса максимумов, протягивающихся под материковым склоном от южной границы Авачинского залива до центра залива Камчатский (см. рис. 3). При этом «секториальность» ясно выражена лишь на юге региона. На севере довольно сложно выделить элементы СФЗ, которые могли бы быть увязаны со структурами Алеутской дуги. Нам не удалось отыскать какую-либо связь между элементами структуры поля сейсмичности и положением глубоководных желобов. Однако можно видеть определенное совпадение ряда элементов морфоструктур зоны перехода и структуры поля сейсмичности. В частности, его западная граница близко совпадает с положе-

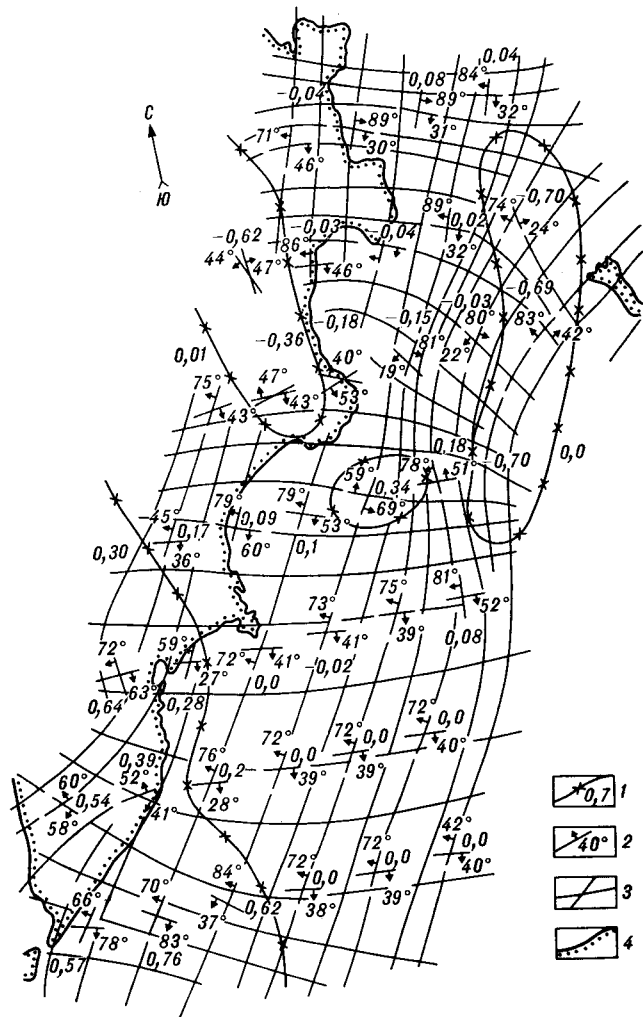


Рис. 5. Направления главных сдвигов, полученных по восстановлению механизмов очага землетрясений ($14 < K_{S1,2}^{\Phi 83} < 15$).

1 — границы областей сжатия (коэффициент Лодэ — Надаи $> 0,2$) и растяжения (коэффициент Лодэ — Надаи $< -0,2$); 2 — углы с горизонтом возможных плоскостей смещений при землетрясениях; 3 — траектории главных сдвигов; 4 — граница суши.

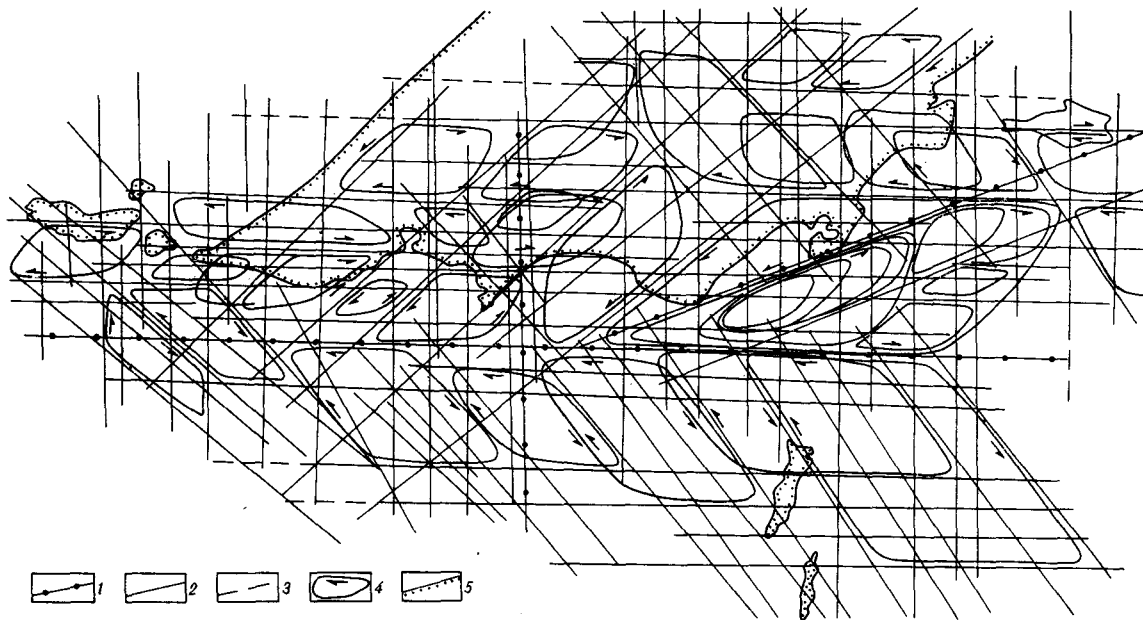


Рис. 6. Схема широкого сложного сдвига толщ земной коры для глубин 0—10 км.

1 — координационные тектонические зоны (по Г. Л. Поспелову [12]); 2 — основные зоны разломов по сейсмическим данным; 3 — предполагаемые границы блоков и направления смещений толщ пород; 4 — границы блоков и направления смещения вдоль разрывов; 5 — границы суши

нием Центральной Камчатской депрессии. На севере граница сейсмичности близка к положению границы между блоками Северной и Центральной Камчатки: на западе выражен стык Охотоморского блока и Центральной Камчатки; на юге имеется определенная конформность границы сейсмичности дуговым разломам, отделяющим фас Южно-Камчатского антиклинория и шельфа от Северо-Курильского блока [16]. Северо-восточная граница сейсмичности близка к фасу «материкового склона» Командорских островов. Под шельфом заливов Восточной Камчатки отмечается ослабление, под полуостровами (Шипунский, Кроноцкий) — усиление сейсмичности.

На глубинах 11—50 км между рассматриваемыми уровнями имеется большее соответствие в структуре СФЗ, чем между полем сейсмичности верхнего и нижнего уровня земной коры в отношении как очертания максимумов, так и положения общих границ СФЗ. В частности, на севере и юге форма границы СФЗ подобна, там и там имеется ее обратное падение, на западе падение границы прямое, на востоке — практически вертикальное. Имеется сходная направленность осей аномалий к югу и северу от п-ова Шипунский. Под заливом Камчатский прослеживается такое же склонение максимума, как и в более высоких горизонтах литосферы. Похожая картина фиксируется под полуостровами и Мутновским блоком.

Более подробно особенности структуры СФЗ в вертикальных сечениях были ранее отражены на продольных и поперечных разрезах [16],

когда было показано соотношение блоковой структуры литосферы в земной коре и верхней мантии в пределах рассматриваемого региона, изменение положения главных осей тензора напряжений на выбранных уровнях земной коры в участках проявления группирующихся землетрясений, под восточными полуостровами Камчатки, Мутновским блоком и в заливах. Если их соотнести с элементами приведенных выше полей сейсмичности на разных уровнях литосферы, то обнаружится ясная пространственная корреляция разных характеристик релаксирующего в локальных участках регионального поля напряжений. Поскольку общие особенности структуры современного регионального поля напряжений в литосфере Камчатского региона не были освещены, то они показаны на рис. 4, 5.

В совокупности приведенные здесь и ранее [16] сеймотектонические данные позволяют составить определенное представление о природе неотектонических событий в пределах Камчатского региона на глубине до 50—80 км, где и сосредоточены основные сеймотектонические события.

СТРУКТУРНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Ранее мы показали [16], что тренд сейсмических событий в тектоносфере Камчатского региона на всех уровнях непротиворечиво может быть согласован из известных в литературе только с кинематической схемой широкого

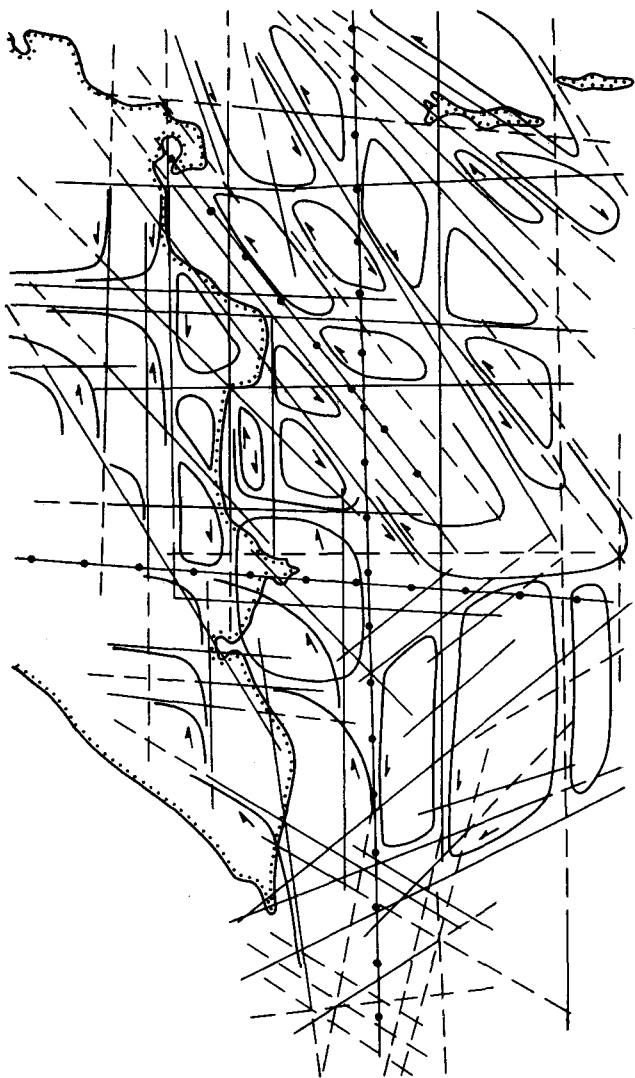


Рис. 7. Схема широкого сложного сдвига толщ литосферы для глубин 26—50 км.
Обозн. аналогичны рис. 6.

сложного сдвига при реализации надвигания континентального сегмента на океанический. Мы полагаем, что детали этого процесса на различных уровнях литосферы можно выявить на основе анализа сплайнов эпицентров землетрясений определенных энергетических классов (см. рис. 1—3), а также вида локальных флуктуаций поля напряжений. Эти данные свидетельствуют о ясно проявленной расслоенности литосферы. Характер проявления такой расслоенности может получить структурную интерпретацию на основе следующих данных: 1) согласования наблюдаемых конфигураций зон разрушения с прогнозируемым в физическом эксперименте видом деформаций, 2) согласования данных структурных наблюдений направления смещений по новейшим на-

рушениям в контуре СФЗ на поверхности земли с «восстановленными», 3) пространственной корреляции вида морфоструктур зоны перехода с типом локальных флуктуаций поля напряжений.

Сопоставление структуры поля сейсмичности (см. рис. 1—3) показывает, что только вблизи п-ова Камчатский и южнее его в литосфере во всем интервале проявления СФЗ наблюдается сходный тип деформаций. На всех остальных участках СФЗ направленность смещений толщ на глубинах от 0 до 10—12 км и выше указанного уровня практически ортогональна. Особенно четко отмеченные соотношения просматриваются при сравнении структуры.

Выявляется еще одна характерная особенность деформации толщ верхней мантии — имеется разнонаправленное, почти симметричное сдвигание мантийных блоков примерно от центра залива Кронцкой к югу и северу. В то же время на «верхнем» уровне земной коры фиксируется совершенно иная симметрия смещений — толщ коры «океанического» сегмента сдвигаются к югу, тогда как «континентального» — на север.

Столь сложная кинематика сдвигания горизонтальных пластин в литосфере и отдельных их блоков при наличии глобального сжатия в рассматриваемом участке северо-западной окраины Тихого океана отражает сложную структуру регионального поля напряжений в литосфере (см. рис. 4, 5) — наличие обширной области сжатия на юге региона, крупной области растяжения между Командорскими и восточными полуостровами, а также существование локальных флуктуаций (сжатие в районе п-ова Кронцкой). При большей детализации флуктуации поля напряжений выявляются участки сжатия на стыке разнонаправленно смещающихся блоков в земной коре (Мутновский, Шипунский, Кронцкой), участки растяжения по областям сдвига [16].

Как показано Г. Л. Поспеловым [12] и С. Керри [18], наличие объемно-напряженных участков в тектоносфере с разнотипной разрядкой напряжений порождает развитие тектонической решетки разломов и анизотропно релаксирующих (по виду разрядки) блоков. Развитие широкого сложного сдвига при наличии сжатия приводит к достаточно сложному парагенезису структур в земной коре, особенно в области «свободной» верхней границы деформируемой пластины. Он характеризуется чередованием областей сжатия и растяжения, осложненных у поверхности земли надвигами, разнонаправленными сдвигами с взаимопроникновением структур на их стыках. Такого рода картина должна быть еще более осложнена при воздействии на верхнюю пластину литосферы нижней, которая смещается под некоторым по-

ложительным углом к горизонтальной плоскости в направлении, обратном смещению верхней пластины. Поэтому в морфоструктурах верхнего уровня земной коры неизбежно «проясняется» более глубинный «план» деформаций.

Возникает естественный вопрос о реальности столь сложной картины деформаций земной коры в Камчатском регионе. Если учесть данные о новейших движениях в земной коре в контуре СФЗ [7, 9, 10], то элементы предполагаемой нами картины налицо. В ее рамках получает физическое объяснение совмещение чередующихся зон грабено- и горстообразования с проявлением надвигания северо-восточного простирания при наличии дискордантных им локальных грабенов и горстов [5, 11]. Наконец, становится ясно, почему в одних участках региона предполагаются «скачки» зоны субдукции, а в других — нет [1, 6]. Локальная структурная ситуация в рассматриваемом регионе естественно вписывается в серию глобальных сдвигов по западным границам Тихого океана [2, 13, 18]. Кроме сделанных качественных предположений о характере сдвигающих блоков

в литосфере Камчатского региона, для обсуждения возможных конкретных типов локальных движений на разных уровнях литосферы нами в дополнение к структурной схеме в [16] построены предполагаемые кинематические схемы сдвигающих блоков на разных уровнях литосферы (рис. 6, 7). Если схема рис. 13, 14 из [16] построена на основе дешифрирования космоснимков и материалов сейсмического зондирования акватории, то схема рис. 6 создана на основе только интерпретации рис. 1 и других сейсмических данных из работы [16]. Ее результаты более близки к структурным материалам по неотектонике [9, 10], нежели к интегрированной схеме сдвигов (рис. 14 из [16]). Схема рис. 7 также построена на основании анализа сейсмологических данных. Несложно видеть, что в существующем морфоструктурном плане региона ее элементам отвечает ряд его особенностей, которые не могут быть объяснены только сдвигами в верхней пластине литосферы. В данном случае реализуется конкретный тип субгоризонтальных смещений разноглубинных пластин в литосфере, которые характерны для новейшей тектоники [8, 14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. Тектонические зоны Камчатки // Геология и геофизика. — 1972. — № 4. — С. 5.
2. Алексеев А. С., Бондаренко П. М., Шарапов В. Н. О структуре и геодинамике сейсмофокальных зон // Там же. — 1984. — № 8. — С. 22—32.
3. Василенко В. А. Слайд-функции: теория, алгоритмы, программы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1981.
4. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. — М.: Наука, 1978.
5. Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской складчатой области. — М.: Наука, 1966.
6. Ежов Б. В. Геоморфоструктурное развитие Курило-Камчатской секции Тихоокеанского подвижного пояса // ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1983.
7. Кокурин А. И. Позднечетвертичная тектоника Центральной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — М., 1988.
8. Косыгин Ю. А. Тектоника. — М.: Недра, 1988.
9. Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит/Ин-т океанологии АН СССР. — М., 1977. — С. 137—169.
10. Леонов В. Л. Структурный контроль высокотемпературных гидротермальных систем Восточно-Камчатского вулканического пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1985.
11. Очерки тектонического развития Камчатки. — М.: Наука, 1987.
12. Поспелов Г. Л. О типе механических геологических напряжений и геотектонической решетки // Изв. вост. филиалов АН СССР. — 1957. — Т. 1. — С. 14—16.
13. Уткин В. П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс, окраинные моря // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 240, № 2. — С. 400—403.
14. Трифонов В. Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. — 1987. — № 1. — С. 25—38.
15. Тузов И. В. Литосфера азиатско-тихоокеанской зоны перехода. — Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1975.
16. Шарапов В. Н., Симбирева И. Г., Бондаренко П. М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. — Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1984.
17. Юнга С. Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. — № 10. — С. 14—23.
18. Carey S. C. The expanding Earth. — Amsterdam; London; New-York: Elsevier Publ. Comp., 1978.

ИГиГ СО АН СССР

Новосибирск

Институт вулканологии ДВО АН СССР

Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию

24 октября 1988 г.

УДК 550.83 : 551.14

*С. В. Потаньев, Б. П. Суровцев***СЕЙСМОПЛОТНОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ЮГА СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

Приведены результаты обобщения особенностей строения земной коры складчатого пояса юга Сибири и Дальнего Востока на основе сейсмоплотностных разрезов. Выявлена связь между аномалиями силы тяжести и плотностными и скоростными неоднородностями в земной коре. Выведены эмпирические зависимо-

сти скорости — плотности для отдельных регионов складчатого пояса и показан единый линейный характер этой зависимости на всей изученной территории. Показана на конкретном примере методика расчета моделей для прогнозирования разреза земной коры при частичном отсутствии геофизических данных.

К настоящему времени выполнен значительный объем наблюдений глубинными сейсмическими зондированиями (ГСЗ) в южной части Сибири и Дальнего Востока. Сейсмическими разрезами охарактеризовано строение земной коры Алтае-Саянской складчатой области [11, 12], Байкальской рифтовой зоны [7], Монголо-Охотского складчатого пояса [4, 9]. Указанные регионы отличаются контрастным глубинным строением, что выражается в сложном рисунке гравитационного и других геофизических полей. Наиболее информативным методом при изучении глубинного строения после ГСЗ является гравиметрический, поэтому на первом этапе построения комплексной геофизической модели коры и верхней мантии Земли целесообразно рассмотреть сейсмоплотностные модели этих регионов. Такое исследование интересно как в методологическом плане с целью совершенствования методики изучения глубинных структур (районирование регионов по законам изменения зависимости плотность — скорость), так и в отношении получаемых результатов (выделение границ блоков, уточнение геофизических параметров). В обобщающей работе, посвященной этой проблеме [6], показано, что крупные регионы, характеризующиеся одинаковым законом изменения плотность — скорость, — явление довольно распространенное, что позволяет выполнять районирование по этому параметру в пределах целых провинций.

Известен и другой подход, основанный на гравитационном моделировании земной коры методом стандартных плотностных моделей [2, 3]. На примере двухслойной консолидированной коры юга Дальнего Востока показана высокая результативность методики при объяснении особенностей гравитационного поля в сочетании с опорными данными ГСЗ о морфоло-

гии границ раздела. Отметим, однако, принципиальную ограниченность метода, заключающуюся в минимизации числа параметров, приводящую к неоправданной схематизации моделей земной коры.

Более перспективны, на наш взгляд, методы совместной интерпретации гравиметрического и волнового полей, что отчетливо видно из работы [8] по Забайкалью. При этом дифференциация моделей земной коры определяется более надежным сейсмическим методом, а детализацию глубинного строения осуществляют по аномалиям гравитационного поля.

В статье рассмотрена одна из контрастных по глубинному строению складчатых провинций юга Сибири и советского Дальнего Востока с целью обобщения особенностей ее геологического строения на основе сейсмоплотностных разрезов (рис. 1).

При расчетах плотностных моделей использовались остаточные аномалии силы тяжести, полученные после исключения регионального глубинного фона, связанного с плотностными неоднородностями глубже 150—200 км. Исходя из этого, за нижнее ограничение расчетных моделей была взята отметка 150 км, условно отвечающая подошве литосферы [1].

На каждом профиле в качестве исходной рассматривалась слоисто-блоковая модель коры и верхней мантии, наилучшим образом отвечающая экспериментальным данным, состоящая из нескольких слоев, разделенных на блоки зонами предполагаемых глубинных разломов. Каждый слой в пределах блока имел свое значение пластовой скорости, полученное либо в результате измерений, либо косвенным путем. Кроме сейсмических, использовались данные поверхностной геологии для освещения верхней части разреза.

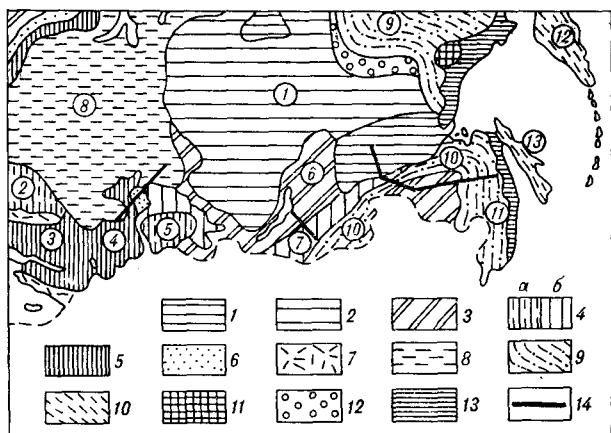


Рис. 1. Обзорная схема района исследований (основа дана по [5]).

Области дорифейской складчатости: 1 — складчатый комплекс на поверхности, 2 — то же под осадочным чехлом. Урало-Монгольский пояс, складчатые области: 3 — байкальские, 4 — позднекаледонские (а) и раннекаледонские (б), 5 — герцинские, 6 — герцинские краевые прогибы, 7 — палеозойские вулканические пояса, 8 — эпипалеозойские плиты. Тихоокеанский пояс: 9 — области мезозойской складчатости, 10 — области кайнозойской складчатости, 11 — дорифейские средние массивы, 12 — мезозойские краевые прогибы, 13 — мелпалеогеновые вулканические пояса, 14 — профили ГСЗ. Структуры (цифры в кружках): 1 — Сибирская платформа, складчатые области: 2 — Казахского нагорья, 3 — Джунгаро-7 — Селенгино-Яблонева, 8 — Западно-Сибирская эпипалео-Балхашская, 4 — Алтайская, 5 — Саянская, 6 — Байкальская, 9 — Верхояно-Чукотская, 10 — Монголо-Охотская, 11 — Сихотэ-Алиньская, 12 — Олюторско-Камчатско-Курильская, 13 — Сахалинская.

Для перевода скоростного разреза в плотностной применялись зависимости плотность — скорость, полученные на основе экспериментальных данных для Алтае-Саянской области (М. Ф. Скорикова) и юга Дальнего Востока (С. В. Потапьев). Расчеты плотностных моделей производились по алгоритму и программе решения прямой и обратной задач гравиметрии для многослойных сред (в двумерном варианте) Г. Г. Ремпеля [13].

Расчеты плотностных моделей вдоль региональных профилей ГСЗ проводились с шагом по профилю 10 или 20 км при закреплённых границах слоев. С учетом точности исходных данных средняя квадратическая ошибка отклонения наблюдаемого и расчетного полей была выбрана равной 3 мГал. Подбор производился как в автоматическом, так и в ручном режиме. В первом случае заданием соответствующих весов определялась доля участия каждого слоя в суммарном гравитационном поле. Влияние каждого слоя оценивалось исходя из априорных предположений о характере плотностных неоднородностей и степени их влияния на суммарное поле. При этом важное значение имел выбор так называемого опорного слоя, залегающего ниже 150 км и не имеющего нижнего ограничения. Подбор необходимой плотности в этом слое обеспечивал единый уровень наблюдаемого и расчетного полей. Согласование экспериментальной и расчетной кривых измене-

ния силы тяжести получено при плотности опорного слоя 3,24 г/см³.

Собственно расчет плотностной модели начинался с получения модели так называемого нулевого приближения. Путем сопоставления наблюдаемого и расчетного полей намечались участки их расхождений, не находящих объяснения в исходной модели. В зависимости от линейных размеров этих участков делалось заключение о примерных глубинах, где необходимо внести поправки в исходные значения плотности. При этом принималось, что зоны расхождения кривых Δg протяженностью более 150 км обусловлены влиянием верхней мантии, и соответственно корректировались плотности в ней, протяженностью от 100 до 150 км — нижней и средней частью земной коры и менее 100 км — верхней частью разреза. Принятое допущение согласуется с модельными и экспериментальными исследованиями по разрешающей способности метода, выполненными С. С. Красовским [6].

Для оценки точности построения сейсмоплотностной модели следует принять во внимание точность построения кровли консолидированной коры $\pm 0,3$ км, отражающих границ в средней части разреза $\pm 1,2$ км и в верхней мантии $\pm 1,5$ км. Скорости определены с погрешностями $\pm 0,1-0,2$ км/с [8]. Значения силы тяжести сняты с мелкомасштабных карт с точностью ± 3 мГал, которая и принята в качестве окончательной при корректировке плотностной модели.

По результатам подбора на каждом профиле выделялись блоки с примерно одинаковыми значениями плотности в каждом слое, а также зоны перехода от одних значений плотности к другим.

Зависимость плотность — скорость в консолидированной коре близка к линейной [6]. По экспериментальным данным были составлены уравнения регрессии, приведенные в таблице. Коэффициенты корреляции линейной связи плотности и скорости в толще консолидированной коры достаточно высоки, но два случая представляют исключение. Для профиля Барнаул — Северо-Енисейский наблюдается менее тесная связь параметров (уравнения а). Возможно, это объясняется более сложной зависимостью. На профиле Бол. Хатымы — Свободный слабая корреляция параметров связана с невысокой точностью исходных данных (скорости, а в восточной половине профиля и границы определены интерполяцией). В осадочной толще эта связь более тесная (уравнения б). Коэффициенты регрессии определены с погрешностью порядка 10—20%. В целом вид уравнений одинаков, а значения коэффициентов регрессии близки на всей изученной территории.

Уравнения регрессии

Профиль	Уравнения регрессии	Коэффициент корреляции	Количество наблюдений
Барнаул — Северо-Енисейский	а) $\rho = (0,221V + 1,501) \pm 0,566$ $V = (1,445\rho + 2,297) \pm 1,445$	0,566 ± 0,148	31
	б) $\rho = (0,380V + 0,180) \pm 0,012$ $V = (2,520\rho - 0,170) \pm 0,032$		
Озеро Байкал — Хилок	а) $\rho = (0,400V + 0,136) \pm 0,012$ $V = (3,847\rho - 4,756) \pm 1,780$	0,983 ± 0,037	10
	б) $\rho = (0,159V + 1,870) \pm 0,210$ $V = (6,030\rho - 10,548) \pm 0,140$		
Большой Хатыми — Свободный	а) $\rho = (0,256V + 1,218) \pm 0,256$ $V = (0,634\rho + 5,055) \pm 0,634$	0,924 ± 0,191	4
	б) $\rho = (0,175V + 1,709) \pm 0,026$ $V = (4,868\rho - 7,578) \pm 0,135$		
Свободный — Комсомольск-на-Амуре	а) $\rho = (0,265V + 1,170) \pm 0,150$ $V = (2,815\rho - 1,600) \pm 0,330$	0,403 ± 0,183	25
	б) $\rho = (0,175V + 1,709) \pm 0,026$ $V = (4,868\rho - 7,578) \pm 0,135$		

Примечание. а — уравнения для консолидированной коры, б — для осадочно-вулканогенного слоя.

Средняя ошибка прогноза, как видно из уравнений регрессии, составила для консолидированной коры и верхней мантии $\sigma_p = 0,246$, $\sigma_V = 1,047$ и для осадочно-вулканогенного слоя $\sigma_p = 0,082$, $\sigma_V = 0,102$. Таким образом, для консолидированной коры точность прогноза по ρ в 3 раза, а по V на порядок ниже, чем для осадочно-вулканогенного слоя.

Для характеристики глубинного строения территории исследований рассмотрим сейсмоплотностные модели по четырем профилям ГСЗ, пересекающим складчатые области юга Сибири и Дальнего Востока вкрест простираения основных структур.

Профиль Барнаул — Северо-Енисейский. Большая часть профиля (свыше 600 км) проходит по территории Западно-Сибирской плиты, куда продолжают под осадочный чехол структуры Алтае-Саянской складчатой области. Его центральная часть (около 300 км) пересекает северо-западное погружение Алтае-Саянской складчатой области.

Сверху вниз в разрезе земной коры и верхней мантии выделяются шесть слоев переменной мощности с различной глубиной залегания. К ним относятся (рис. 2):

осадочный чехол мощностью от 0,5 до 6 км (слой 1);

верхняя толща гранитно-метаморфического слоя, соответствующая отложениям палеозойского кристаллического фундамента мощностью от 1 до 6 км (слой 2);

нижняя толща гранитно-метаморфического слоя, состоящая из отложений архейско-протерозойского кристаллического фундамента мощностью от 6 до 16 км (слой 3);

базальтовый слой, лежащий в основании земной коры, мощностью от 10 до 40 км (слой 4);

переходный слой, расположенный ниже поверхности Мохоровичича, мощностью от 5 до 15 км (слой 5);

верхняя мантия в пределах литосферы, ограниченная снизу условной поверхностью, предположительно соответствующей подошве литосферы, мощностью около 100 км (слой 6).

Профиль пересекает ряд структур первого и второго порядка, имеющих характерные особенности в строении перечисленных выше слоев земной коры и верхней мантии.

Кулундинская впадина. Здесь на протяжении 200 км отмечается общее погружение осадочного чехла складчатого палео-

зойского и архейско-протерозойского кристаллического фундамента в сторону Алтае-Саянской складчатой области. При этом происходит увеличение мощности первых трех слоев коры. Для базальтового слоя характерно некоторое сокращение мощности. В центральной части впадины расположен глубинный разлом в коре, который делит ее на два самостоятельных блока. Южный блок характеризуется повышенной мощностью консолидированной коры и относительно пониженными значениями скорости и плотности слагающих ее слоев. В северном блоке мощность коры сокращена, а значения скорости и плотности соответственно повышены. Алтае-Саянская складчатая область состоит из двух складчатых зон, разделенных прогибом. Она включает несколько структур.

Салаирская складчатая зона отделена от соседней Кулундинской впадины глубинным разломом. Здесь выходит на поверхность палеозойский фундамент и отмечается общее уменьшение глубины залегания слоев верхней части консолидированной коры. Салаирская зона разделена глубинным разломом на два блока с практически одинаковыми скоростными и плотностными параметрами. Для переходного слоя и слоя в верхней мантии характерно незначительное уменьшение скорости и плотности.

Кузнецкий прогиб (южная часть). Структура отделена от Салаирской складчатой зоны глубинным разломом. Ее особенностями являются повышенные мощность и плотность палеозойского фундамента и подъем поверхности Мохоровичича с одновременным увеличением плотности в переходном слое и верхней мантии.

Томь-Колыванская складчатая зона отделена от сопредельного Кузнецкого прогиба двумя глубинными разломами. Для

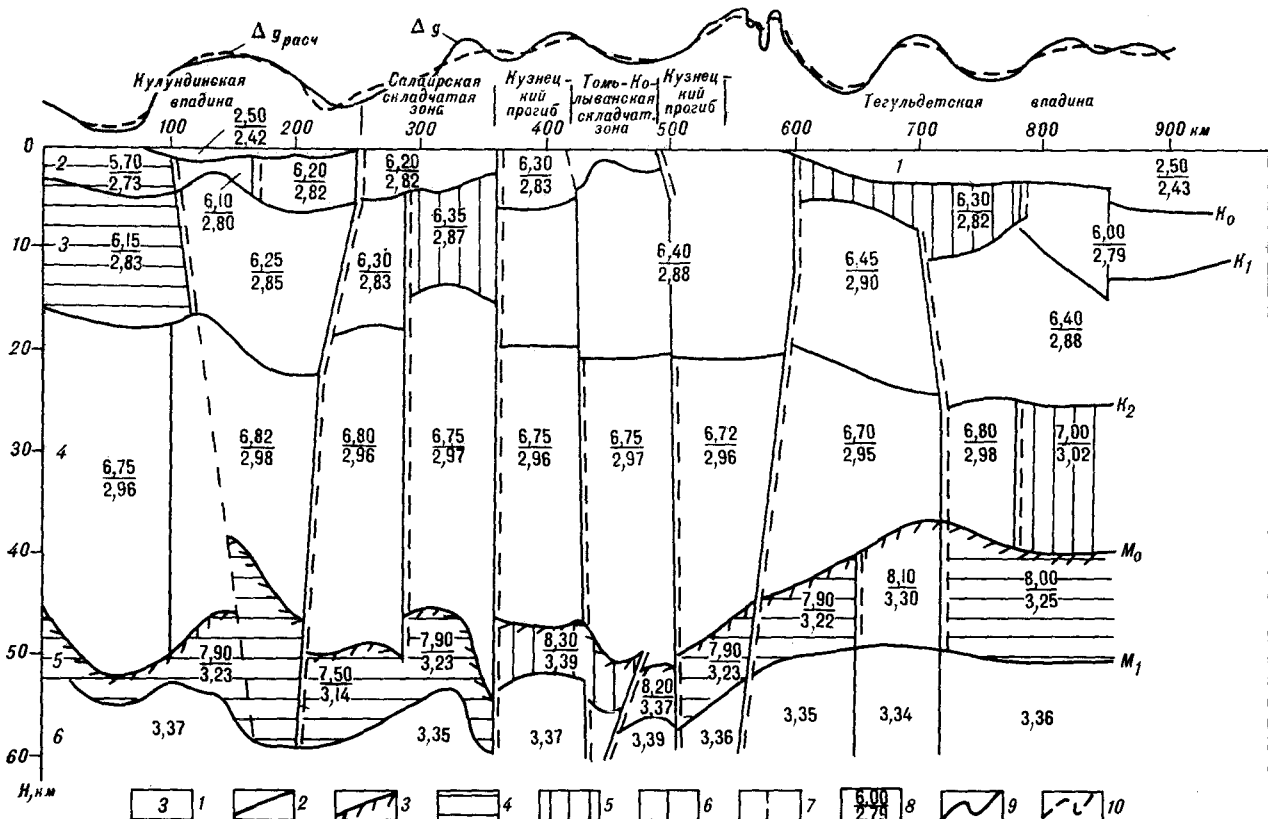


Рис. 2. Сейсмоплотностной разрез Барнаул — Северо-Енисейский.

1 — номера слоев, 2 — сейсмические границы, 3 — поверхность Мохоровичича; аномальные блоки: 4 — с пониженными значениями скорости — плотность, 5 — с повышенными значениями; границы блоков: 6 — по сейсмическим данным, 7 — по плотности; 8 — значения скорости, км/с (в числителе) и плотности, г/см³ (в знаменателе), 9 — график Δg экспериментальный, 10 — то же, рассчитанный.

данной структуры характерны сокращение мощности палеозойского фундамента, незначительное увеличение мощности кристаллического фундамента и базальтового слоя с одновременным погружением поверхности Мохоровичича. По сравнению с Кузнецким прогибом плотность фундамента и переходного слоя несколько меньше. В то же время для базальтового слоя и верхней мантии характерно незначительное увеличение.

Кузнецкий прогиб (северная часть) не имеет четкой границы с сопредельной Тегульдетской впадиной. Для него характерны увеличенная мощность складчатого фундамента и относительно пониженные скорость и плотность. Граница испытывает подъем в сторону Тегульдетской впадины. В целом для верхней мантии отмечается понижение значений скорости и плотности.

Тегульдетская впадина входит в состав Западно-Сибирской плиты. Ее характерной особенностью является увеличение с юго-запада на северо-восток глубины залегания и мощности слоев верхней и средней части земной коры. Одновременно наблюдаются резкий подъем поверхности Мохоровичича и

сокращение мощности базальтового слоя. Впадина разбита на ряд блоков с переменной скоростью и плотностью. Для верхней и средней частей консолидированной коры отмечается некоторое уменьшение скорости и плотности при движении с юго-запада на северо-восток. В базальтовом слое, наоборот, наблюдается тенденция к росту этих параметров. В верхней мантии выделяются блоки с переменными значениями скорости и плотности.

Из приведенного анализа следует, что кривая изменения силы тяжести в редукции Буге определяется в основном формой поверхности M_1 высокоскоростного (плотностного) слоя в верхней мантии. Именно ею вызваны максимумы и минимумы кривой Δg амплитудой 30—50 мГал с горизонтальными размерами более 150 км. Более мелкие ундуляции кривой силы тяжести связаны с неоднородностями отдельных участков внутрикоровых слоев.

Земная кора в горизонтальном направлении и по вертикали согласно распределению скорости и плотности разделена на коровые и внутрикоровые блоки. Преобладают внутрикоровые блоки, выделенные в пределах одного слоя, что свидетельствует о более широком

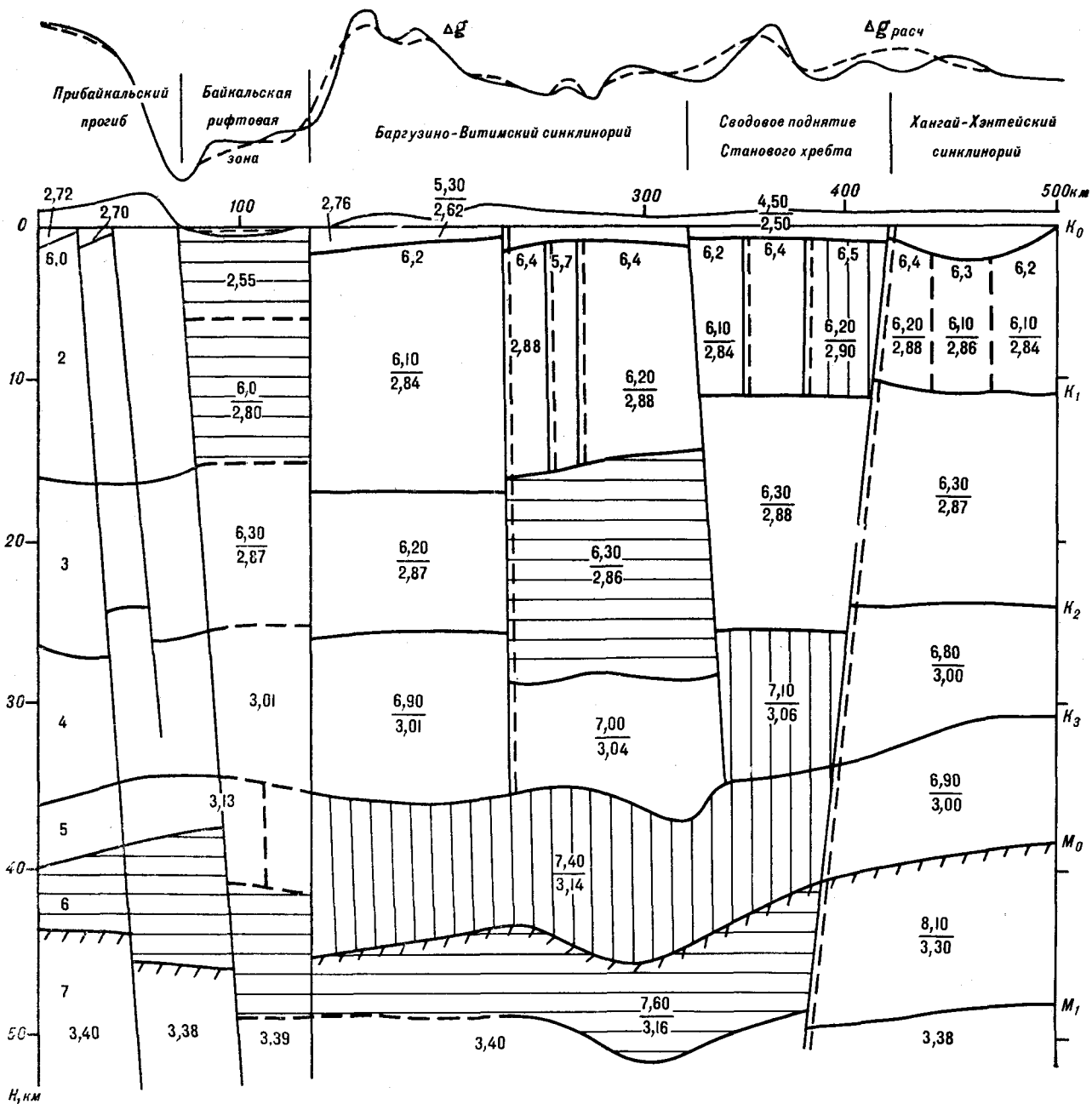


Рис. 3. Сейсмоплотностной разрез оз. Байкал — Хилок.
Усл. обозн. см. рис. 2.

развитии внутрикоровых разломов по сравнению с коровыми. В этом аспекте сейсмоплотностная модель может служить основанием для геологической интерпретации зон нарушений в земной коре, выделяемых по геофизическим данным.

Профиль оз. Байкал — Хилок. Профиль расположен в пределах Байкальской и Селенгино-Яблонецкой складчатых зон с соответственно байкальским и раннекаледонским основаниями (рис. 3). В разрезе земной коры и

верхней мантии выделено семь слоев с переменными мощностью, скоростью и плотностью.

Верхний слой сложен в основном геосинклинальными образованиями рифейского возраста с преобладанием интенсивно дислоцированных и метаморфизованных толщ терригенных, карбонатных, кремнистых и других вулканогенных пород, насыщенных интрузиями гранитоидов (слой 1). Для него характерны грабенообразные впадины, заполненные терригенными обломочными образованиями венд-

ского возраста, образующими орогенный комплекс. Орогенный комплекс перекрыт платформенными карбонатными и терригенными отложениями от нижнего кембрия до неогена включительно.

Слой 2 представляет собой верхнюю толщу гранитно-метаморфического слоя коры, которая сложена исключительно геосинклинальным комплексом пород мощностью до 15 км.

Геосинклинальный комплекс пород основания складчатых зон продолжается, по-видимому, глубже, образуя нижнюю толщу гранитно-метаморфического слоя земной коры мощностью от 7 до 14 км (слой 3).

Базальтовый слой подразделяется на два сейсмоплотностных слоя 4 и 5, различающихся в основном сейсмоплотностными характеристиками: слой 5 более высокоскоростной (до 7,4 км/с), но имеет несколько меньшую мощность (4—7 км) по сравнению со слоем 4 (8—10 км).

Слой 6 образован переходной толщей верхней мантии и характеризуется изменением мощности от 4 до 9 км.

Ниже переходной толщи располагается 100 км верхней мантии с небольшими вариациями плотности и мощности.

Профилем пересечен ряд структур первого и второго порядка со значительными различиями в строении перечисленных сейсмоплотностных слоев.

Прибайкальский прогиб на сейсмическом разрезе охарактеризован лишь рельефом границ раздела (данные МОВЗ). Осадочный слой в прогибе имеет мощность 1—2 км и залегает с падением к северу. Земная кора в Прибайкальском прогибе нарушена тремя разломами, два из которых мантийные, о чем говорят резко различные мощности слоев в соседних блоках. Консолидированная кора характеризуется мощностью 39 км и, по-видимому, увеличенной скоростью. Поле силы тяжести в пределах прогиба повышенное, что связано с высоким положением поверхности Мохоровичича. В переходной толще верхней мантии здесь скорость и плотность имеют аномально низкие значения (соответственно 7,6 км/с и 3,16 г/см³).

Байкальская рифтовая зона в пределах профиля в геологических границах очерчена оз. Байкал и ограничена глубинными нарушениями. Для этой структуры характерны резко увеличенная до 6 км мощность слоя 1 и аномально низкие скорость и плотность в слоях 1 и 2. В переходном слое верхней мантии скорость и плотность также аномально низкие, причем поверхность Мохоровичича погружена до 41,5 км. Отмеченные особенности обусловили образование здесь незначитель-

ного минимума силы тяжести. В слоях 3 и 4 под оз. Байкал не отмечается каких-либо особенностей, связанных с изменением скорости и плотности.

Баргузино-Витимский синклиниорий разграничен глубинным разломом с оз. Байкал и внутрикоровым нарушением со Сводовым поднятием Станового хребта.

Слой 1 в синклинории сравнительно однороден и характеризуется мощностью около 3 км, высокими значениями скорости (5,3 км/с) и плотности (2,62 г/см³).

Внутрикоровым разломом Баргузино-Витимский синклиниорий примерно посередине подразделяется на два блока, один из которых (южный) устроен значительно сложнее другого (северного). В южном блоке слой 2 разделен на три микроблока с различными скоростями и плотностями, а слой 3 разуплотнен и утолщен до 14 км.

В основании земной коры синклинория находится переуплотненный слой 5 мощностью 8 км, который подстилается слоем 6 низкой плотности мощностью 6 км и с такими же сейсмоплотностными параметрами, как и в соседних блоках.

За счет более плотной средней части коры в северном блоке Баргузино-Витимского синклинория образовался максимум силы тяжести.

Сводовое поднятие Станового хребта образует подобие «клина» в глубинной структуре региона, ограниченного слабо-наклоненным разломами. Характерными для глубинного строения Станового хребта являются в целом разуплотненный слой 1 со значением скорости 4,5 км/с и плотности 2,52 г/см³ и с повышенной плотностью и вертикальной расслоенностью слой 2, сложенный тремя микроблоками. Особенностью Станового хребта является также переуплотненная часть основания коры, где в слоях 4 и 5 скорости и плотности соответственно равны 7,1 и 7,4 км/с, 3,06 и 3,14 г/см³. В верхней мантии скорость и плотность пониженные до аномальных значений в Байкальской рифтовой зоне.

Область разуплотненной верхней мантии (переходного слоя 6) ограничивается Сводовым поднятием, обрисовывая контур Байкальского рифта в геофизическом понимании, основанном на ее аномальных свойствах.

Хангай-Хэнтэйский синклиниорий, как и предыдущая структура, содержит разуплотненный слой 1, образующий впадину глубиной до 4 км.

Слой 2 также неоднороден по горизонтали и состоит из трех микроблоков, один из которых переуплотнен и является продолжением соответствующего микроблока Станового хребта.

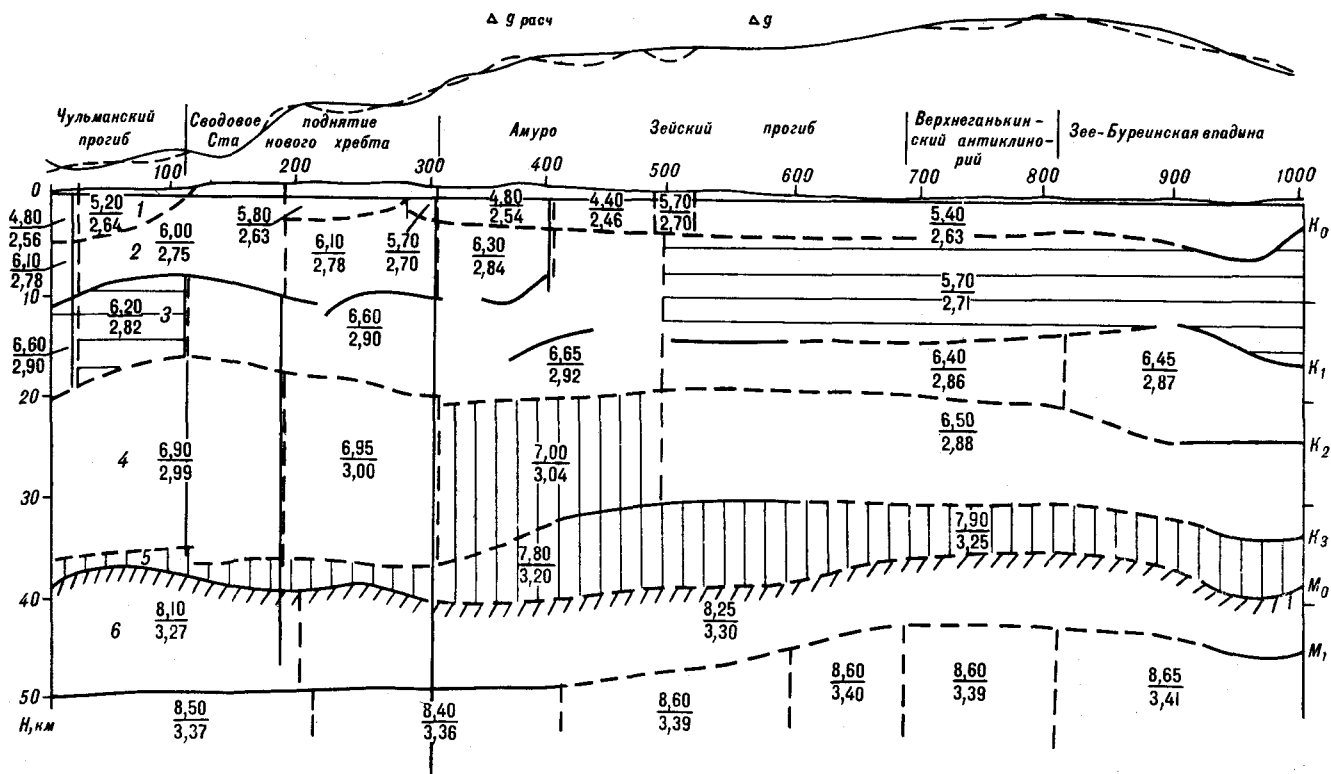


Рис. 4. Сейсмоплотностной разрез Большой Хатыми — Свободный.
Усл. обозн. см. рис. 2.

В отличие от предыдущей части разреза здесь в основании коры нет переуплотненного слоя, а слой 4 характеризуется обычными для таких глубин скоростью и плотностью. Такие же «нормальные» скорость и плотность характерны для верхней мантии — 8,1 км/с и 3,3 г/см³, что дало основание отнести этот участок земной коры за пределы рифтовой зоны.

Приведенный сейсмоплотностной разрез находится в хорошем соответствии с ранее выполненными исследованиями ГСЗ в Байкальском регионе [7]. В частности, подтверждено существование области разуплотненной мантии в выделенных границах и волноводных участков в слое 2. Наряду с этим в рифтовой зоне в основании земной коры выделен слой повышенных скорости — плотности, компенсирующий уменьшение гравитирующего эффекта слоя 5.

Профиль Большой Хатыми — Свободный. Сейсмоплотностной разрез по этому пересечению составлен путем интерполяции зависимости скорость — плотность с профиля Свободный — Комсомольск-на-Амуре. Сейсмические границы, как и в предыдущих моделях, были закреплены. Для этого использовался разрез МОВЗ [4], а на участке Сковородино — Свободный, где сейсмические данные отсутству-

ют, границы раздела были интерполированы с учетом формы кривой Δg .

Профиль Бол. Хатыми — Свободный характеризует глубинное строение Алданского щита Сибирской платформы и южную ветвь мезозойд Монголо-Охотского складчатого пояса (рис. 4).

Сейсмоплотностная модель вдоль этого профиля состоит из семи неоднородных слоев. Самый верхний слой 1 представлен угленосными континентальными отложениями юры и мела Чульманской впадины, на которые с юга надвинуты кристаллические сланцы архея, обладающие повышенными по сравнению с первыми на 0,08 г/см³ плотностью и на 0,4 км/с скоростью.

В Сводовом поднятии Станового хребта слой 1 представлен гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и кварцитами (становой комплекс с плотностью 2,63—2,70 г/см³ и скоростью до 6,0 км/с).

В области мезозойской активизации слой 1 также характеризуется высокой плотностью пород, среди которых встречаются непротяженные участки с низкой 2,46 г/см³ и высокой до 2,70 г/см³ плотностью.

Слой 2 сложен меланократовыми архейскими образованиями кристаллического фундамента Сибирской платформы. На Алданском

щите этот слой отмечается высокими значениями плотности ($2,78 \text{ г/см}^3$) и низкими — скорости (до $6,1 \text{ км/с}$). В области мезозойид слой 2 характеризуется пониженными значениями плотности ($2,71 \text{ г/см}^3$) и скорости ($5,7 \text{ км/с}$). Слой 2 по объему охватывает верхнюю толщу гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Нижняя толща гранитно-метаморфического слоя сложена кристаллическими породами архея и составляет в модели слой 3. Для него характерна в целом пониженная плотность. Мощность гранитно-метаморфического слоя около 20 км , что составляет половину всей мощности консолидированной коры.

Базальтовый слой также состоит из двух толщ — верхней (слой 4) и нижней (слой 5), причем слой 5 составляет треть мощности слоя 4 и резко сокращается к северу. Слой 5 на всем протяжении характеризуется повышенным значением скорости ($7,8\text{—}7,9 \text{ км/с}$).

Верхняя мантия имеет «нормальные» значения скорости, и ее параметры мало меняются вдоль профиля (слои 6, 7). Мощность переходного слоя 6 в верхней мантии сокращается в южном направлении с 12 до 6 км .

Источниками аномалий силы тяжести являются колебания плотности внутри гранитно-метаморфического и базальтового слоев, а также рельеф поверхности Мохоровичича.

Чулманский прогиб характеризуется глубоким минимумом силы тяжести, вызванным низкими плотностью и скоростью в верхних слоях, разуплотнением в слое 3 и сокращением до 2 км высокоскоростного слоя 4. Переходный слой в верхней мантии имеет здесь пониженную плотность ($3,27 \text{ г/см}^3$). Подошва земной коры расположена на глубине 38 км .

Сводовое поднятие Станового хребта не имеет резких границ с соседними структурами, ограничивающие его нарушения не достигают мантии. Слой 1 выклинивается в северной части структуры, а в южном направлении наблюдается повышение плотности и скорости во всем разрезе земной коры, благодаря чему кривая силы тяжести уступом воздымается к югу.

Амуро-Зейский прогиб характеризуется хорошо развитым слоем 1 мощностью до 4 км , разделенным по латерали на три микроблока с чередующимися значениями скорости и плотности. Разделенный в средней части внутрикоровым нарушением, прогиб образует два блока. В базальтовом слое левого (северного) блока выделяется область высоких значений скорости — плотности мощностью до 19 км , охватывающая слои 4 и 5 ($V_{пл} = 7,0\text{—}7,8 \text{ км/с}$, $\rho = 3,04\text{—}3,20 \text{ г/см}^3$), которая обусловила дальнейшее повышение уровня гравитационного поля.

В правом (южном) блоке переуплотненные слои расположены в верхней толще гранитно-метаморфического слоя (слой 2) и в нижней толще базальтового слоя (слой 5), продолжаясь затем к югу в соседних структурах. Наряду с изменением физических свойств в Амуро-Зейском прогибе происходит подъем подошвы земной коры до 36 км .

Верхнеганькинский антиклинорий не отличается по глубинному строению от прилегающего к нему блока Амуро-Зейского прогиба и разграничен с ним глубинным разломом, не нашедшим подтверждения на данной модели.

Зее-Буреинская впадина характеризуется резким погружением всех слоев земной коры, границы раздела в ней конформны друг другу, слои 2 и 5, как и ранее, переуплотнены, поверхность Мохоровичича находится на глубине 39 км . В соответствии с поведением слоев земной коры уровень поля силы тяжести также плавно понижается. Скорости и плотности слоев, исключая упомянутые выше 2 и 4, характеризуются обычными значениями. Нарушений и блоков в пределах Зее-Буреинской впадины не наблюдается.

Таким образом, на профиле Бол. Хатыми — Свободный более ярко, чем на других профилях, проявилось прямое соответствие регионального хода кривой Δg глубине залегания верхней мантии и мощности уплотненных слоев в кровле и основании консолидированной коры.

Профиль Свободный — Комсомольск-на-Амуре. Профилем пересечена область мезозойской активизации Монголо-Охотского складчатого пояса, территориально приуроченная к Верхне-Амурскому сегменту и Сихотэ-Алинской складчатой области (рис. 5). Характерной чертой геологического строения региона является чередование складчато-глибовых поднятий, сложенных дислоцированными и метаморфизованными верхнепротерозойскими и среднепалеозойскими образованиями, и прогибов, выполненных мезозойскими отложениями. В Сихотэ-Алинской области антиклинории сложены дислоцированными в пермское время терригенно-карбонатными и кремнистыми толщами девона, карбона, перми. Синклинии сложены терригенными флишoidalными толщами верхнего триаса — мела и вулканогенно-осадочными меловыми отложениями большой мощности. Все отложения геосинклинального комплекса Сихотэ-Алинской складчатой области дислоцированы в сложные складки [10].

Осадочно-вулканогенный слой (слой 1) неоднороден по составу, но в процессе активизации физические свойства слагающих его пород снивелировались, в результате чего он характеризуется выдержанными значениями

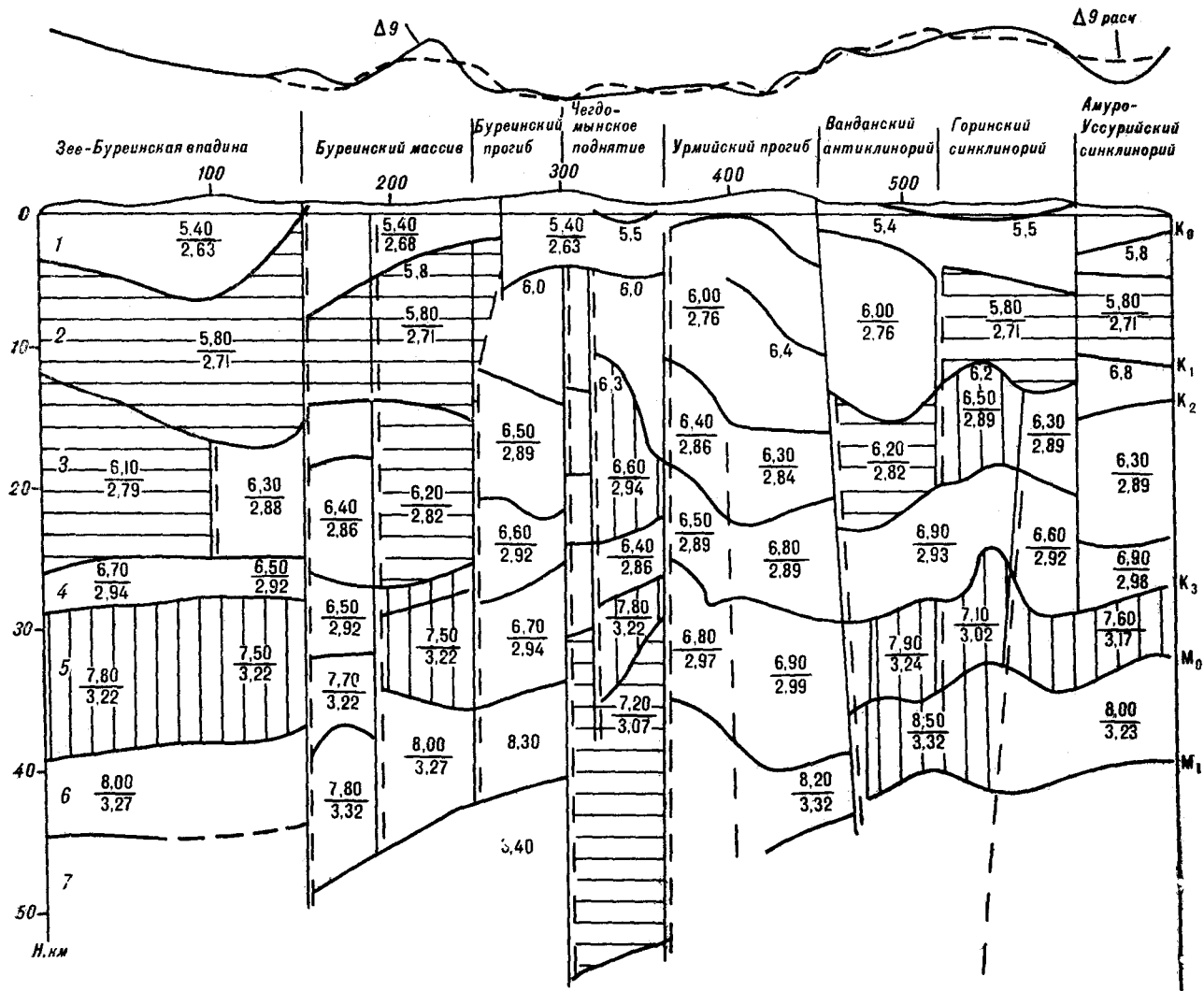


Рис. 5. Сейсмоплотностной разрез Свободный — Комсомольск-на-Амуре.
Усл. обозн. см. рис. 2.

скорости (5,4—5,5 км/с) и плотности (2,63 г/см³).

Гранитно-метаморфический слой представлен двумя толщами, составившими в модели слой 2 и 3. Слой 2 является основанием геосинклинального комплекса складчатого пояса, его складчатым фундаментом, сформированным в герцинскую фазу складкообразования. Он сложен толщами нижнесреднепротерозойских гнейсов и кристаллических сланцев мощностью более 10 км, на которых залегают такая же по мощности толща рифейских и нижнекембрийских образований, представленных метаморфическими и кремнистыми сланцами, известняками, песчаниками и алевролитами. Возможно, такой же состав пород, но еще более древний по возрасту, слагает и слой 3. В ряде структур (Зее-Буреинская впадина, Буреинский массив, Горинский синклинорий)

слой 2 разуплотнен до 2,71 г/см³ и характеризуется пониженным значением пластовой скорости (5,8 км/с).

Слой 3 характеризуется еще большей изменчивостью скорости — плотности. В нем отмечаются участки как аномально низких значений скорости (6,1—6,2 км/с) и плотности (2,79—2,82 г/см³) (Зее-Буреинская впадина, Буреинский массив, Ванданский антиклинорий), так и повышенных соответственно до 6,6 км/с и 2,94 г/см³ (Чегдомыньское поднятие, Горинский синклинорий). Выделенные участки аномальных значений геофизических параметров не связаны со знаком структур и характером изменения силы тяжести.

Базальтовый слой земной коры подразделен на две толщи, из которых верхняя (слой 4) не имеет существенных отклонений в значениях скорости — плотности от среднего уров-

ня, если не считать маломощного микроблока с повышенными значениями этих параметров в районе Буреинского массива.

Нижняя толща (слой 5), залегающая в основании земной коры, характеризуется мощностью до 10 км и преимущественно повышенными значениями скорости (7,2—7,9 км/с) и плотности (3,22—3,24 г/см³). Участки с такими значениями параметров в слое 5 координируются с максимумами кривой Δg .

Верхняя мантия, как видно из рис. 5, неоднородна в горизонтальном направлении. Так, в слое 6 выделяются два участка с пониженными значениями скорости (7,2—7,8 км/с) и плотности (3,07—3,332 г/см³) и один участок с повышенной скоростью (8,5 км/с). На кривой Δg этим участкам соответствуют крупнейшие в регионе минимумы и максимумы силы тяжести.

Зее-Буреинская впадина в своей западной части была описана выше. В глубинном строении восточной ее части отмечается увеличение объемов низкоскоростных микроблоков (слои 1, 2) и мощности до 10 км высокоскоростного слоя 5 в основании земной коры.

Буреинский массив состоит из двух блоков, образуемых тремя глубинными нарушениями. В блоках имеются слои с пониженными и повышенными значениями скорости — плотности, но распределение аномальных зон по вертикали разное: в западном блоке слои с пониженной скоростью залегают в приповерхностной части разреза и в верхней мантии (слои 2, 4), а в восточном блоке — в средней части коры (слои 2, 3). Поверхность Мохоровичича в первом блоке находится на глубине 38 км, во втором — приподнята до 34 км. Подъем кровли коры во втором блоке и увеличению мощности переуплотненного слоя 5 соответствует на кривой Δg .

Буреинский и Урмийский прогибы разграничены с соседними структурами глубинными разломами и не содержат в составе земной коры слоев с аномальными параметрами. Подошва земной коры в прогибах приподнята в среднем до 36 км.

Чегдомыньское поднятие заключено между упомянутыми прогибами и резко отличается от них глубинным строением. В западной части поднятия глубинным разломом отделяется узкий блок с приподнятой до 30 км подошвой земной коры, в котором слой 4 является волноводом. Второй блок содержит в средней части разреза две линзы с повышенными значениями скорости — плотности (слои 3, 4) и мощный волновод под поверхностью Мохоровичича, где пластовая скорость понижается до 7,2 км/с. В силу указанных особенностей разреза на кривой Δg фиксируется

региональный минимум силы тяжести амплитудой около 60 мГал. Дефект масс в верхней мантии настолько велик, что его не могли скомпенсировать линзы переуплотненных участков внутри коры.

Ванданский антиклинорий характеризуется увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя (до 21 км), в нижней части которого расположен слой 3 с пониженными значениями скорости — плотности. В основании коры и переходном слое верхней мантии скорости и плотности аномально увеличены. Антиклинорий ограничен с запада сквозным глубинным разломом, а с востока — прерывистым, но также глубинным. С последним связано резкое ограничение слоев с аномальными свойствами (слои 2, 3, 5). Поверхность мантии расположена в антиклинории необычно высоко для положительных структур данного региона, почти на 34 км.

Горинский синклинорий имеет очень сложное глубинное строение. Он не только ограничен по краям глубинными разломами, но и таким же наклонным разломом рассечен на два блока с различным распределением скорости — плотности. Наиболее характерной особенностью его глубинного строения является наличие валобразных выступов в нижней части разреза. Эти выступы примыкают к разлому и, по-видимому, связаны с ним генетически. На дневной поверхности к ним приурочена Комсомольская оловородная провинция, а в поле силы тяжести — региональный максимум. Западный блок характеризуется большой мощностью высокоскоростного (плотностного) слоя 3, а также продолжающимся из Ванданского антиклинория слоем 4 с высокой скоростью. В восточном блоке в слоях 3 и 4 скорости принимают нормальные значения, но в основании земной коры скорости и плотности существенно повышаются (слой 5). Для Горинского синклинория характерно понижение скорости — плотности ниже среднего уровня в основании геосинклинального комплекса — слое 2.

Амуро-Уссурийский синклинорий, входящий в состав Сихотэ-Алинской складчатой системы, во многом, хотя и со смещением по глубине, воспроизводит картину распределения масс соседнего Горинского блока, к тому же и разделяет их лишь внутрикоровый разлом. На кривой силы тяжести Амуро-Уссурийскому синклинорию соответствует минимум.

Таким образом, сейсмоплотностная модель Монголо-Охотской складчатой области характеризуется сравнительно однородной верхней половиной разреза земной коры и резкой неоднородностью нижней. В основании коры, как и в модели Байкальской складчатой об-

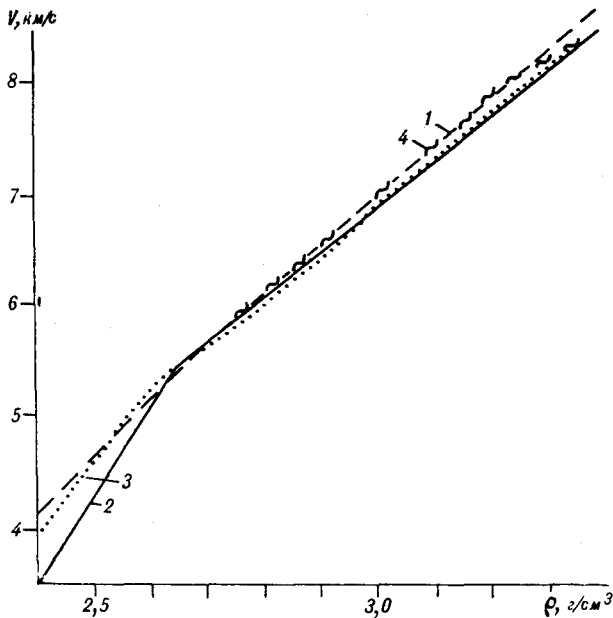


Рис. 6. График зависимости скорость — плотность по данным моделей.

1 — Бол. Хатыми — Свободный, 2 — Свободный — Комсомольск-на-Амуре, 3 — оз. Байкал — Хилок, 4 — Барнаул — Северо-Енисейский.

ласти, присутствует слой с повышенными значениями скорости — плотности, который прямо отражается на суммарной кривой изменения силы тяжести. В верхней мантии выделены разуплотненные и переуплотненные участки, которым на кривой Δg соответствуют региональные минимумы и максимумы.

Итак, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Консолидированная земная кора и верхняя мантия складчатых поясов юга Сибири и Дальнего Востока характеризуются близкой зависимостью плотность — скорость вида (рис. 6) $\rho = aV + b$.

Источниками аномалий силы тяжести являются плотностные неоднородности в отдельных блоках земной коры и верхней мантии. Региональные гравитационные минимумы, как правило, сопровождаются разуплотнением в верхней мантии и прогибанием ее поверхности.

2. В Байкальской складчатой области и Верхне-Амурском сегменте Монголо-Охотского пояса в основании земной коры выделен слой повышенной скорости — плотности мощностью до 8 км, который компенсирует недостаток масс в консолидированной коре и верхней мантии. В других складчатых областях аномально высокие значения скорости — плотности в этом слое встречаются отдельными участками, а на Алданском щите он сокращается до 1 км.

3. Гравитационный минимум впадины оз. Байкал обусловлен суммарным эффектом грабена в складчатом основании, заполненного 6-километровой толщей низкоплотных осадочных образований и разуплотнениями в гранитно-метаморфическом слое и верхней мантии.

4. Сейсмоплотностные неоднородности в слоях земной коры проявляются отдельными участками в пределах блоков по всему разрезу земной коры, но в одних складчатых областях более неоднороден гранитно-метаморфический слой (Алтае-Саянская), в других — базальтовый слой (Монголо-Охотский пояс), в третьих — верхняя мантия (Байкальская).

Приповерхностный осадочно-вулканогенный слой не оказывает заметного влияния на ход суммарной кривой Δg , исключая Байкальскую впадину.

5. Границы блоков, выделенных на сейсмической и плотностной моделях, в основном совпадают между собой. По вертикали выделяются границы блоков, прослеживаемые через всю кору и уходящие в мантию (18 разделов), внутрикоровые (28 разделов) и верхнемантийные (5 разделов). Плотностная модель более дифференцирована по сравнению со скоростной моделью.

6. Пример составления сейсмоплотностной модели по пересечению Большой Хатыми — Свободный с использованием разреза МОВЗ и интерполяции данных на участке отсутствия сейсмических наблюдений доказывает возможность применения данной методики расчета моделей для прогнозирования разреза земной коры при частичном отсутствии геофизических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е. Гравитационная модель коры и верхней мантии. — Киев: Наук. думка, 1979.
 2. Брянский Л. И. Гравитационные модели Сихотэ-Алиньской складчатой области // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 2. — С. 52—61.
 3. Брянский Л. И., Подгорный В. Я. Гравитационная модель земной коры по профилю Свободный — Ком-

сомольск — мыс Сюркум // Там же. — 1984. — № 5. — С. 76—81.

4. Булин И. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным // Сов. геология. — 1972. — № 10. — С. 134—139.
 5. Короновский Н. В. Краткий курс региональной геологии СССР. — М.: Изд-во МГУ, 1976.

6. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наук. думка, 1981.
7. *Крылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П.* Недра Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.
8. *Любалин В. Д., Беломестнов С. И.* Плотностная модель земной коры Забайкалья // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 5.— С. 63—75.
9. *Потапов С. В.* Авиасейсмические исследования строения земной коры.— М.: Наука, 1977.
10. *Потапов С. В., Спирина Е. Е., Мараханов В. И., Петров А. В.* Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геология.— 1979.— № 3.— С. 84—97.
11. *Пузырев Н. Н., Крылов С. В.* Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным ГСЗ // Проблемы нефтеносности Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— С. 94—113.
12. *Пузырев Н. Н., Бабаян Г. Д., Бочанов А. И. и др.* Методика и аппаратура для региональных сейсмических исследований в труднодоступной местности и их применение в Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.
13. *Ремпель Г. Г.* Алгоритмы подбора моделей многослойных сред по данным гравиметрии и магнитометрии // Геология и геофизика.— 1983.— № 1.— С. 103—110.

ЦГЭ
Москва

Поступила в редакцию
11 апреля 1988 г.

УДК 550.83 : 551.24 (571.54/55 + 571.6)

С. В. Горкуша, И. К. Туезов

СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Проведено сопоставление поля эпицентров землетрясений с рядом закартированных геолого-геофизических

Байкало-Охотский сейсмический пояс представляет собой крайнюю восточную ветвь одного из грандиозных сейсмических линейментов Земли, носящего название Трансазиатско-Средиземноморского.

Исследованию сейсмичности Байкало-Охотского пояса посвящен ряд работ [1—9, 11, 13—16]. Главной их целью являлось изучение его сейсмической опасности. В последнее время накопилось значительное число новых геолого-геофизических материалов по современным и новейшим движениям земной коры, тепловому потоку, полям напряжений и т. д. Поэтому представляется целесообразным вернуться к анализу особенностей эпицентрального поля рассматриваемой части Трансазиатско-Средиземноморского пояса и его взаимосвязям с этими данными.

Для решения этой задачи построены карта эпицентров и карта плотности эпицентров (рис. 1, 2). В качестве исходного материала использовались каталоги, приводимые в работах «Землетрясения в СССР» [4], из которых анализировались все землетрясения с $K=8$ и выше. Карта плотности эпицентров построена за период 1970—1980 гг., так как только начиная с 70-х гг. в регионе была создана сеть станций, с помощью которой был получен достаточно представительный для данного исследования материал.

Для выбора размера площадок, в пределах которых производилось осреднение числа эпицентров при построении карты, была найдена средняя для региона погрешность определения координат эпицентров. В 1970—1980 гг. здесь зарегистрировано 4613 землетрясений указанного класса. Средняя погрешность определения местоположения эпицентров найдена равной 13 км. В связи с этим размеры площадок для осреднения выбраны равными 25×25 км. Изолинии проводились через узлы такой сети с сечением 2, 4, 6, 8, 16 землетрясений, произошедших в 1970—1980 гг. на площади 625 км^2 .

ских данных в пределах Байкало-Охотского сейсмического пояса.

Из рассмотрения карты эпицентров землетрясений (см. рис. 1) нетрудно установить, что наиболее крупные землетрясения с $K=13$ и более располагаются преимущественно к западу от водораздела рек Витим и Олекма. К востоку от этого водораздела число землетрясений такого типа намного меньше, хотя их плотность в целом довольно значительная.

На карте эпицентров землетрясений с учетом аналогичных карт, приводимых в цитированных выше работах и в первую очередь в монографии Б. М. Козьмина [9], отчетливо очерчивается северная граница Байкало-Охотского сейсмического пояса. Она протягивается в субширотном направлении, имеет довольно спокойную форму, испытывая резкие ундуляции лишь в междуречье рек Витим, Олекма, Алдан. Южная граница большей частью находится, по-видимому, за пределами изучаемого региона. С некоторой долей условности она может быть проведена лишь в районе слияния рек Аргунь, Амур, Зея, Селемджа.

На карте плотности эпицентров землетрясений оконтуривается большое число максимумов с количеством землетрясений от 2 до 16. Локальные максимумы за 1970—1980 гг. образуют сейсмические системы. Последние по изолиниям 2—4, в свою очередь, объединяются в четыре зоны. Локальные максимумы, системы и зоны представляют собой наиболее сейсмоактивные участки региона. Они характеризуются различными размерами, формой, простиранием, плотностью эпицентров. Размеры локальных максимумов составляют первые десятки километров, систем — колеблются от 50—60 до 700 км, зон — от 250 до 700 км и более. Форма локальных максимумов, как правило, округлая или несколько вытянутая, систем — линейная, зон — вытянутая или сложная. Особенно сложной представляется форма Алдано-Амурской зоны, состоящей из двух субширотных отрезков и соединяющей их перемычки. Простирание систем и зон на западе северо-восточное, на востоке — северо-

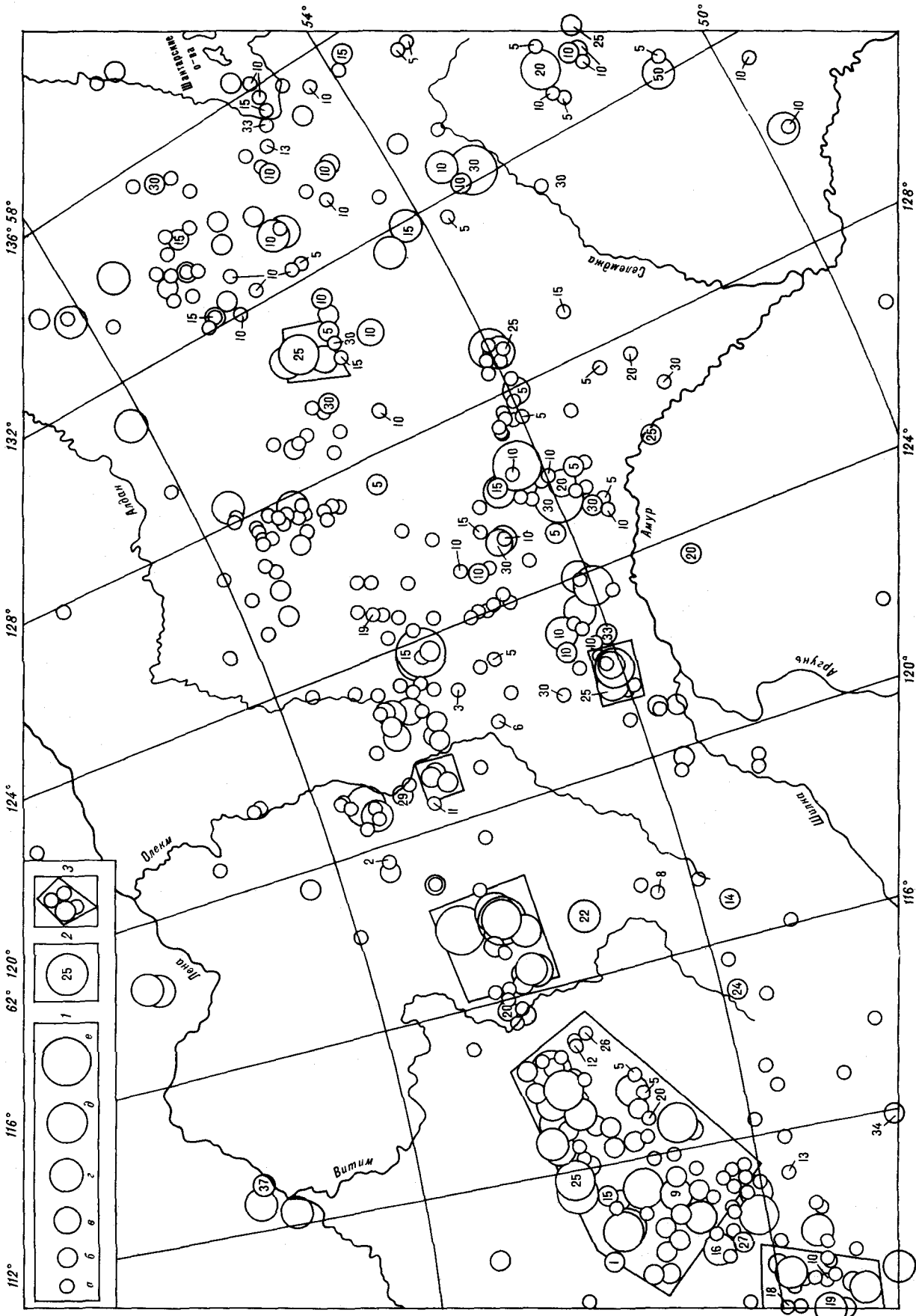


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 10$.

1 — энергетический класс землетрясений (K): а — 10, б — 11, в — 12, г — 13, д — 14, е — 15; 2 — глубина гипоцентра, км: 3 — области большой концентрации землетрясений, некоторые землетрясения не нанесены.

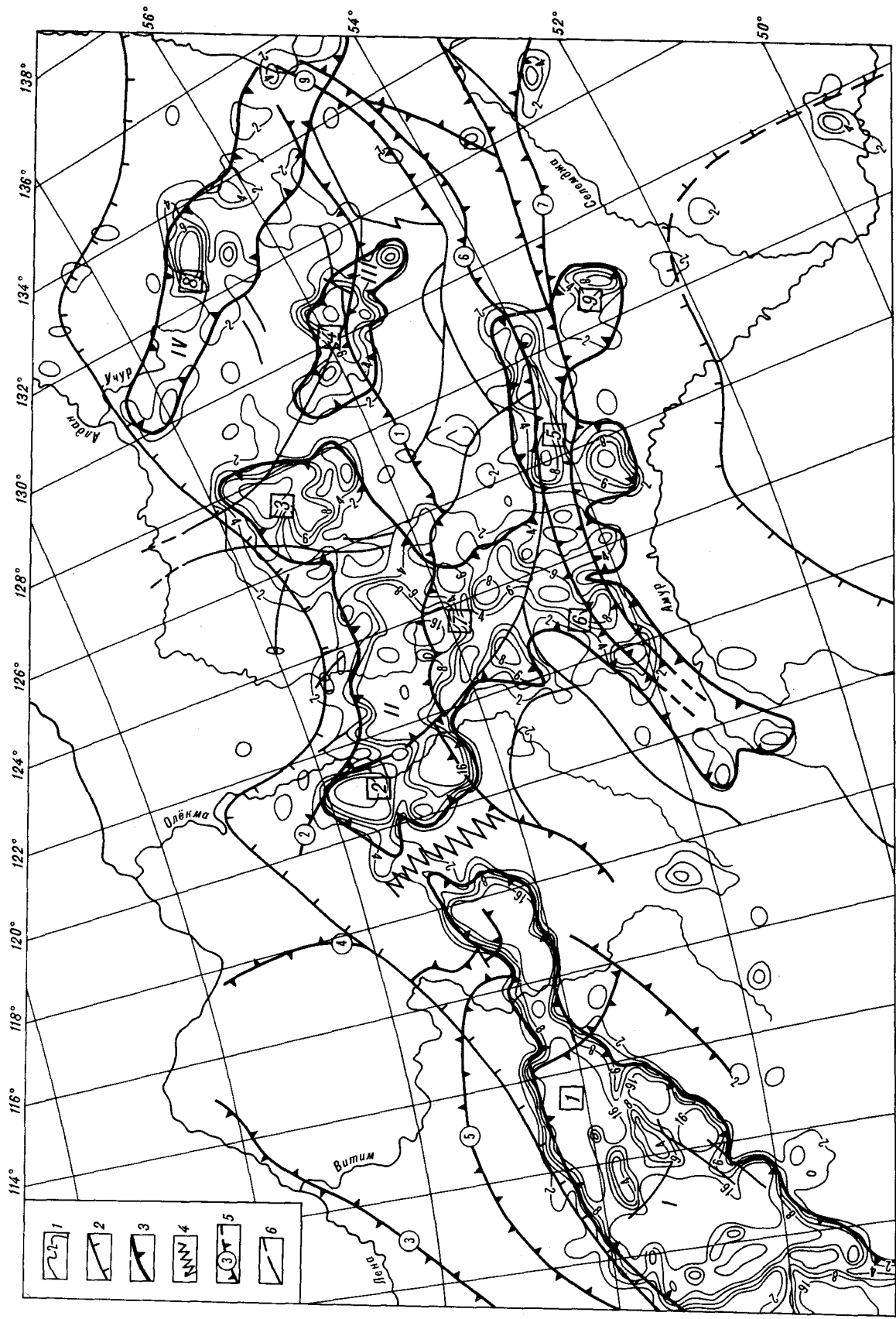


Рис. 2. Карта плотности эпицентров землетрясений.

1 — изолинии равной плотности эпицентров землетрясений; 2 — границы Байкало-Охотского сейсмического пояса; 3 — контуры сейсмических зон (1 — Байкальская, II — Алдано-Амурская, III — Майская, IV — Учурская); 4 — граница между западным и восточным флангами Байкало-Охотского сейсмического пояса; 5 — главные границы зоны разломов (шрифты в кружках: 1 — Становая, 2 — Темульжигская, 3 — Прибайкало-Денская, 4 — Патомско-Жунигская, 5 — Байкало-Мууская, 6 — Монголо-Охотская, 7 — Южно-Тукурингская, 8 — Удско-Охотская; 6 — второстепенные разломы. Сейсмические системы (цифры в квадратах): 1 — Байкальская, 2 — Удокано-Зверевская, 3 — Гонимская, 4 — Джугдырская, 5 — Тукурингро-Джагдинская, 6 — Амазаро-Гетканская, 7 — Дарбинская, 8 — Учурская, 9 — Буренинская.

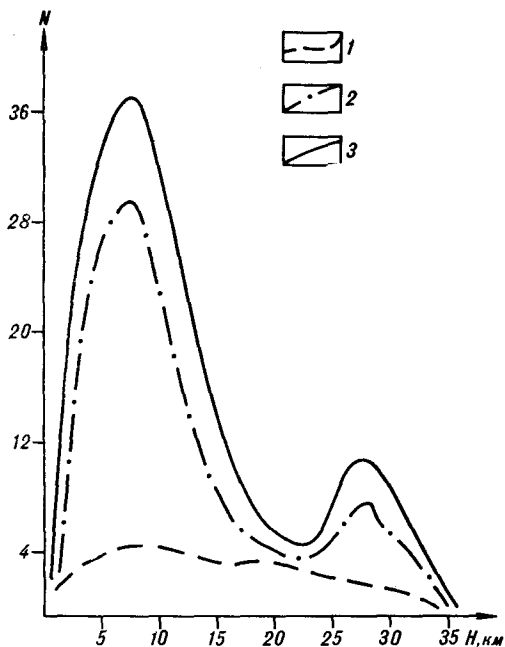


Рис. 3. Гистограммы распределения эпицентров по глубине для районов:

1 — к западу от меридиана 120° , 2 — к востоку от меридиана 120° , 3 — для всего региона. N — число землетрясений.

западное. В центральной части региона ориентировка северного и южного звеньев Алдано-Амурской зоны, как только что упоминалось, субширотная, а расположенных здесь систем, кроме того, субмеридиональная и северо-восточная. Наибольшая плотность эпицентров отмечается в Байкальской зоне и в северном звене Алдано-Амурской зоны. В южном звене последней, в Майской и Учурской зонах, их число, как правило, не превышает 8.

В пределах рассматриваемого региона имеется более 100 определений глубины гипоцентров землетрясений. Они варьируют от 1 до 34 км (см. рис. 1). На графике $N(H)$ для всего региона и для его восточной части имеется два экстремума: на 5–10 и на 25–30 км (рис. 3). График для западной части региона пологий, его максимум охватывает широкий диапазон значений — от 5 до 20 км.

В литературе отмечалось, что Байкало-Охотский сейсмический пояс и его элементы дискордантны по отношению к вмещающим его складчатым структурам. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы подтверждают справедливость этого тезиса (рис. 4).

Байкало-Охотский сейсмический пояс накладывается на структуры юго-восточного окончания Сибирской платформы, на древний Буреинский массив, карельские складчатые комплексы Становика — Джугджура, байкальские Байкало-Патомского нагорья, каледонские Забайкалья, герцинские Монголо-Охот-

ской системы, мезозойские Сихотэ-Алиня. Северная граница сейсмического пояса пересекает байкальские структуры, структуры Алданского щита и местами протягивается в пределах осадочного чехла Сибирской платформы. Наложены по отношению к тектоническим структурам являются и зоны повышенной сейсмичности. Байкальская зона осложняет байкалиды Прибайкалья и юго-западную оконечность Алданского щита; Алдано-Амурская зона — центральную часть Алданского щита, западную оконечность Становика — Джугджура, северо-восточную часть каледонид и пограничные с последними и Становиком — Джугджуром структуры Монголо-Охотской складчатой системы; Майская зона накладывается на приграничные структуры Алданского щита и Становика — Джугджура; Учурская осложняет северо-восточную оконечность Алданского щита и прилегающие структуры осадочного чехла Сибирской платформы.

Пониженная сейсмическая активность характерна почти для всей области развития каледонид, для герцинид Монголо-Охотского пояса, Буреинского массива, входящей в рамки изучаемого региона мезозойской складчатой системы Сихотэ-Алиня, значительных участков северо-восточной оконечности Алданского щита и прилегающих частей платформенного чехла. Ранее [3] отмечалось, что зоны слабой сейсмической активности — асейсмичные окна — соответствуют останцам древних слабопереработанных архейских пород. К сказанному в этой работе хотелось бы добавить следующее.

Например, Брянтинское асейсмическое окно, заключенное между 3, 4, 5, 7-й сейсмическими системами (см. рис. 2), приурочено к группе сближенных нижнеархейских блоков, сложенных Чогарским и Зверевским гранулитовыми комплексами, входящими в состав Становой складчатой области: Брянтинский, Дамбукинский, Сивакано-Токский, Чогарский блоки. Промежутки между блоками нижнего архея представлены верхнеархейскими породами. Эта группа блоков ограничена почти повсеместно крупными разломами, выраженными мощными зонами бластомилонитизированных пород. На севере блоки ограничены Становым швом, на юге — Северо-Тукурингским. Западная граница прослеживается вдоль Унахинского разлома, в то время как положение восточной менее определенное и может быть намечено приблизительно по левобережью р. Мая. Группа нижнеархейских блоков выделяется в гравитационном поле общим максимумом силы тяжести и часто субпараллельными магнитными аномалиями в целом субмеридионального простирания, нарушенными субширотными зонами магнитных минимумов.

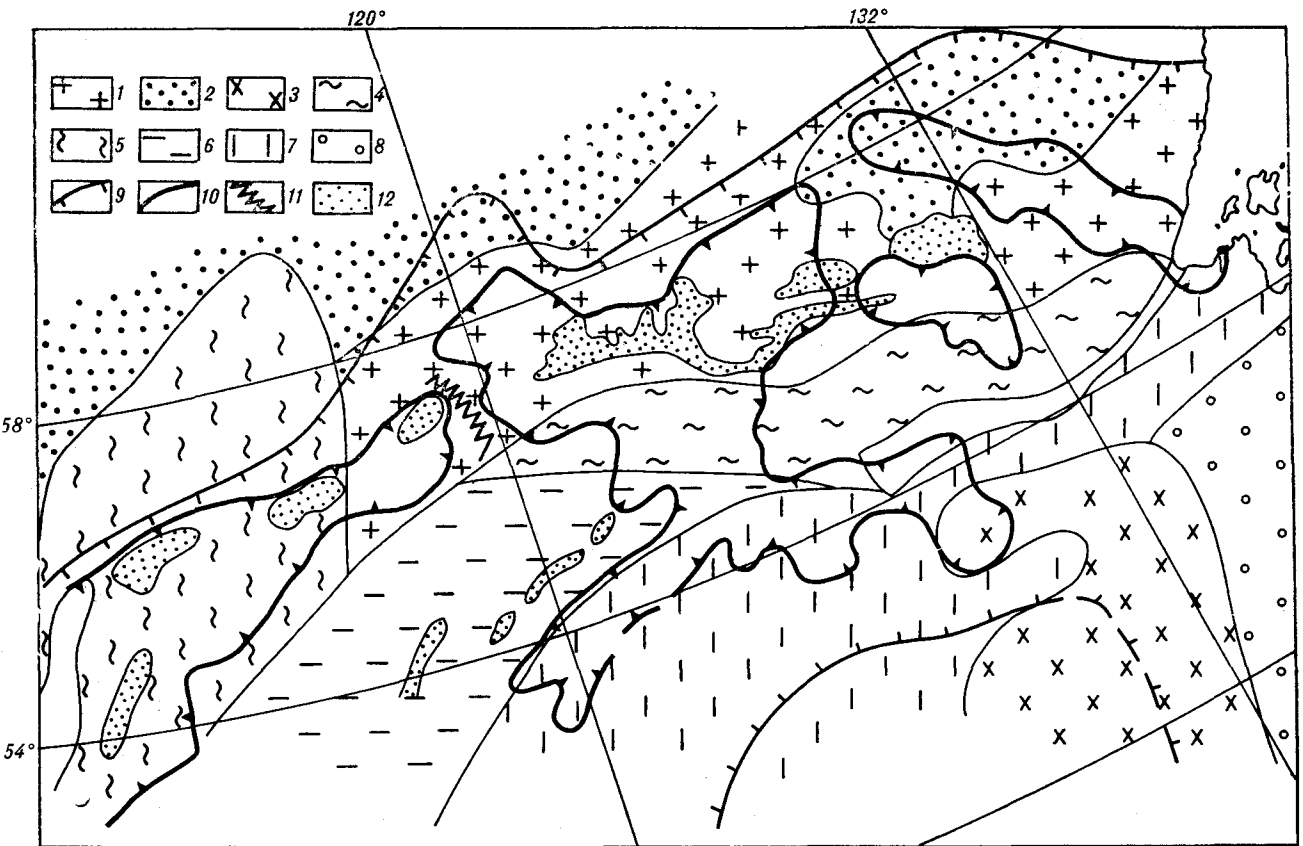


Рис. 4. Сейсмичность и тектоника. (Тектоника по В. П. Солопенко и др. [1].)

1, 2 — Сибирская платформа: 1 — выступы фундамента в пределах Алданского щита, 2 — осадочный чехол; 3 — выступ древнего фундамента в пределах Бурейнского массива; 4—8 — складчатые комплексы: 4 — карельские Становика — Джугджура, 5 — байкальские Байкало-Патомского нагорья, 6 — каледонские Забайкалья, 7 — герцинские Монголо-Охотской системы, 8 — мезозойские Сихотэ-Алиня; 9 — границы Байкало-Охотского сейсмического пояса; 10 — контуры сейсмических зон; 11 — граница между западным и восточным флангами сейсмического пояса; 12 — мезозойско-кайнозойские впадины.

Эти особенности геофизических полей позволяют предполагать, что весьма плотные нижнеархейские гранулитовые комплексы часто повышенной магнитности образуют на глубине единый массив и лишь в узких зонах перекрыты верхнеархейскими образованиями становой серии и более молодыми отложениями.

Гравитационный эффект блоков подчеркивается еще тем, что по периферии в зонах blastomylonitization и метасоматоза развиты обширные низко- и среднекислые гранитоидные интрузивы верхнемезозойского возраста, возникшие в этап тектономагматической активизации этого региона. Необходимо отметить, что верхние мезозойские гранитоиды распространяются и на проекцию нижнеархейских блоков, однако здесь они в гравитационном поле не выделяются. Последнее может быть истолковано так, что гранитоиды в пределах блоков представляют собой маломощные пластинообразные апофизы глубинных массивов, внедрение которых произошло по зонам и в зонах blastomylonitization, где они слагают значительные массивы.

Практически на всем протяжении сейсмического пояса межгорные впадины простираются вдоль краевых частей областей повышенной плотности эпицентров. Так, Байкальская, Верхнеангарская впадины приурочены к западному и северо-западному флангам Байкальской сейсмической системы, Чульманская впадина с севера окаймляет Удокано-Зверевскую систему, Токкинская — Джугджурскую, Зейско-Удская — Тукурингро-Джагдинскую. С юга Ытымажинская и Нуямская впадины секут Гонамскую систему.

Через осевые части областей наибольшей концентрации выделившейся сейсмической энергии и эпицентров проведены условные линии (см. рис. 2; рис. 5), которые, вероятно, фиксируют местоположение и простираение современных зон ослабленной прочности земной коры. Взаимоотношение этих областей с главными граничными зонами разломов, выделенных на схеме тектонического районирования района БАМ, не везде однозначно. Так, если главные граничные зоны разломов: Патомско-Жуинская, Байкало-Муйская, Прибайкало-Ленская — простираются в стороне от

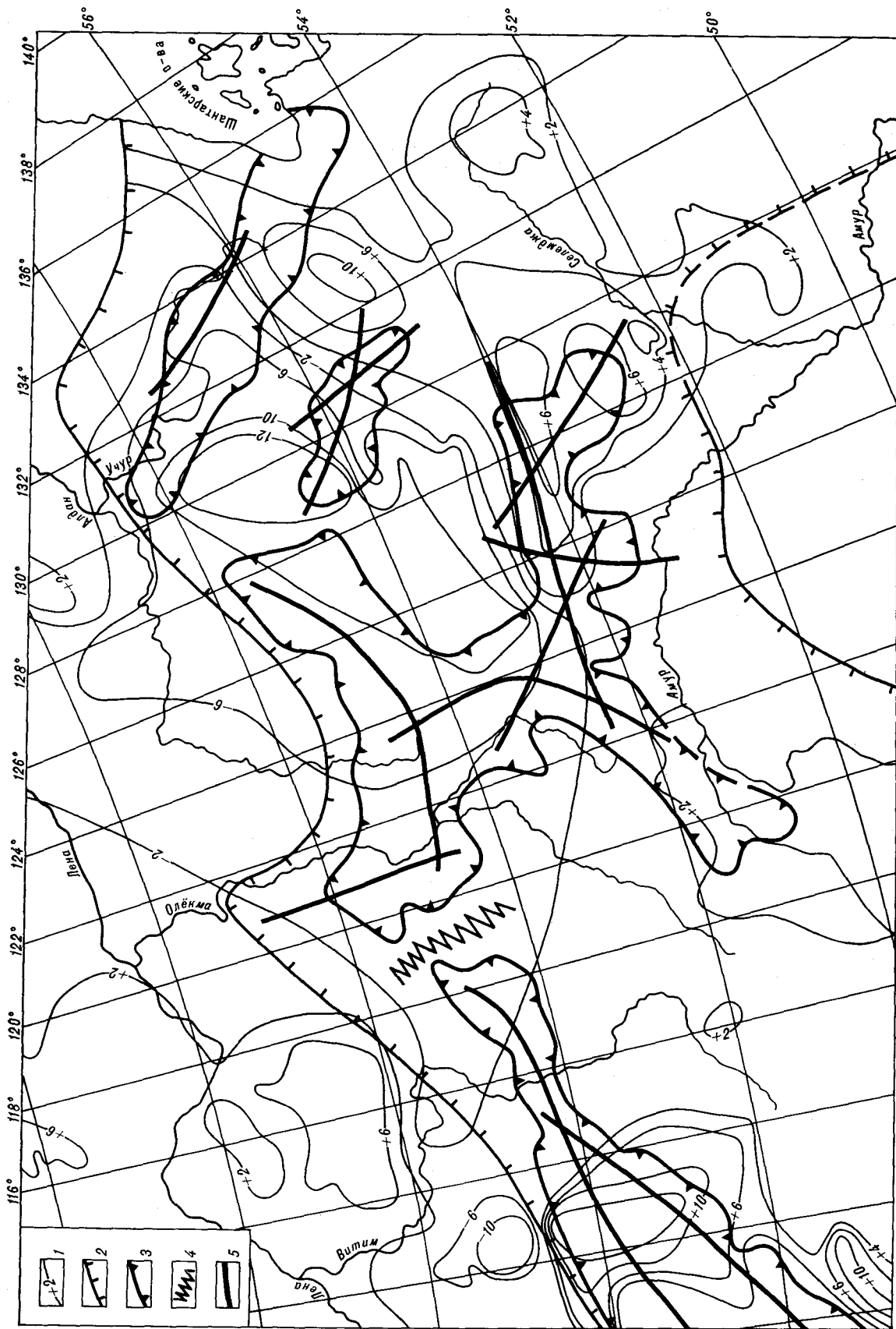


Рис. 5. Сейсмичность и современные вертикальные движения земной коры.

1 — изолинии равных значений современных вертикальных движений земной коры, мм/год; 2 — границы Байдало-Охотского сейсмического пояса; 3 — контуры сейсмических зон; 4 — граница между западным и восточным флангами сейсмического пояса; 5 — линии наибольшей концентрации эпицентров.

активной Байкальской сейсмической системы, то основные разломы восточного фланга сейсмического пояса преимущественно контролируют сейсмоактивные системы.

В формировании современного структурного плана большую роль играла разломная тектоника, причем основные шовные зоны древнего заложения имеют субширотное простирание: Становая, отделяющая Джугджуро-Становую складчатую область от южного фланга Алданского щита; Северный и Южный Тукурингский разломы, окаймляющие Монголо-Охотскую геосинклинальную систему. К Становой шовной зоне приурочены Джугджурская и Удокано-Зверевская (южная часть) сейсмические системы. Монголо-Охотская и Южно-Тукурингская зоны разломов достаточно уверенно коррелируются с Тукурингро-Джагдинской и Амазаро-Гетканской сейсмическими системами.

Наряду с субширотными и юго-западно-северо-восточными направлениями зон ослабленной прочности земной коры, находящихся свое выражение в основных глубинных зонах разломов, отмечаются по осевым линиям максимальной концентрации выделившейся сейсмической энергии ортогональные им простирания.

Л. М. Реутовым проведено изучение стратифицируемых метаморфических и осадочных толщ, а также разновозрастных магматических образований к западу и востоку от Темулякитского разлома [12], результаты которого свидетельствуют о древнем возрасте разлома и различном характере развития разделенных им блоков земной коры. Данная разломная зона играет, по-видимому, важную роль и в современном развитии земной коры, являясь разграничивающей линией между восточным и западным флангами Байкало-Охотского фрагмента сейсмического пояса, что находит свое выражение как в различии механизмов очагов землетрясений, так и в пространственно выраженных закономерностях (геометрических формах и простирании сейсмических систем).

Байкало-Охотский сейсмический пояс по своему положению и простиранию в целом соответствует восточному флангу Центрально-Азиатской горной системы, а его наиболее активная северная часть — наиболее высокому горному поясу этого региона, протягивающемуся от оз. Байкал до побережья Охотского моря и состоящему из хребтов: Баргузинский, Икатский, Делюн-Уранский, Каларский, Становой, Алдано-Учурский и др. (рис. 6) и межгорных впадин: Муйская, Чарская, Чульманская, Ытымажинская, Токкинская и др. (см. рис. 4). И наоборот, районы со слабой сейсмической активностью в пределах пояса совпадают с

участками, характеризующимися пониженным или равнинным рельефом.

Вместе с тем при детальном сопоставлении участков различной сейсмической активности с районами различного характера рельефа, отмечается много исключений из этого правила. Наиболее типичными примерами таких исключений являются хребты Джугдгы, Турана, Буреинский, Джугджур, которые, несмотря на значительную высоту рельефа дневной поверхности в их пределах, отличаются относительно невысокой сейсмической активностью. Другим примером подобного типа, по-видимому, может служить положение южной границы Байкало-Охотского сейсмического пояса, прослеженная часть которой на западе пересекает хр. Бол. Хинган, на востоке — Зее-Буреинскую равнину. Еще большие различия отмечаются при сопоставлении простираний сейсмических систем и их осевых линий с направлением отдельных хребтов, что отчетливо видно при рассмотрении рис. 4, 6. Более или менее отчетливое совпадение простираний тех и других отмечается лишь в южной части Алдано-Амурской сейсмической зоны. Здесь хребты Борщовочный и Тукурингра в целом совпадают с простиранием этой части Алдано-Амурской зоны и с простиранием размещенных в ее пределах сейсмических систем. В остальных частях рассматриваемого региона простирания сейсмических систем и горных хребтов отличаются друг от друга. Особенно резкие различия в их ориентировке имеют место в центральной и восточной частях региона, где при субширотном простирании горных хребтов отмечаются субмеридиональные и северо-восточные направления сейсмических систем. А на востоке сейсмического пояса при северо-западном простирании сейсмических систем хр. Джугджур ориентирован в северо-западном направлении.

Простирание зон различных темпов неотектонических движений, как и простирание горной системы в целом, на западе и в центральной частях пояса совпадает с ориентировкой Байкальской и Алдано-Амурской сейсмических зон (рис. 7). На востоке пояса простирания тех и других резко отличаются друг от друга: зоны с различными скоростями новейших движений ориентированы здесь в субширотном направлении, сейсмические зоны — в северо-западном. Между темпами новейших движений и сейсмической активностью в целом существует прямая связь: чем больше первые, тем выше вторая. Так, северной, наиболее активной части сейсмического пояса соответствуют наибольшие градиенты скорости новейших движений. Повышенные градиенты скорости новейших движений отвечают и южной ветви Алдано-Амурской сейсмической зо-

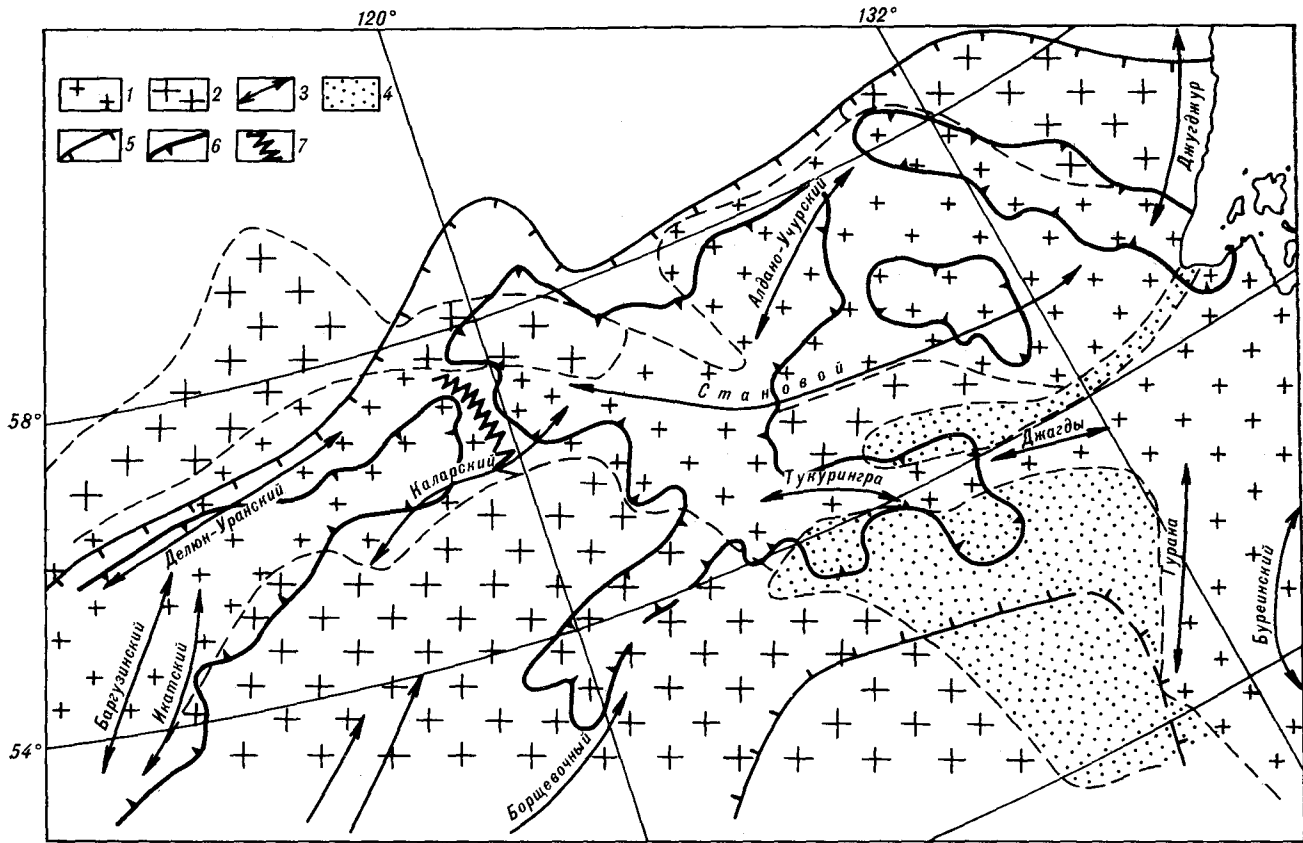


Рис. 6. Сейсмичность и рельеф.

1 — горные системы; 2 — плоскогорья, нагорья; 3 — хребты; 4 — равнины; 5 — границы Байкало-Охотского сейсмического пояса; 6 — контуры сейсмических зон; 7 — граница между западным и восточным флангами сейсмического пояса.

ны. И наоборот, пониженные градиенты скорости новейших движений отвечают районам пониженной сейсмичности в верховьях рек Витим, Олекма и Зeya. Имеются и отличия. Так, значительной части Алдано-Амурской сейсмической зоны отвечает область пониженных градиентов скорости новейших движений, а относительно спокойной в сейсмическом отношении зоне в районе р. Селемджа и к востоку от нее отвечает область повышенных градиентов скорости новейших движений.

Сложные взаимоотношения сейсмическая активность имеет с характером современных вертикальных движений земной коры (см. рис. 5) [5].

На западе сейсмического пояса имеют место прямые отношения между рассматриваемыми параметрами. Байкальской сейсмической зоне соответствует положительная аномалия скорости современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК), значения которой достигают 14 мм/год. И наоборот, в соседней с запада асейсмичной зоне в верховьях рек Витим и Оленок преобладают значения скорости СВДЗК, близкие к нулю. Вместе с тем простирания аномалий СВДЗК в

Байкальской сейсмической зоне резко отличаются от направления сейсмических систем: последние ориентированы в северо-восточном или субширотном направлении, первые — в субмеридиональном.

В восточной части пояса наиболее заметными аномалиями СВДЗК являются положительные аномалии в верховьях рек Зeya и Учур и отрицательная аномалия в среднем течении р. Учур. В положительных аномалиях скорость СВДЗК составляет 10 мм/год, в отрицательной — достигает 14 мм/год. Западная часть аномалии в верховьях р. Зeya соответствует Тукурингро-Джагдинской сейсмической системе. Две другие аномалии располагаются в асейсмичном участке между Майской и Учурской сейсмическими зонами. Резко различаются и их простирания. Сейсмические зоны, как отмечалось выше, ориентированы в северо-западном направлении, аномалии СВДЗК — в северо-восточном. В пределах Алдано-Амурской сейсмической зоны СВДЗК не образуют замкнутых аномалий. Они характеризуются аномальным уменьшением их значений от +8 на востоке зоны до +3 мм/год на западе. Следует также заметить, что в слабосейсмичной

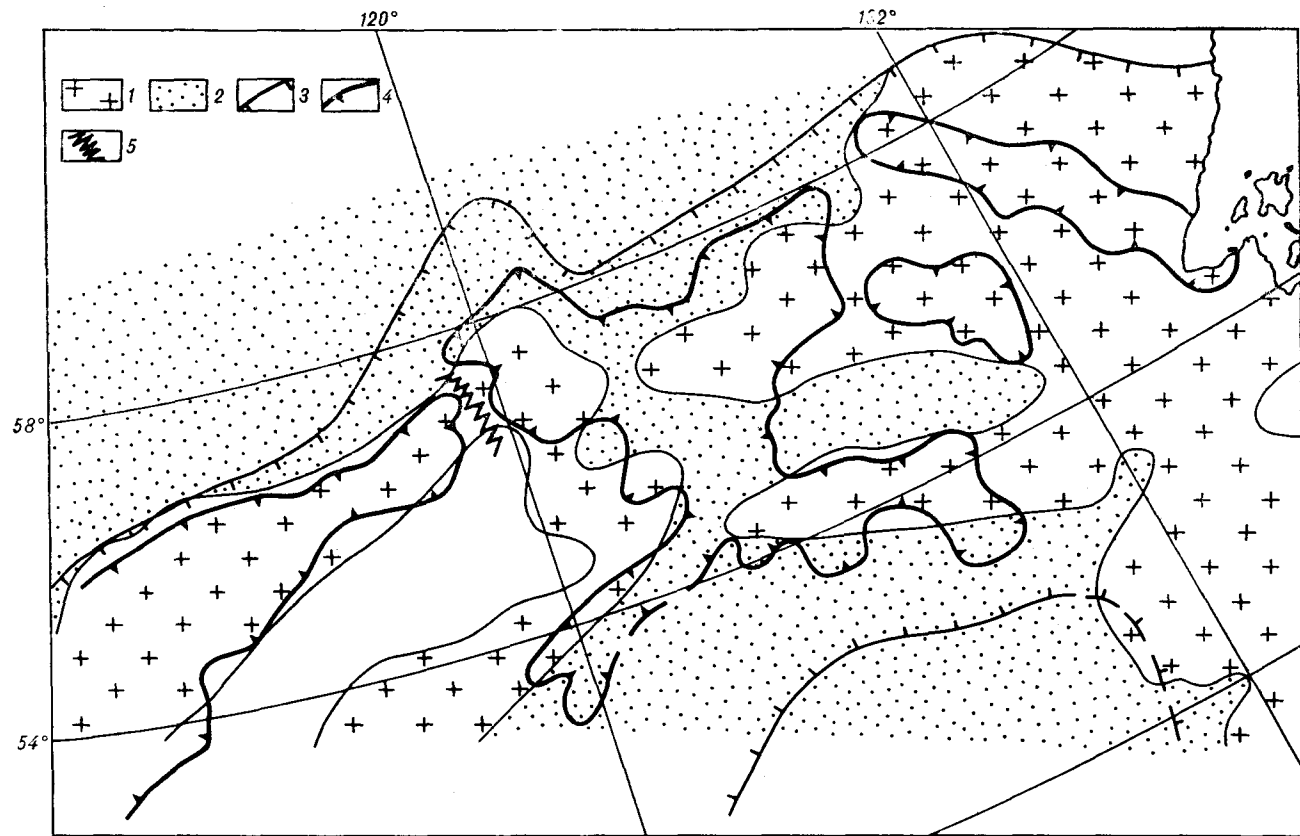


Рис. 7. Сейсмичность и неотектоника. (Неотектоника по В. П. Солоненко и др. [1].)

1, 2 — градиенты скорости новейших вертикальных тектонических движений (10^{-8} год $^{-1}$): 1 — 1,0—0,2; 2 — 0,2—0,05; 3 — границы Байкало-Охотского сейсмического пояса; 4 — контуры сейсмических зон; 5 — границы между западным и восточным флангами пояса.

зоне в районе среднего течения р. Селемджа и к востоку от него также отмечаются аномалии СВДЗК, значения скорости в пределах которых колеблются от -2 до $+6$ мм/год.

Достаточно четкая связь между сейсмичностью и тепловым потоком (ТП) отмечается лишь в пределах Байкальской сейсмической зоны (рис. 8). Здесь связь между ними прямая: повышенной сейсмичности отвечают повышенные значения ТП, значения которых в пределах рассматриваемой части этой зоны достигают 100 мВт/м 2 , а за рамками изучаемого региона превышают эту величину. Асейсмичной зоне, располагающейся к востоку от Байкальской сейсмической зоны, отвечает пониженная аномалия ТП, значения которого снижаются до 29 мВт/м 2 . Однако эта аномалия пониженного значения ТП охватывает и западную часть Алдано-Амурской сейсмической зоны. Далее к востоку намечается еще одна положительная аномалия ТП северо-восточного простирания. Она охватывает восточную часть Алдано-Амурской сейсмической зоны, Майскую и Учурскую зоны. Простирание аномалии ТП отличается от ориентировки сейсмических зон на 90° . Еще далее на восток

ТП уменьшается, что коррелируется со снижением сейсмической активности в этом районе и подчеркивает различие тектонического строения рассматриваемых областей. Подводя итоги, следует заметить, что в исследуемом регионе между тепловым потоком и сейсмичностью существует некоторая не очень устойчивая прямая связь.

Байкало-Охотский сейсмический пояс в поле механических напряжений, рассчитанных по гравитационному потенциалу [10], отвечает зоне растяжения. Однако их простирания существенно различны: сейсмический пояс ориентирован в субширотном направлении, зона растяжения — в северо-восточном. В северной части Сихотэ-Алиня, характеризующейся пониженной сейсмичностью, устанавливается зона сжатия.

Итак, в пределах Байкало-Охотского сейсмического пояса:

а) по десятилетним наблюдениям сейсмичность имеет прерывистый характер в пространстве и времени — области повышенной активности (сейсмические системы, зоны), поведение которых для западного и восточного флангов пояса существенно различно, череду-

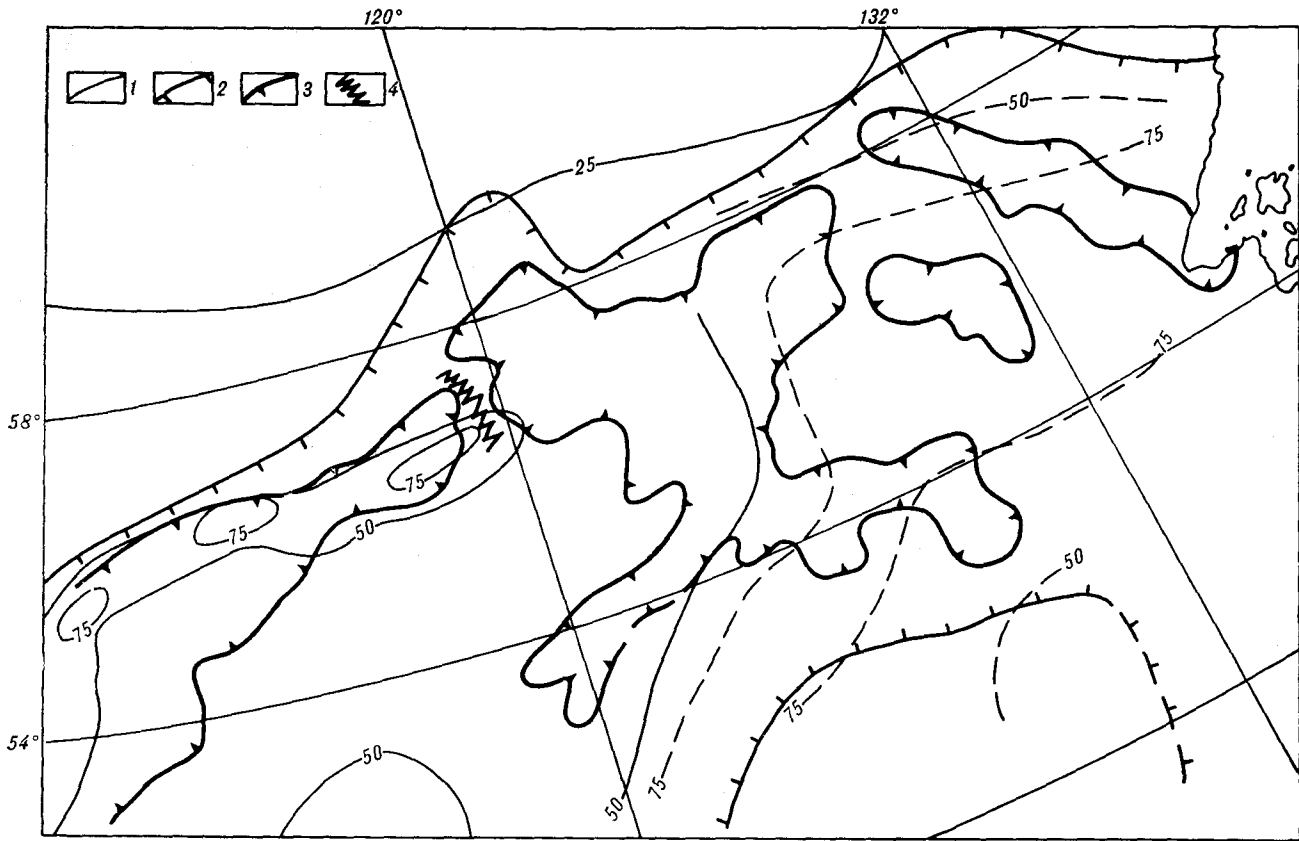


Рис. 8. Сейсмичность и тепловой поток.

1 — изолинии равных значений теплового потока, мВт/м² (сплошные линии — уверенные значения, пунктир — предполагаемые); 2 — границы Байкало-Охотского сейсмического пояса; 3 — контуры сейсмических зон; 4 — граница между западным и восточным флангами сейсмического пояса.

ются с областями пониженной активности;

б) зоны повышенной сейсмичности являются наложенными по отношению к разновозрастным тектоническим структурам;

в) между темпами новейших движений и сейсмичностью в целом существует прямая связь;

г) преобладает высокогорный рельеф, хотя прямая связь сейсмичности с рельефом отмечается не повсеместно;

д) современные вертикальные движения на западе сейсмического пояса имеют прямую зависимость от сейсмической активности, в восточном фланге эта зависимость неоднозначна;

е) между тепловым потоком и сейсмичностью намечается также прямая связь;

ж) несмотря на то, что в целом между сейсмичностью и рядом геолого-геофизических признаков отмечается прямая связь, немало и исключений, поэтому представляется целесообразным рассмотрение взаимодействия имеющихся данных с сейсмичностью в пределах объемов с относительно однородными свойствами вмещающей среды.

Для дальнейшего, более корректного анализа условий сейсмичности, на наш взгляд, необходимо привлечение классификационных методов анализа (кластерный, дискриминантный), а также данных, характеризующих структуры на глубине (возможно, пересчеты гравитационного поля, данные о динамическом характере сейсмических волн и т. д.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ: Сейсмология и сейсмическое районирование. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. — 1985.
2. Геологические и сейсмические условия района БАМ/Под ред. Ф. Н. Лещикова. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.

3. Горкуша С. В., Маслюлин Л. А. Геофизическая и тектоническая характеристики Монголо-Охотского сейсмического поля // Тихоокеан. геология. — 1983. — № 6. — С. 52—56.
4. Землетрясения в СССР. 1962—1980 гг. — М.: Наука, 1964—1983.

5. *Золотарская С. Б., Уфимцев Г. Ф.* Карта СВДЗК Восточной Сибири и Дальнего Востока и ее геолого-геоморфологическая интерпретация // *Современные движения земной коры.*— Кишинев: Штиинца, 1982.— С. 56.
6. *Имаев В. С.* Тектонические критерии сейсмичности Южной Якутии.— М.: Наука, 1986.
7. *Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР.*— М.: Наука, 1984.
8. *Козьмин Б. М.* Механизм очагов сильных южно-якутских землетрясений // *Сейсмические и сейсмоакустические исследования на центральном участке БАМа/ЯФ СО АН СССР.*— Якутск, 1978.— С. 58—71.
9. *Козьмин Б. М.* Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений.— М.: Наука, 1984.
10. *Маслов Л. А., Тузов И. К.* Расчет механических напряжений в литосфере востока Азиатского континента и зоны перехода на основе гравитационных данных // *Тихоокеан. геология.*— 1982.— № 6.— С. 56—63.
11. *Мишарина Л. А., Солоненко Н. В.* Анализ эпицентральное поля землетрясений Центральной и Северо-Восточной частей Байкальского рифта // *Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.*— Владивосток, 1976.— С. 7—12.
12. *Реутов Л. М.* Темулякитский глубинный разлом как межблоковая структура древнего заложения // *Разломная тектоника территории Якутской АССР/ЯФ СО АН СССР.*— Якутск, 1976.— С. 115—125.
13. *Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМа/ЯФ СО АН СССР.*— Якутск, 1978.
14. *Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья.*— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.
15. *Сейсмичность Приморья и Приамурья // Сейсмическое районирование Курильских островов, Приамурья и Приморья/ДВНЦ АН СССР.*— Владивосток, 1977.— С. 128—142.
16. *Соловьев С. Л.* Основные сейсмические зоны Приамурья и Приморья // *Геология и геофизика.*— 1980.— № 9.— С. 9—18.

ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
21 октября 1988 г.

УДК 550.831.23 : 551.24(571.62)

*Н. И. Ярославцева, Н. М. Камаев, П. П. Лойгер***ТЕКТОНИКА ОБОРО-УССУРИЙСКОГО ПРОГИБА***(по геофизическим данным)*

По геофизическим, преимущественно гравиметрическим данным детализирована структура Оборю-Уссур-

Средне-Амурская впадина оценивается в настоящее время как одна из перспективных в нефтегазоносном отношении площадей, поскольку на сопредельной территории в Китае открыты промышленные месторождения нефти и газа, связанные с пресноводными континентальными отложениями. По результатам геолого-геофизических работ, выполненных в регионе в 60-е гг., наиболее перспективной на нефть и газ структурой Средне-Амурской впадины является Оборю-Уссурский прогиб.

В. Г. Варнаровский и Ю. В. Малышев [3] рассматривают Средне-Амурскую впадину в составе выделенного ими Восточно-Азиатского грабенового пояса. Пояс расположен на стыке двух крупнейших геоблоков Восточной Азии — континентального и переходного к океану и относится, по мнению авторов, к классу рифтогенных систем. Его границы определены по геолого-геофизическим, преимущественно гравиметрическим данным. В состав пояса включены продуктивные структуры КНР: впадина Сунляо, Северо-Китайская и Субейская депрессии с промышленной нефтегазоносностью.

Геолого-геофизическая характеристика. Средне-Амурская впадина принадлежит к категории межгорных [5] и состоит из системы прогибов, перекрытых четвертичными отложениями. Выделенный в восточной части впадины Оборю-Уссурский прогиб объединяет группу грабенов (рис. 1, 2), разделенных горстообразными выступами фундамента [2, 5]. Гравиметрическая съемка крупного масштаба проведена в пределах юго-западной части Оборю-Уссурского прогиба — Переяславского грабена [2] и структур, примыкающих к нему.

Геологические образования, участвующие в строении прогиба и его фундамента, можно разделить на два структурных этажа. Нижний этаж включает два яруса, из которых нижний образован палеозойским структурно-вещественным комплексом со сложной линейной склад-

чатостью. Верхнему ярусу, включающему го-синклинальные формации поздне триасово-раннемелового возраста, свойственна более простая складчатость [5]. Складчатые структуры нижнего этажа осложнены разрывными дислокациями и интрузиями различного состава и возраста. Верхний структурный этаж также объединяет два яруса. Нижний представлен нормально-осадочными образованиями верхнемелового (?) структурно-вещественного комплекса. По наличию отдельных отражающих площадок, низкому удельному сопротивлению он выделяется на глубине от 2 до 5—6 км (В. И. Поносов, устное сообщение). Верхний ярус образован кайнозойским структурно-вещественным комплексом, включающим палеоген-неогеновые [2] и четвертичные осадочные континентальные и вулканогенные образования. Осадочные отложения прогиба имеют пологоволнистое, близкое к горизонтальному залегание (0—10°), у бортов углы падения слоев увеличиваются, достигая нередко 30—40° [5]. По данным сейсморазведки МОВ ОГТ максимальная мощность палеоген-неогеновых осадочных отложений достигает 3800 м.

Для изученного района определена следующая плотностная колонка:

рыхлые образования неоген-четвертичного комплекса — 1,90 Мг/м³;

осадочные континентальные отложения палеоген-неогенового комплекса — 2,35 Мг/м³ (ушумунская свита — 2,10—2,20 Мг/м³, бирюфельдская свита — 2,30—2,35 Мг/м³, чернореченская свита — 2,50 Мг/м³);

осадочные образования верхнемелового (?) комплекса — 2,55 Мг/м³;

складчатое основание (фундамент впадины, осадочные образования мезопалеозойского возраста) — 2,60—2,65 Мг/м³.

Методика интерпретации. Качественная интерпретация гравитационного поля заключалась в комплексном анализе распределения и

морфологии аномалий силы тяжести в редукции Буге и имеющих геолого-геофизических данных. На этапе количественной интерпретации оценивалась мощность осадочных отложений. Для решения структурных задач использовался метод полного нормированного градиента силы тяжести G^H , расчет которого выполнен на ЭВМ ЕС-1052 в ДВО АН СССР с различным числом гармоник $n = 10, 20, 30, 40, 50$ (рис. 3). Важное свойство функции G^H состоит в том, что при построении ее в вертикальной плоскости экстремальные значения функции совпадают с положением верхних кромок аномалиеобразующих масс или их центров тяжести. Полный нормированный градиент рассчитан по исходной аномалии Буге.

Полученные в таком виде аномалии G^H при последовательном изменении количества гармоник группируются в наклонные и субгоризонтальные зоны, которые соответствуют структурам по основным плотностным контактам и крупным разломам (см. рис. 3), а также указывают на наличие возмущающих масс в фундаменте. При наличии дополнительных сведений (данные бурения, сейсморазведки) можно определить природу аномалий G^H и выполнить

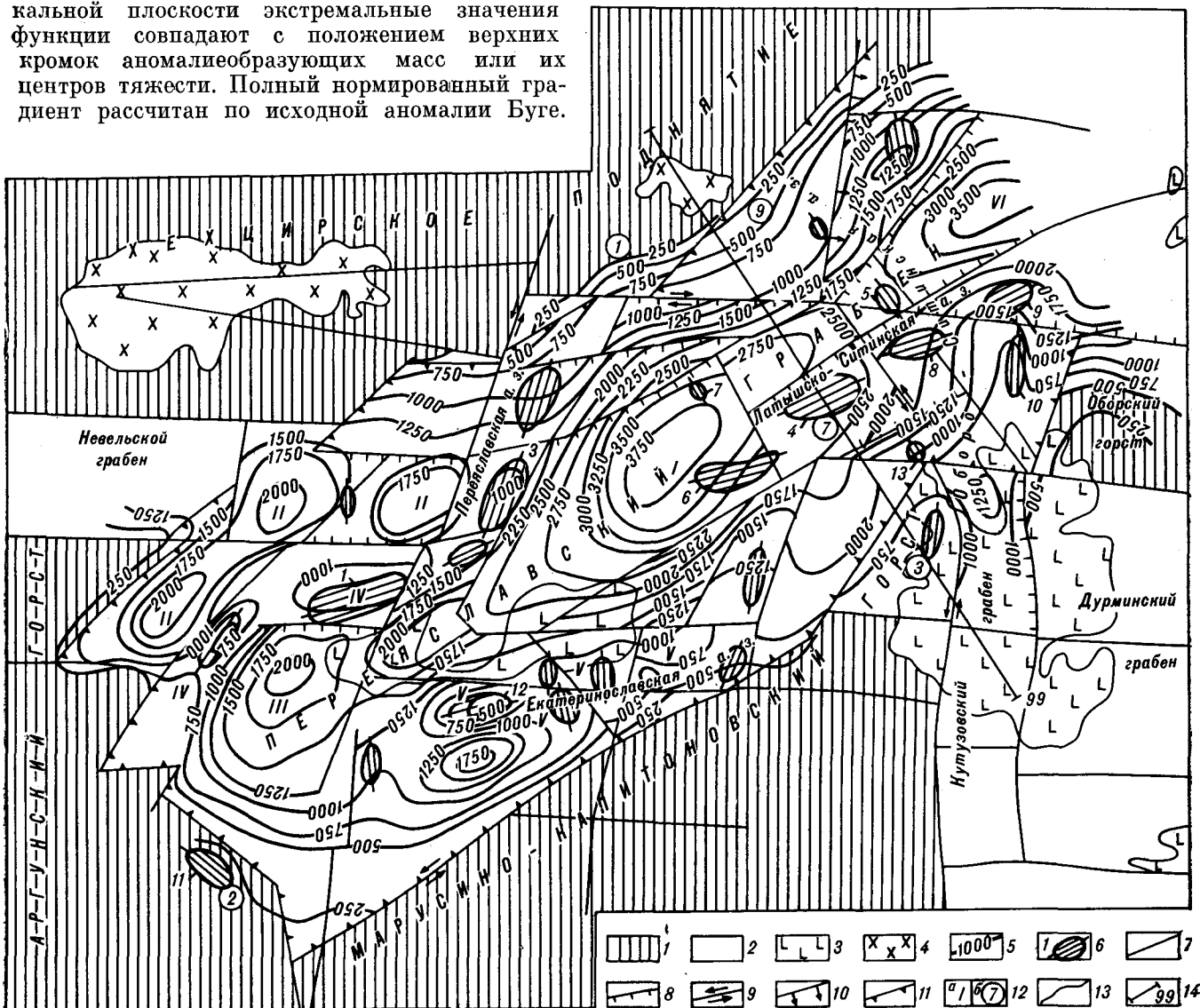


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема палеоген-неогенового чехла юго-западной части Оборо-Уссурийского прогиба.

1 — блоки складчатого основания (фундамента) на глубине 0—500 м; 2 — палеоген-неогеновые отложения; 3 — неоген-четвертичные базальты; 4 — Хехцирский гранитоидный массив; 5 — изогипса подошвы палеоген-неогеновых отложений, м; 6 — локальные антиклинальные структуры, их номера; 7—11 — разрывные структуры; 7 — неидентифицированные, 8 — сбросы, 9 — сдвиги, 10 — надвиги, 11 — границы Переславского грабена; 12 — номера структур второго (а) и третьего (б) порядка; 13 — геологические границы; 14 — интерпретационный профиль 99. Структуры второго порядка: I — Ситинское, II — Киньско-Зоевское, III — Хорское, VI — Уборское погружения; IV — Могилевско-Владимирское, V — Екатеринославско-Георгиевское поднятия. Структуры третьего порядка: 1 — Арсеньевский горст, 2 — Хакинский выступ, 3 — Марусинский выступ, 4 — Соколовский выступ, 5 — Ситинская ступень, 6 — Моховая ступень, 7 — Медвежья ступень, 8 — Шаповаловское поднятие, 9 — Дубовская седловина, 10 — Верхне-Ситинская мульда. Локальные антиклинальные структуры: 1 — Казакевская, 2 — Могилевская, 3 — Зоевская, 4 — Ситинская-1, 5 — Ситинская-2, 6 — Малоситинская-1, 7 — Малоситинская-2, 8 — Старошаповаловская, 9 — Латышская, 10 — Шаповаловская, 11 — Хорская, 12 — Екатеринославская, 13 — 34-й километр.

структурные построения с точностью до 10% [1].

Объемное геолого-геофизическое картирование выполнялось с целью изучения структуры до глубины 4—6 км. Исходными данными для моделирования в двух- и трехмерном варианте являлись аномальная кривая, градиентно-слоистая петролотонная модель среды, распределение избыточной плотности в объектах, предположительная форма и сечение, положение во вмещающей среде. В качестве опорных использовались данные бурения, а также сейсмических работ КМПВ и МОВ ОГТ. Достаточная густота сейсмопрофилей и равномерное их размещение по площади позволили проследить установленные особенности глубинного строения по всей изученной территории. Моделирование выполнялось с использованием пакета программ, созданных в ИТиГ ДВО АН СССР П. П. Лойтером, В. И. Бородиным,

Д. В. Ганагиным. На первом этапе решалась обратная задача поиска гравитирующих источников по методу А. В. Цирульского [9]. Для определения региональной составляющей гравитационного поля была решена прямая задача от контактной поверхности, за которую была принята кровля фундамента, определенного по сейсмическим данным. На втором этапе моделирования интерпретировались локальные особенности поля, обусловленные приповерхностной частью разреза.

В центральной части площади (Ситинское погружение) проведены оценки положения кровли и подошвы тел в трехмерном варианте

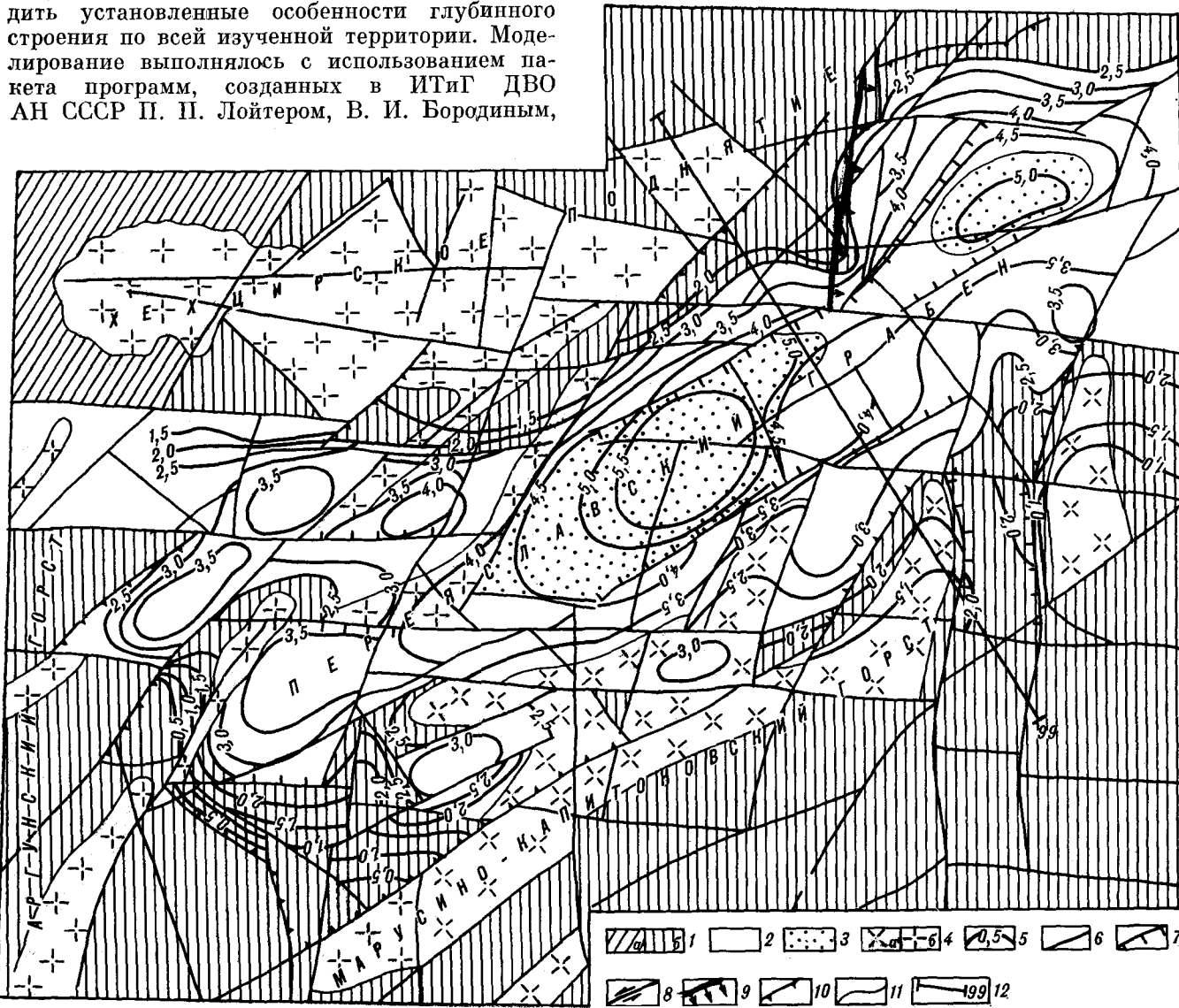
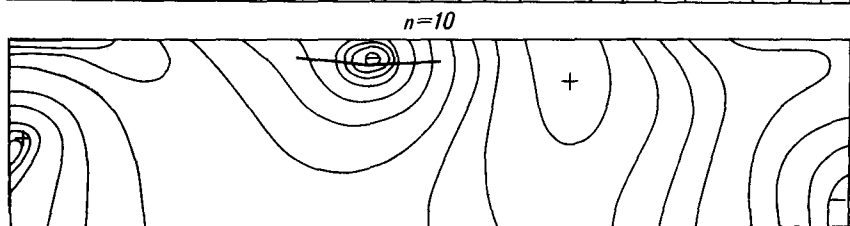
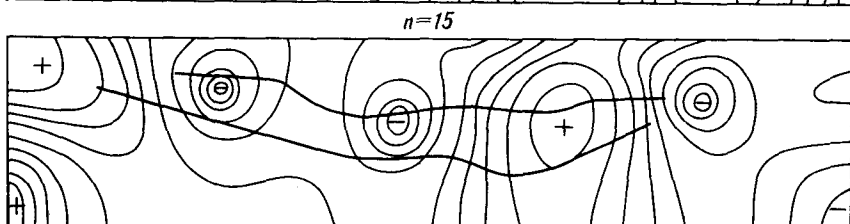
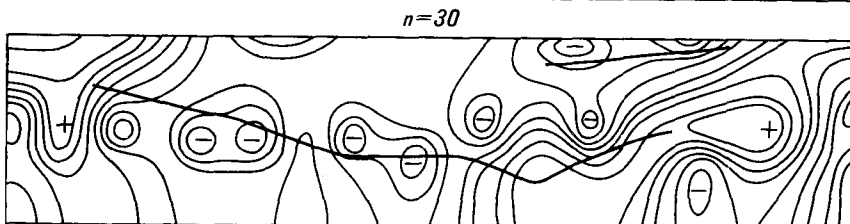
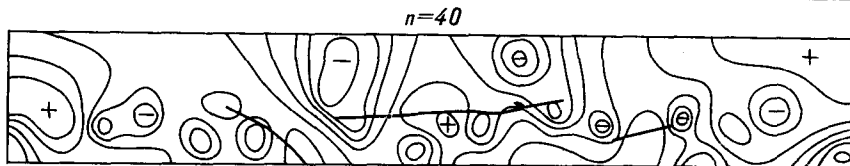
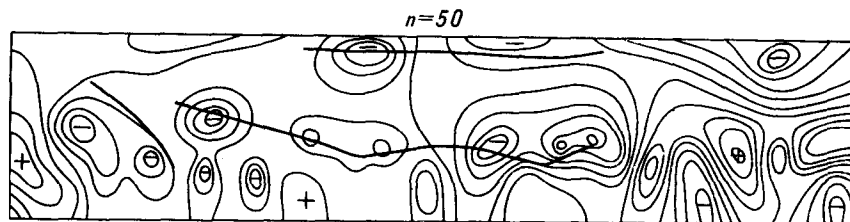
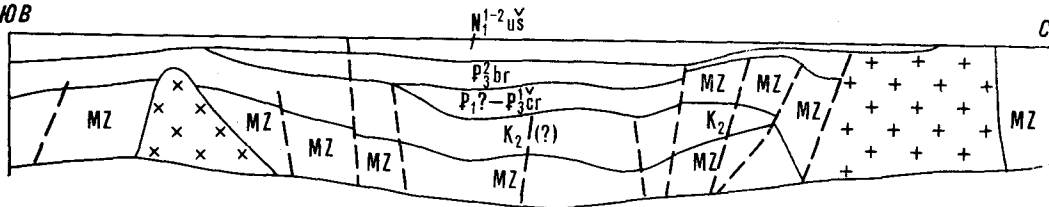


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема складчатого основания (фундамента) юго-западной части Оборо-Уссурийского прогиба на глубине 2,5 км.

1 — блоки складчатого основания (фундамента) триасово-юрские (а) и раннемеловые (б), 2, 3 — отложения осадочного чехла: 2 — верхнемеловые, 3 — палеоген-неогеновые; 4 — позднемеловые интрузивные образования, преимущественно диориты (а), габброидиты (б); 5 — изогибсы подошвы залегания верхнемеловых (?) нормально-осадочных отложений, м; 6—10 — разрывные структуры: 6 — неидентифицированные, 7 — сбросы, 8 — свдвиги, 9 — надвиги, 10 — границы Перяславского грабена; 11 — геологические границы; 12 — интерпретационный профиль 99.



0 2 4 км

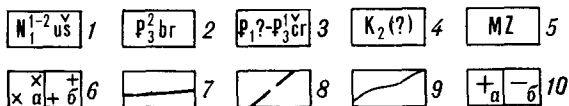


Рис. 3. Вертикальный разрез поля G^H по интерпретационному профилю 99.

1 — ушумунская свита; 2 — бирюфельдская свита; 3 — чернореченская свита; 4 — верхнемеловые (?) осадочные отложения; 5 — мезозойские образования выступа складчатого основания (Фундамента); 6 — позднемеловые интрузивные образования, преимущественно дуниты (а), гранодиориты (б); 7 — геологические границы; 8 — разломы; 9 — изолинии G^H ; 10 — положения максимумов (а) и минимумов (б) аномалий G^H .

путем последовательного решения прямых задач по методу Барнетта [10]. Объемное моделирование выполнено на основе аппроксимации объектов многогранниками, заданными горизонтальными сечениями. Каждому объекту приписывался свой номер и задавались соответствующие физические свойства.

Отдельные аномалии силы тяжести на исследованной площади можно рассматривать как двухмерные. Поэтому параллельно с расчетами в трехмерном варианте по алгоритмам Барнетта выполнялось моделирование путем решения двухмерной прямой задачи гравиметрии над разрезом, описываемым набором горизонтальных пластов, уходящих за пределы исследуемого разреза влево и вправо, и многоугольников в центральной части с автоматическим подбором плотности отдельных выделенных тел [4]. При таком варианте подбора положение границ структурно-вещественных комплексов, отождествляемых с верхнемеловыми (?) и палеоген-неогеновыми осадочными отложениями, оставалось неизменным, а внутри комплексов осуществлялся подбор плотности в пределах заданного интервала 0,2—0,4 Мг/м³. В результате расчетов в двух- и трехмерном варианте намечена природа вмещающей среды. «Фоновая» плотность была задана исходя из предположения, что в составе складчатого основания преобладают мезозойские преимущественно осадочные образования с средневзвешенной плотностью 2,65 Мг/м³. Расхождение между исходным и подобранным полями силы тяжести составило $15 \cdot 10^{-5}$ м/с². При неизменных геологических границах в рамках представленной сейсмогеологической модели путем итерационного сближения получена фоновая плотность для моделирования 2,58 Мг/м³. Эта плотность использовалась также как фоновая «нормальная» при моделировании в трехмерном варианте, когда при подборе учитывалась избыточная плотность объектов [10]. В дальнейшем при проверке сейсмогеологических построений В. И. Поносова и О. С. Жуковой, предполагавших верхнемеловые (?) нормально-осадочные образования в разрезе, по результатам моделирования поля аномалий силы тяжести получены следующие распределения эффективной плотности в разрезе: для верхнемеловых (?) осадочных отложений — 2,53—2,55 Мг/м³; палеоген-неогеновых осадочных образований чернореченской свиты — 2,48—2,50 Мг/м³, бирофельдской свиты — 2,33—2,35 Мг/м³ и ушумунской свиты — 2,15—2,20 Мг/м³. «Фоновая» плотность 2,58 Мг/м³ близка по величине к плотности валанжинских и апт-альбских отложений, введенных на поверхность в пределах обрамляющих впадин поднятий. По-видимому, этот факт подтверждает мнение А. А. Трофимука

[5] о том, что складчатым основанием прогиба служат раннемеловые образования.

На базе моделирования в двух- и трехмерном варианте и расчетов корреляционной зависимости напряженности поля силы тяжести от глубины залегания фундамента построены схемы изоглубин подошвы верхнемелового (?) нормально-осадочного комплекса (см. рис. 2) и подошвы палеоген-неогеновых отложений юго-западной части Оборо-Уссурийского прогиба. В качестве опорных использованы данные сейсморазведки КМПВ и МОВ ОГТ, поэтому точность построения схемы зависит от степени надежности картирования контактной поверхности сейсморазведкой и может быть объективно оценена после проходки глубокой скважины в районе. На данном этапе точность оценена по результатам сопоставления расчетов с данными сейсморазведки и составила ± 100 м для подошвы палеоген-неогеновых отложений и ± 500 м для подошвы верхнемеловых (?) отложений. Сравнение схемы изоглубин подошвы палеоген-неогеновых отложений с результатами предыдущих исследований [2] показало, что уточнение изогипс коснулось в основном прибортовых частей прогиба, где крупномасштабной гравиразведкой более детально изучены неоднородности фундамента.

Результаты геофизических исследований. Особенностью гравитационного поля района является сочетание разнопорядковых изометричных локальных минимумов с линейно вытянутыми локальными максимумами, разделенными между собой зонами градиентов силы тяжести различной напряженности.

По результатам гравиметрической съемки, углепоискового и структурно-параметрического бурения до глубины 1000—1250 м, данным КМПВ, МОВ ОГТ, аэромагниторазведки, электроразведки и определениям физических свойств горных пород оценена природа аномалий силы тяжести. Показано, что локальный минимум первого порядка фиксирует Переяславский грабен [2], отнесенный нами к структуре первого порядка на площади исследований. Локальные минимумы второго порядка связаны со структурами второго порядка в Переяславском грабене: Ситинским, Оборским, Хорским и Киинско-Зоевским погружениями. Локальные максимумы второго порядка отвечают положительным структурам второго порядка (Могилевско-Владимирское и Екатеринославско-Георгиевское поднятия). Локальные максимумы третьего и более высоких порядков обусловлены, вероятно, однопорядковыми локальными антиклинальными (установлено по временным разрезам ОГТ) структурами. Гравитационные ступени и зоны секущей корреляции фиксируют разломы с вертикальной и

горизонтальными амплитудами смещения соответственно.

Могилевско-Владимирское поднятие разделяет Хорское и Киинско-Зоевское погружения, образуя в фундаменте Переяславского грабена серию линейных относительно приподнятых блоков (см. рис. 2). Глубина залегания палеоген-неогеновых осадочных отложений в осевой части структуры 700 м, в прибортовой — 1800 м (данные сейсморазведки МОВ ОГТ 1987 г.). Линейные магнитные аномалии, пространственно приуроченные к зонам градиентов гравитационного поля, предположительно обусловлены трещинными интрузиями гранитоидов.

Локальные малоамплитудные максимумы ($0,5—1,5 \cdot 10^{-5}$ м/с²) предположительно связаны с Казакевской (24 км²), Могилевской (14 км²) и Зоевской (12,5 км²) локальными антиклинальными структурами. Вблизи этих структур в Киинско-Зоевском погружении расположена скважина 1-ОК, по которой получены прямые признаки нефтегазоносности: с интервала 1084,2—1089,5 м (чернореченская свита) поднят керн, пропитанный нефтью [7].

Екатеринославско-Георгиевское поднятие прослежено на левобережье р. Кия в северо-восточном — субширотном направлении от дер. Екатеринославка на восток, где оно смыкается с Соколовским выступом. На юго-востоке поднятие примыкает к Марусино-Капитоновскому горсту. Формирование поднятия, вероятно, следует связывать с трещинной интрузией умеренно кислого или среднего состава, которая предполагается по наличию интенсивной положительной магнитной аномалии. По данным расчетов, кровля интрузии расположена на глубине порядка 1500 м. В пределах Екатеринославско-Георгиевского поднятия выделены Екатеринославская локальная антиклинальная структура (15 км²) и группа эшелонированных локальных структур в блоке, ограниченном разломами северо-западного простирания.

Шаповаловское поднятие прослежено в районе дер. Шаповаловка. Впервые поднятие намечено в процессе увязки разрезов скважин при структурно-геоморфологических исследованиях, проведенных Б. Б. Лениным. По данным сейсморазведки КМПВ также подтверждено наличие брахиантиклинальной структуры с амплитудой около 200 м. В районе поднятия выделены Шаповаловская и Латышская локальные структуры. Локальная антиклинальная структура «34-й километр» выявлена в районе станции 34-й километр сейсморазведкой МОВ ОГТ и подтверждена локальным максимумом силы тяжести. Структура находится вблизи структурно-параметрической скважины 12-ОК, в которой, по данным В. А. Мар-

кова [7], при вскрытии пласта угля на глубине 507 м газокаротажной станцией был зафиксирован углеводородный эффект 1760 мкА при фоновом значении не более 0,4—0,8 мкА.

В пределах Ситинского погружения выделен ряд положительных структур третьего и четвертого порядка. На юго-восточном фланге погружения обособлена структура третьего порядка — Ситинская ступень, размерами 12 × 5,5 км. Ситинская ступень осложнена локальными антиклинальными структурами четвертого порядка: Ситинской-1 (10 км²), Ситинской-2 (2 км²), Малоситинской-1 (7,5 км²), Малоситинской-2, Старошаповаловской (7,5 км²). Положение этих структур вблизи разломов в сочетании с возможно значительной мощностью отложений в осадочном бассейне создает благоприятные условия для концентрации в них углеводородов. Перспективы структур повышаются в связи с тем, что они находятся на незначительном удалении (4—5 км) от структурно-параметрической скважины 12-ОК.

Хорская локальная антиклинальная структура (5,6 км²) выделена в Аргунском горсте вблизи юго-западного фланга Хорского погружения. На расстоянии 2 км от структуры в пос. Хор при рытье колодца на глубине 2 м в породах встречена трещина, из которой просачивался нефтенасыщенный ил [7].

Выделенные локальные антиклинальные структуры образуют несколько антиклинальных зон: в юго-западной части Переяславского грабена — субмеридионально ориентированную Переяславскую и субширотно ориентированную Екатеринославскую, в северо-восточной части грабена — Латышско-Ситинскую (северо-восточного простирания) и Обор-Ситинскую (северо-северо-западного простирания).

В результате интерпретации геофизических (преимущественно гравиметрических) материалов выявлены системы разломов с азимутами простирания 0 и 270, 20 и 290, 30 и 300, 60 и 330°, сыгравшие главную роль в формировании современного облика Обор-Уссурийского прогиба и всей Средне-Амурской впадины.

Северо-восточные разломы системы 30°, согласные с простиранием основной «сихотэ-алинской» складчатости в районе, разграничивают характеризующиеся различной степенью погружения блоки фундамента Переяславского грабена (см. рис. 2). Разломы фиксируются в физических полях следующим образом. В поле аномалий силы тяжести им соответствуют градиентные зоны напряженностью $(1,5—3,5) \cdot 10^{-5}$ м/с² на 1 км и зоны секущей корреляции, а в аномальном магнитном поле — полосовые линейные положительные аномалии интенсивностью 150—250 нТл. В северной части изученной площади (верховья руч. Медвежий, р. Моховая) по наличию четких гравитацион-

ных ступеней можно предположить, что разломы образуют систему параллельных сбросов, обособляющих структуры третьего порядка. Суммарная амплитуда смещений по ним достигает, согласно расчетам, 3—3,5 км.

Северо-восточные разломы «монголо-охотской системы» с азимутом простирания порядка 60° отчетливо выделяются в исходном поле аномалий силы тяжести зонами градиентов напряженностью $2-3 \cdot 10^{-5}$ м/с². Они также контролируют размещение крупных погружений Ситинского, Хорского и Оборского. Юго-восточная граница Переяславского грабена проходит по северо-восточному разлому, являющемуся, вероятно, сбрососдвигом с левосторонней компонентой сдвига [8]. О сдвиговом характере разлома свидетельствует наличие кулисообразно примыкающих к разрыву складок (Соколовский и Марусинский выступы).

Разломы северо-западного простирания сыгнали, вероятно, существенную роль в формировании локальных антиклинальных структур (см. рис. 1).

Разломы ортогональной системы в результате тектонической активизации в палеогеновое время проникли в осадочный чехол Обор-Уссурийского прогиба, к ним приурочены поля неоген-четвертичных базальтов. На севере изученной площади широтный разлом, отделяющий Переяславский грабен от Хехцирского поднятия, по характеру гравитационного поля представляет собой сбрососдвиг. Судя по расположению Хр. Мал. Хехцир по отношению к хр. Бол. Хехцир, для него характерна правосторонняя сдвиговая компонента. Разломы субмеридионального простирания в юго-восточной части площади ограничивают Кутузовский грабен согласного с ними простирания. Эти разломы, по-видимому, имеют характер сбрососдвигов с левосторонней сдвиговой компонентой. Таким образом, намечается динамокинематическая схема, характерная для структур

Сихотэ-Алинского региона [6, 8]. Доминирующая роль в создании современного облика юго-западной части Обор-Уссурийского прогиба принадлежит дизъюнктивным нарушениям типа сбросов и сбрососдвигов. Вероятно, в доверхнемеловое время Хорское, Ситинское и Оборское погружения представляли единое целое (см. рис. 2). В период активизации в результате сдвиговых перемещений по разломам они обособились.

Выводы. Средне-Амурский, возможно, нефтегазоносный, бассейн расположен в среднем течении р. Амур и занимает обширное междуречье Амура, Усури и Сунгари. Значительная часть впадины находится в пределах КНР, где она именуется Тунцзянским прогибом [3]. На исследованной территории в качестве бассейнов нефтегазонакопления выступают Ситинское, Оборское, Хорское и Кийинско-Зоевское погружения. Общий объем бассейнов нефтегазонакопления составляет (по подошве верхнемеловых (?) нормально-осадочных отложений) 4000 км³. Формирование залежей и консервация углеводородов наиболее вероятны в локальных антиклинальных структурах в пределах Переяславской, Латышско-Ситинской, Обор-Ситинской и Екатеринославской антиклинальных зон (см. рис. 3). На этих структурах рекомендуются первоочередные поисковые сейсморазведочные работы МОГТ, параметрическое и поисково-разведочное бурение.

Сложная дизъюнктивная структура может играть положительную роль в создании тектонически экранированных ловушек. При слабом проявлении разрывных нарушений в осадочном чехле степень их влияния на целостность газо- и нефтеаккумулирующих структур, вероятно, незначительна. Син- и постседиментационное сбросообразование может обеспечить дополнительный тектонический контакт материнских пород и коллекторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Березкин В. М. Применение гравиразведки для поисков месторождений нефти и газа.— М.: Недра, 1973.
2. Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины.— М.: Наука, 1971.
3. Варнавский В. Г., Малышев Ю. Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.— С. 3—13.
4. Заболотников А. А., Лойгер П. П. Глубинное строение Восточно-Анадырского прогиба по гравитационным данным // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 281, № 2.— С. 420—423.
5. Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР/ Под ред. А. А. Трофимука.— М.: Недра, 1971.
6. Парфенов Л. М., Бердников Н. В., Войнова И. П. и др. Тектоническое районирование и структурно-

вещественная эволюция Северо-Востока Азии.— М.: Наука, 1979.

7. Равдоникас О. В., Иванов Г. И. Природные горючие газы и нефти Приамурья // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.— С. 71—85.
8. Уткин В. П., Неуен Чонг Йем, Хо Дак Хоай. Геодинамические условия формирования депрессий Юго-Восточной Азии // Там же.— 1986.— № 6.— С. 12—23.
9. Цирульский А. В., Никонова Ф. И., Федорова Н. И. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений/УНЦ АН СССР.— Свердловск, 1980.
10. Barnett C. T. Theoretical modeling of the magnetic and gravitational fields of an arbitrary shaped three-dimensional body // Geophysics.— 1976.— V. 41, N 6.— P. 1353—1364.

ИГиГ ДВО АН СССР
ПГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
1 июля 1988 г.

УДК 551.24

А. О. Морин

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ КАК ИНДИКАТОР ЭВОЛЮЦИИ ПОЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УДСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

На основе сравнения полей тектонических напряжений, зафиксированных в трещиноватости разновозрастных геологических тел, установлена различная ориентировка осей главных нормальных напряжений на разных этапах формирования Удского вулканогенного пояса (в его северо-восточной части). Выявлено взаимное соответствие выделенных в поясе стратиграфических подразделений и характера поля напряжений при их образовании. Кратко рассмотрены соотношения

реконструированных полей напряжений с сейсмичностью, складчатостью и магматизмом; изменение поля внутри и вне вулканогенного пояса. Обращено внимание на пологие падения осей сжатия и растяжения при периодическом изменении их простираний. Описана последовательность тектонических напряжений и связанных с ними геологических событий на различных стадиях развития вулканогенного пояса.

Вулканические пояса являются важнейшим элементом зоны сочленения континент — океан, и вопросы их образования и структурной эволюции весьма актуальны. Базовым материалом для решения этих вопросов служит анализ дислокаций различных типов и уровней, обусловленных, как известно, характером напряженного состояния литосферы или тектоническим полем напряжений [3]. Очевидно, основным видом реализации поля напряжений в такого рода объектах — а в целом это жесткая и хрупкая пластина вулканогенных пород — будет тектоническая трещиноватость. Понятно также, что наблюдаемая трещиноватость возникла при наложении разновременных систем трещин. С этих позиций предпринята попытка установления и предварительного анализа развития полей тектонических напряжений во фрагменте Удского вулканогенного пояса.

Удский вулканогенный пояс протягивается вдоль западного побережья Охотского моря и представляет собой полосу развития мезозойских вулканитов 60×400 км, ограниченную разломами. Фундаментом служат архейские образования зоны Становика — Джугджура и палеозойские геосинклинальные толщи Монголо-Охотской складчатой системы.

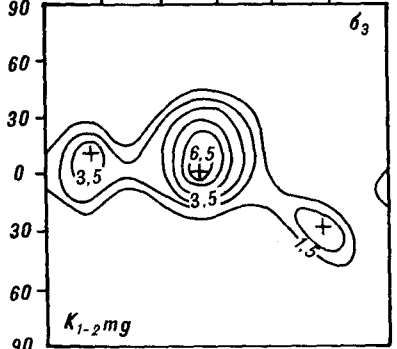
В его строении, в пределах изученной северо-восточной трети, принимают участие (снизу вверх): туфогенно-осадочные отложения джелонской свиты (мощностью до 4,5 км, позднеюрско-раннемелового возраста); основные и средние эффузивы немуйканской свиты (мощностью до 1 км, неоком), прорванные комагматичными им субинтрузивными телами; уме-

ренно кислые и кислые эффузивы магейской свиты (до 800 м, альб-сеноман), перекрытые средними и основными вулканитами мотаринской свиты (мощностью до 200 м, турон). Толщи залегают полого и прорваны гранитоидными интрузиями, относимыми к джугджурскому комплексу (абсолютный возраст 72—84 млн лет — кампан). Более подробные сведения можно найти в работах [2, 6, 8].

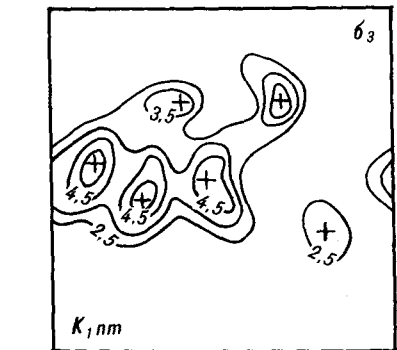
В точках наблюдений, сгруппированных по четырем профилям вкост простирания пояса, проведены массовые невыборочные замеры ориентировок трещин (всего 190 точек наблюдений, по 165 замеров в точке, интервалы между точками около 1 км). Точки наблюдений выбирались вне зон разломов, контактов, участков со столбчатой отдельностью в эффузивах, в местах пологого залегания слоев.

Рассмотрение полученных данных убедило, что прямо сопоставить трещиноватость, даже в пределах одного стратиграфического уровня и в близкорасположенных точках наблюдений по главному признаку — ориентировке трещин — часто не удастся. Поэтому был сделан переход к рассмотрению трещин как результата локального механического разрушения горных пород. Общие принципы такой интерпретации разработаны М. В. Гзовским [3] и в практическом плане дополнены П. Н. Николаевым [11]. Этим методом реконструированы ориентировки осей главных нормальных напряжений (ниже — ГНН) для каждой точки наблюдения. Далее одноименные оси были сведены на диаграммы, построенные для всех выделенных геологических комплексов (стратиграфиче-

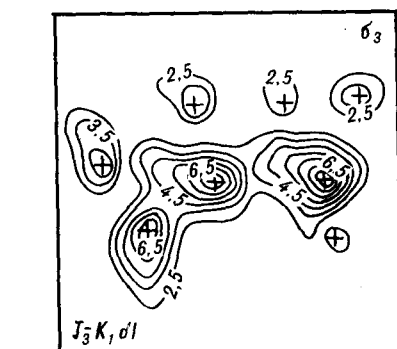
180 210 240 270 300 330 360



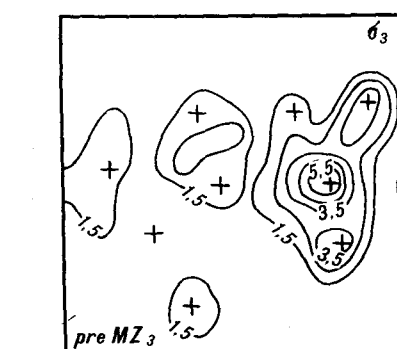
105 \angle 30 / 200 \angle 10
230 \angle 15 / 145 \angle 30
170 \angle 15 / 80 \angle 0



105 \angle 30 / 200 \angle 10
230 \angle 15 / 145 \angle 30
170 \angle 15 / 80 \angle 0
310 \angle 30 / 45 \angle 10
50 \angle 20 / 145 \angle 30
310 \angle 30 / 250 \angle 40 *
50 \angle 20 / 300 \angle 40 *



105 \angle 30 / 200 \angle 10
230 \angle 15 / 145 \angle 30
170 \angle 15 / 80 \angle 0
310 \angle 30 / 45 \angle 10
50 \angle 20 / 145 \angle 30
230 \angle 15 / 40 \angle 0
110 \angle 0 / 200 \angle 10
80 \angle 10 / 335 \angle 50
50 \angle 20 / 300 \angle 40 *
130 \angle 30 / 250 \angle 40 *



310 \angle 30 / 200 \angle 10
230 \angle 15 / 145 \angle 30
105 \angle 30 / 80 \angle 0
130 \angle 30 / 250 \angle 40
50 \angle 20 / 300 \angle 40
230 \angle 15 / 140 \angle 0
110 \angle 0 / 200 \angle 10
80 \angle 10 / 335 \angle 50
230 \angle 15 / 65 \angle 65

[-2.5] 1 [+] 2

Рис. 1. Пространственное распределение осей относительного сжатия (σ_3) для некоторых стратиграфических уровней и соответствующие этим уровням сочетания ориентировок ГНН (σ_1/σ_3).
1 — изолинии плотности распределения ГНН; 2 — прослеживаемые максимумы распределения.

ских уровней) отдельно. В качестве диаграммы использована модифицированная сетка П. Н. Николаева [10], по горизонтали которой отложен азимут, а по вертикали — угол падения осей ГНН (рис. 1). Таким образом, каждый стратиграфический уровень охарактеризован тремя ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) независимо построенными сводными диаграммами ориентировок осей ГНН.

На построенных диаграммах фиксируются отчетливые скопления (кластеры) ориентировок осей ГНН по некоторым направлениям. Они характеризуются максимумами распределения, рассмотрением которых ограничимся. Тем самым ограничимся только полем напряжений, соответствующим изучаемому объекту в целом [12].

Сравнивая одноименные диаграммы для различных стратиграфических уровней, видим, что, во-первых, количество кластеров осей ГНН по мере перехода к низам разреза нарастает и, во-вторых, совпадают центры этих кластеров (см. рис. 1). Последнее важно, поскольку демонстрирует, что кластеры фиксируют процессы, общие для всей стратиграфической последовательности.

Отмеченный кластерный характер пространственного размещения осей ГНН исключает альтернативный вариант равномерного распределения как результата наложения разноуровневных полей напряжений, их перестройки или зональности, влияния неоднородностей и т. п. При этом, как правило, каждому максимуму ориентировок одной из осей ГНН соответствует определенный максимум ориентировок другой. Отсюда отдельно для каждого стратиграфического уровня получены сочетания ориентировок осей ГНН (см. рис. 1, справа). Сопоставление полученных сочетаний ориентировок осей ГНН показывает, что они повторяются в телах различной стратиграфической принадлежности (частично исключая домезозойский фундамент). Такая устойчивость подтверждает общность полученных сочетаний. Бывают случаи (см. рис. 1, отмечены звездочкой), когда при близкой ориентировке одной из осей ГНН другие принадлежат разным кластерам на сводных диаграммах. Обычно точки, для которых выявлено подобное расщепление сочетаний ориентировок ГНН, располагаются в зоне внешнего контура вулканогенного пояса.

Для каждого стратиграфического уровня сочетания ориентировок осей ГНН в полученной совокупности располагаются в произвольном порядке, поскольку она представляет результат наложения разновременных полей напряжений. Последовательность их может быть выведена из сравнения с полями напряжений, зафиксированными в геологических телах иной стратиграфической принадлежности. Для этого

Таблица сопоставления сочетаний ориентировок осей ГНН по стратиграфической принадлежности вмещающих толщ (σ_1/σ_3)

Индекс этапа	Стратиграфический индекс							Ориентировка и кинематика смещения в зонах максимальных касательных напряжений (для MZ_3)		
	K_2dz	K_2mt	$K_{1-2}mg$	K_1^{nm}	K_1^{nm}	J_3-K_1dl	$preMZ_3$			
dz — совр.	105 30	105 30	105 30	105 30	105 30	105 30	310 30	145 60	Л. Вз. С. 7 *	
	200 10	200 10	200 10	200 10	200 10	200 10	200 10	70 70	П. Сб. С. 6	
mt		230 15	230 15	230 15	230 15	230 15	230 15	85 90	Л. Сб. С. 35	
		145 30	145 30	145 30	145 30	145 30	145 30	210 60	П. Сб. С. 20	
mg			170 15	170 15	170 15	170 15	105 30	310 75	П. Вз. С. 10	
			80 0	80 0	80 0	80 0	80 0	25 75	Л. Вз. С. 7	
nm ²				310 30	310 30	310 30	130 30	340 70	Л. Вз. С. 7	
				45 10	45 10	45 10	250 40	275 70	П. Вз. С. 28	
nm ¹					50 20	50 20	50 20	85 60	Л. Сб. С. 15	
					145 30	145 30	300 40	25 90	П. Вз. С. 35	
dl ³						230 15	230 15	205 75	П. Вз. С. 8	
						140 0	140 0	260 80	Л. Вз. С. 8	
dl ²						110 0	110 0	145 85	Л. Сб. С. 8	
						200 10	200 10	260 85	П. Сб. С. 8	
dl ¹						80 10	80 10	60 55	П. Сб. С. 40	
						335 50	335 50	280 75	Л. Сб. С. 58	
preMz ₃								для		
							230 15	60 80	Сб.90	
							65 65	240 30	Сб.90	

Примечание. В последней колонке П.—правый; Л.—левый; Сб.—сброс; Вз.—взброс; С.—сдвиг; цифры — угол наклона вектора смещения к горизонту, град. В остальных колонках первая цифра — азимут, вторая — угол падения оси.

построена таблица, по столбцам которой указана индексация стратиграфических уровней, а по строкам сгруппированы повторяющиеся сочетания ориентировок осей ГНН. При выделении на одном стратиграфическом уровне нескольких сочетаний их последовательность определяется из косвенных данных. Из полученной таблицы видно, что каждой свите (комплексу) соответствует определенная последовательность ориентировок осей ГНН, всегда полностью прослеживаемая в подстилающих и в редуцированном виде в перекрывающих толщах. Такой результат отвечает представлениям о наложении деформации на всю сформированную стратиграфическую последовательность или принципу последовательного усложнения структуры [9].

Соответственно каждой стратиграфической единице поставлена в однозначное соответствие определенная ориентировка осей ГНН, т. е. определенная ориентировка поля напряжений (в таблице выделены двойной рамкой). Поскольку стратиграфическая последовательность — временная, то такой ранжированный список есть временная последовательность смены ориентировок поля напряжений в данном участке литосферы. Следовательно, таблица сопоставле-

ния может быть дополнена (левая вертикальная шкала) эквивалентными геохронологическими подразделениями.

Определенной ориентировке ГНН отвечают сопряженные зоны максимальных касательных напряжений, характеризующиеся вертикальной (сбросовой или взбросовой) и горизонтальной (правой или левой) компонентой смещения. Сведения о них приведены в правой части таблицы. Эти зоны описывают ориентировку и кинематику потенциальных разрывов сколового типа (углы скалывания вычислены как среднее для всей совокупности сопряженных систем трещин данного этапа). В нашей работе поле напряжений, характеризующееся зонами со сбросовой компонентой смещения, трактуется как проявление общего растяжения, взбросовой — сжатия; под напряженным состоянием понимается совокупность этого общего характера поля напряжений и его ориентировки.

Таблица представляет итоговую сводку данных о напряженном состоянии на различных этапах формирования тектонической трещиноватости в стратифицирующихся образованиях изученного фрагмента вулканогенного пояса и прилегающих участков фундамента. Опираясь на эту итоговую сводку, далее кратко рассмот-

рим: контроль полученных данных, соотношение между напряженным состоянием, магматизмом и складчатостью, изменение поля напряжений внутри и вне пояса, характер геодинамической обстановки при развитии пояса.

Приведенные в таблице сведения об ориентировке осей напряжений нуждаются в проверке апробированными методами. Часто в качестве независимого контроля используются сейсмологические определения.

Из таблицы видно, что в самых молодых на изученном участке образованиях (гранитоиды Джугджурского комплекса) реализовано только одно напряженное состояние. Соответственно лишь такая реализация и выводимое из нее поле напряжений возможно и в современных процессах (при этом под полем тектонических напряжений подразумевается только поле, реализованное в деформациях). Подобная длительная устойчивость поля напряжений выявлена и в других тектонически активных регионах [5]. Сравнение ориентировки наиболее молодого, полученной из анализа трещиноватости поля напряжений с ориентировками ГНН из данных о землетрясениях в этой сейсмичной зоне [4] показывает хорошую сходимость результатов (рис. 3). Для этого этапа можно ожидать левых сдвигов, ориентированных субпараллельно поясу и падающих в сторону Охотского моря. Действительно, позднемеловые — кайнозойские левосдвиговые перемещения установлены в смежном Восточно-Сихотэ-Алиинском поясе и в целом распространяются на всю систему восточно-азиатских вулканогенных поясов [1].

Интерес представляет сопоставление данных о напряженном состоянии с характером складчатости. На рис. 3 представлена стереографическая проекция выходов шарниров складок, изученных в ходе работы, на нижнюю полуферу. При этом кластер «А» представляет собой шарниры прямых линейных подобных складок с углами падения крыльев до 20—30°, шириной от первых десятков метров до первых километров; «Б» — близкие к ним по морфологии, но пологие складки с углами падения крыльев менее 10—15°, часто представляющие пологие перегибы слоев, с шириной обычно первые километры и более; «В», «Г» — мелкие приразломные складки с углами падения крыльев до 60°, развитые в зоне разломов, ограничивающих вулканогенный пояс с северо-запада. Отметим, что в образованиях джелонской свиты зафиксированы все типы складок, а в отложениях немуйканской свиты — только системы «Б». В вышележащих толщах пликвативных дислокаций практически не отмечалось.

Сопоставление систем складок с осями напряжений, выведенными из трещиноватости

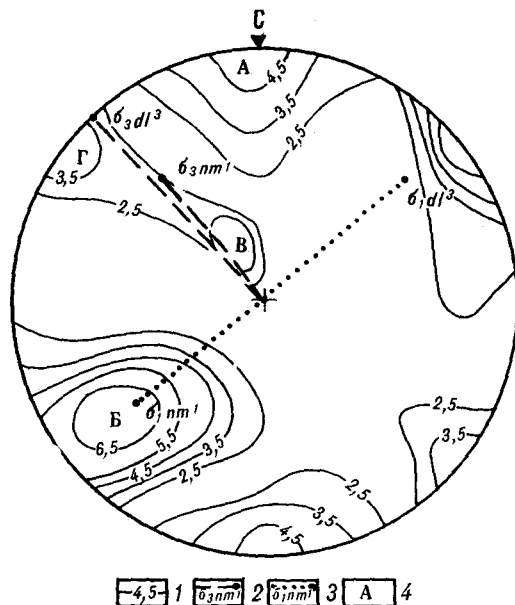


Рис. 2. Сопоставление ориентировок шарниров складок (всего 58) в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях и осей ГНН.

1 — изолинии плотности распределения шарниров складок
2 — проекция оси относительного сжатия и ее индекс; 3 — проекция оси относительного растяжения и ее индекс; 4 — обозначение максимумов распределения шарниров складок

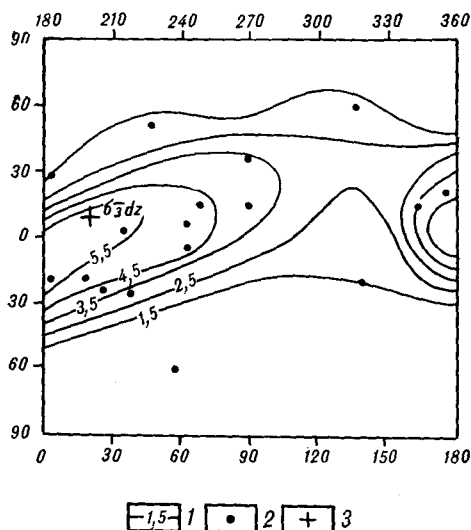


Рис. 3. Сопоставление ориентировок осей относительного сжатия в очагах сильных землетрясений в восточной части Байкало-Охотского сейсмического пояса (по материалам Б. М. Козьмина [4]) и положения оси относительного сжатия по данным о трещиноватости в породах Джугджурского интрузивного комплекса.

1 — изолинии плотности распределения осей относительного сжатия в очагах землетрясений; 2 — положение оси относительного сжатия по данным о трещиноватости.

(см. рис. 2), показывает, что они находятся в четкой взаимосвязи. Это дополнительно свидетельствует о правильности реконструкций полей напряжений и позволяет сделать вывод о сдвиговом механизме складчатости джелон-

ской толщи с образованием кулисных диагональных (система «А») складок, на которые наложена менее интенсивная складчатость фронтального смятия, охватившая отложения джелонской и немуйканской свит (система «Б»).

Из установленной корреляции стратиграфического подразделения с определенной ориентировкой ГНН в условиях вулканогенного пояса вытекает возможность анализа связи магматизма с характером поля тектонических напряжений. При этом нужно учитывать, что формирование вулканогенной толщи несравненно более длительный процесс, чем застывание отдельного лавового потока или литификация пеплового покрова, представляющих элементы толщи. В силу этого напряженное состояние, связанное с длительным процессом эффузивного осадконакопления, может реализоваться в деформациях элементов, уже сформированных как твердое геологическое тело. В таком смысле можно считать процессы образования и деформации вулканогенной толщи квазисинхронными. Подобное соответствие дислокаций в формирующихся вулканогенных породах общему напряженному состоянию региона показали исследования в областях современного вулканизма [13]. Представление можно распространить также на интрузивные и, возможно, осадочные образования.

Рассмотрение соотношения вещественного состава вулканогенных свит с соответствующими им полями напряжений показывает, что формирование средних и основных по составу толщ (мотаринская, немуйканская и джелонская свиты) происходило в условиях общего растяжения. Напротив, в телах умеренно кислых и кислых по составу (магейская свита, гранитоиды джугджурского комплекса) зафиксированы условия общего сжатия. В целом представления о связи основного магматизма с областями растяжения и кислого с областями сжатия хорошо известны [7]. Соответствие этих представлений данным о напряженном состоянии, полученным из интерпретации тектонической трещиноватости, служит дополнительным аргументом в пользу предложенного подхода. Однако при этом становится возможным дать не только качественную характеристику поля напряжений, но и определить его ориентировку. В частности, траектории ГНН либо совпадают с генеральным простиранием пояса (рис. 4, д, е, з — «продольное» поле напряжений), либо косо секут его (рис. 4, в, ж, и — «диагональное» поле), причем продольная ориентировка связана с основным и средним, а диагональная — с умеренно кислым и кислым магматизмом.

Как правило (см. таблицу), одному стратиграфическому уровню отвечает одна ориенти-

ровка ГНН, выведенная из данных о трещиноватости пород. Это позволяет использовать описание трещиноватости (и дислокаций вообще) в качестве дополнительного стратиграфического признака и может служить критерием при стратиграфической корреляции. С другой стороны, такое соответствие служит базой для определения возраста разрывных и складчатых деформаций в районе. В этом аспекте исключение составляют образования джелонской свиты. Видимо, в настоящее время в эту сложную по составу и строению, фаунистически слабо охарактеризованную толщу включены разновозрастные образования.

Другим важным моментом является соотношение тектонического поля напряжений в пределах собственно вулканического пояса и в прилегающих к нему участках фундамента (раме). Без рассмотрения этого вопроса невозможно говорить о соотношении внешних и внутренних причин эволюции пояса на разных стадиях его развития.

Сопоставление ориентировки осей напряжений в пределах пояса и рамы показывает, что, во-первых, до уровня существенно лавовых толщ немуйканской свиты положение ГНН в них идентично, что свидетельствует о деформации их как единого (в механическом смысле) целого. С появлением различия в деформациях пояса и рамы возникает и разделение их на самостоятельные геолого-структурные области. Можно говорить и о возникновении границы (буферной зоны) между ними — Прибрежном разломе. Во-вторых, при сохранении в обеих зонах ориентировки оси относительного сжатия в одной из них возможно изменение положения оси растяжения. Это объясняется наличием механически несвязной буферной зоны, через которую передаются напряжения сжатия, но не растяжения. Отсюда ясно, что однонаправленность растяжения в обеих геолого-структурных областях при формировании основных и средних по составу эффузивов (немуйканская и мотаринская свиты) свидетельствует о внешней, наложенной природе источника растяжения. Напротив, сжатие, связанное с умеренно кислым — кислым магматизмом (магейская свита, джугджурский комплекс), видимо, обусловлено внутренними, для вулканогенной области, процессами. (В этом случае не исключена также возможность общего внешнего сжатия, а изменение направления растяжения вне пояса характеризует эффект «преломления» поля напряжений.) Полное несоответствие поля напряжений в поясе и раме (внедрение субинтрузий немуйканского комплекса) говорит о самостоятельных процессах.

Дислокации в определенных стратиграфических подразделениях (магматических форма-

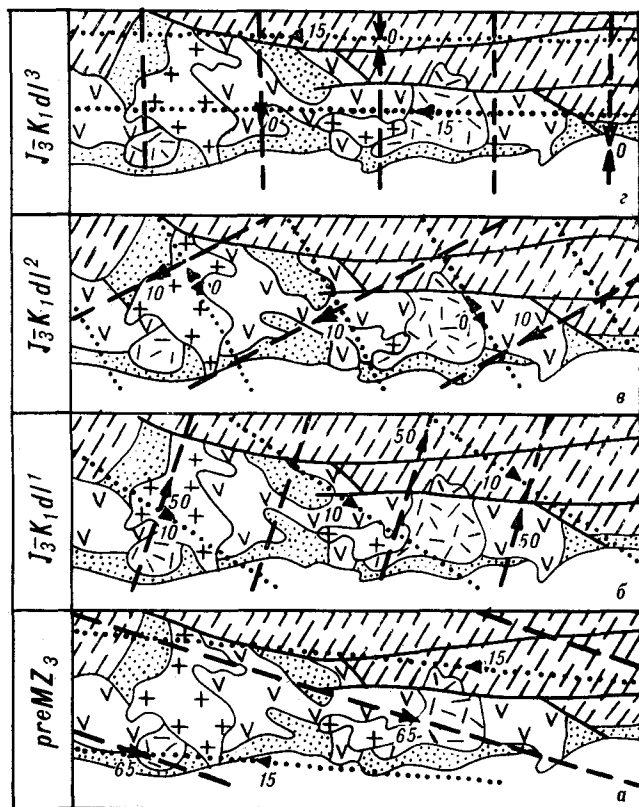
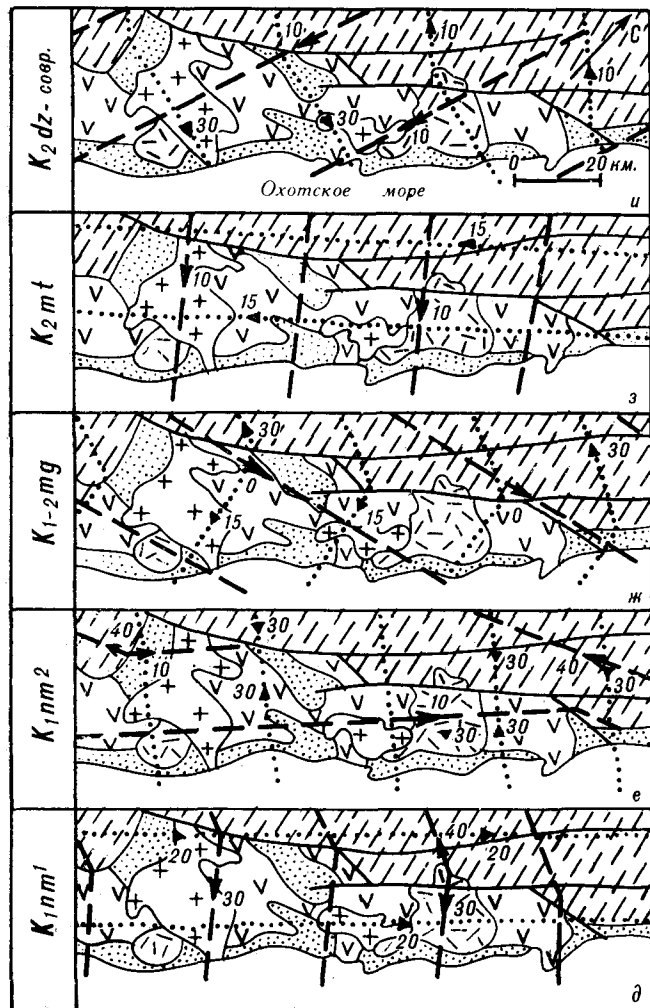


Рис. 4. Картограммы траекторий осей ГНН по стадиям развития северо-восточной грети Удского вулканогенного пояса.

1—5 — выходы пород: 1 — Джугджурского интрузивного комплекса, 2 — магейской свиты, 3 — немуйканской свиты, 4 — джедонской свиты; 5 — доверхнемезозойского фундамента; 6 — траектории осей относительного сжатия с указанием направления и угла погружения; 7 — траектории осей относительного растяжения с указанием направления и угла погружения.

циях) с выводимыми из них полями тектонических напряжений также могут рассматриваться как индикатор геодинамической обстановки магматизма. В таком аспекте показательно преобладание пологих ориентировок осей сжатия-растяжения при общем соответствии их генеральному простираению пояса. Это противоречит представлениям о ведущей роли вертикальных движений, по крайней мере для большинства этапов развития пояса. С другой стороны, сам факт периодической смены ориентировки поля напряжений в изученном фрагменте вулканогенного пояса и раме вызывает сомнения в правильности моделей его формирования, основанных на каких-либо односторонних механизмах. Более приемлемыми кажутся представления о циклических, осциллирующих или волновых процессах. Добавим, что представленные данные об эволюции по-

лей тектонических напряжений Удского пояса могут рассматриваться как фактический материал при анализе различных геодинамических моделей формирования краевых вулканогенных поясов, поскольку в каждой из них используется конкретный механизм с заведомо известными траекториями осей ГНН.

Этапность развития Удского вулканогенного пояса в его северо-восточной части на основе смены ориентировок ГНН представлена на рис. 4. Каждый этап развития пояса можно рассматривать в статусе самостоятельной тектонофизической модели.

Совокупность частных моделей и будет составлять единую тектонофизическую модель развития вулканогенного пояса, хотя в законченной форме такие синтетические представления пока не выработаны. Здесь интерес представляют крутые ориентировки осей отно-

сительного сжатия (допозднемезозойский и раннеджелонский этапы), характерные для приосевых частей флексурных перегибов [3]. Ось первого из них протягивается в северо-западном направлении. Поднятое крыло — северо-восточное, что, видимо, связано с замыканием в начале юры Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. Другая флексура — с опущенным восточным крылом, характеризующая этап заложения пояса, располагается вдоль его северо-западного ограничения. Ось флексуры имеет субмеридиональную ориентировку, и перегиб, вероятно, взаимосвязан с формированием Охотоморской котловины. Возможно, только этот этап флексурного перегиба предопределяет положение вулканогенного пояса как геоструктурной единицы, тогда как последующие либо отражают внешние процессы (средне- и позднеджелонский, раннемуиканский, мотаринский этапы), либо имеют более локальный характер (позднемуиканский, магейский, возможно джугджурский этапы).

Общая последовательность смены напряженного состояния и связанных с ним геологических событий в северо-восточной трети Удского вулканогенного пояса представляется следующим образом (см. рис. 4, снизу вверх):

а) допозднемезозойский этап. Поперечное изгибание, воздымание сопредельной к северо-востоку территории (киммериды Верхояно-Чукотской складчатой области);

б) раннеджелонский этап. Изгибание, образование флексуры с опущенным восточным крылом (территория, занимаемая ныне котловиной Охотского моря);

в) среднеджелонский этап. Горизонтальное диагональное растяжение. Формирование туфогенно-осадочной толщи. Андезитовый эксплозивный магматизм;

г) позднеджелонский этап. Горизонтальное поперечное сжатие. Диагональная сдвиговая и приразломная складчатость;

д) раннемуиканский этап. Горизонтальное продольное растяжение, сопровождающееся поперечным сжатием. Воздымание территории, формирование толщи основных и средних субэральных эффузивов. Пологая складчатость фронтального смятия;

е) позднемуиканский этап. Субгоризонтальное продольное сжатие, внедрение субинтрузивных тел среднего состава;

ж) магейский этап. Субгоризонтальное диагональное сжатие, формирование толщи умеренно кислых эффузивов;

з) мотаринский этап. Субгоризонтальное продольное растяжение, формирование толщи основных и средних эффузивов;

и) джугджурский этап. Субгоризонтальное диагональное сжатие. Внедрение гранитоидных интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения.*— М.: Наука, 1984.
2. *Геология СССР. Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1.*— М.: Недра, 1966.
3. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики.— М.: Наука, 1975.
4. *Козьмин Б. М.* Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений.— М.: Наука, 1984.
5. *Крестников В. Н., Шишкин Е. И., Штанге Д. В., Юнга С. Л.* Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Физ. Земли.— 1987.— № 3.— С. 3—12.
6. *Левитан Г. М., Чернявский В. И.* Тектоника северо-восточной части Удского прогиба (Западное Приохотье) // Геотектоника.— 1968.— № 2.— С. 103—115.
7. *Магматические горные породы. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли.*— М.: Наука, 1987.
8. *Магматические формации активных окраин континентов (на примере юга Дальнего Востока).*— М.: Наука, 1980.
9. *Миллер Ю. В.* Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм // Геотектоника.— 1976.— № 6.— С. 99—108.
10. *Николаев П. Н.* К методике статистической обработки замеров трещин // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек.— М.: Изд-во МГУ, 1969.— С. 24—31.
11. *Николаев П. Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкции полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1977.— № 12.— С. 103—115.
12. *Осокина Д. Н.* Иерархическая структура тектонического поля напряжений, выделение полей различных уровней и особенностей взаимосвязи между ними // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике.— М.: Наука, 1986.— С. 47—59.
13. *Трифонов В. Г.* Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения) // Геотектоника.— 1976.— № 2.— С. 73—86.

УДК 552.31(571.56)

Е. Ф. Дылевский

БАЗАЛЬТОИДЫ УЯНДИНО-ЯСАЧНЕНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА
(Восточная Якутия)

В строении Илинътасской зоны Уяндино-Ясачненского пояса участвуют преимущественно базальтоиды, одна часть которых по своим свойствам отдаленно напоминает базиты континентальных рифтов, а другая более близка к вулканическим породам основного со-

Уяндино-Ясачненский пояс принадлежит к числу структур, сформировавшихся в течение орогенной стадии развития Верхояно-Чукотской складчатой области [29]. Его образует совокупность грабенов и прогибов, простирающихся на 750—800 км от верховьев р. Колыма в северо-западном направлении в бассейн среднего течения р. Индигирка. С отчетливым структурным несогласием они наложены на зону сочленения Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной и Яно-Колымской миогеосинклинальной складчатой систем [29] и выполнены преимущественно верхнеюрскими осадочно-вулканогенными толщами. Поясу свойственно неоднородное строение. В его пределах обособляются Дарпирская и Илинътасская зоны (рис. 1). Первая из них занимает окраины Яно-Колымской миогеосинклинали и сложена вулканитами главным образом кислого и среднего состава. Илинътасская зона, наложенная как на миогеосинклинальные, так и на эвгеосинклинальные структуры, образована комплексами, в составе которых преобладают базальтоиды. Об их формационных особенностях высказываются различные суждения, которыми обосновываются разные представления о природе Илинътасской зоны. Ее рассматривают в качестве регенерированной эвгеосинклинали короткого развития [5], фронтальной части островодужного пояса [24], окраинно-континентальной структуры андийского типа [9] или континентальной рифтовой системы [25]. Эти разногласия обусловлены главным образом тем, что до настоящего времени не проведен анализ всей совокупности сведений о вещественном составе базитов Илинътасской зоны. Такую цель преследует настоящая работа, основанная на материалах автора и данных геологов ПГО Севостгеология, Аэрогеология и Якусткгеология.

става, характерным для геосинклиналей. Вся совокупность сведений о вулканических образованиях этой зоны согласуется с точкой зрения на эту структуру как на вторичную или регенерированную эвгеосинклиналь короткого развития.

Илинътасская зона охватывает северо-западные части Элекчанского и Гармычанского грабенов и Умбинское поле (см. рис. 1). Возможно, к ней же относятся и некоторые слабоизученные структуры северо-западной окраины Уяндино-Ясачненского пояса. Зоне свойствен-

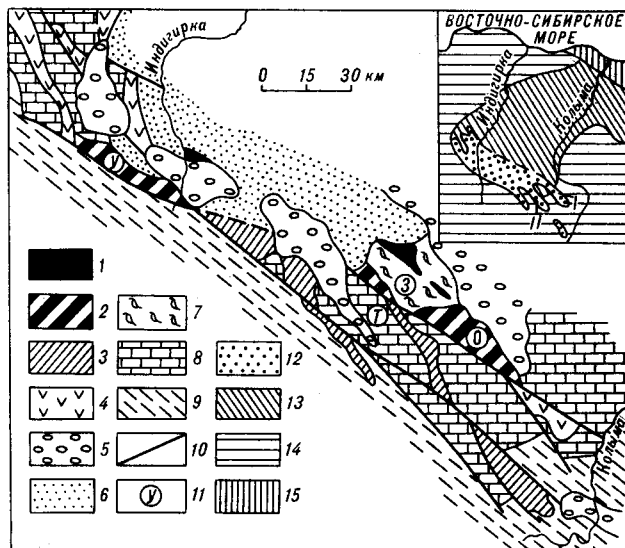


Рис. 1. Схема геологического строения Уяндино-Ясачненского вулканического пояса. Составлена с использованием материалов [8].

1, 2 — вулканические комплексы Илинътасской зоны: 1 — трахибазальтовый, 2 — риолит-базальтовые; 3 — андезитовые и риолитовые комплексы Дарпирской зоны; 4 — верхнеюрские вулканиты неясной формационной принадлежности; 5—9 — преимущественно осадочные отложения: 5 — кайнозойские и меловые, 6 — верхнеюрские, 7 — нижнемезозойские и палеозойские (Расшошнская зона), 8 — преимущественно палеозойские (окраинные поднятия Яно-Колымской миогеосинклинальной системы), 9 — триасовые и юрские (Иньяли-Дебинский синклиниорий Яно-Колымской системы); 10 — разломы; 11 — вулканические районы (У — Умбинский, З — Зырянско-Ураданский, О — Омулеско-Налучинский, Т — Тарын-Юрях-Булдуктский). На врезке: 12 — неразделенные образования Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (грабены Элекчанский (I) и Гармычанский (II)), 13 — Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система, 14 — Яно-Колымская миогеосинклинальная система, 15 — Чукотская миогеосинклинальная система.

ны в основном субаквальные и резко подчиненные им наземные вулканиты. Совместно с терригенными, кремнисто-терригенными породами и более редкими яшмами они слагают толщину общей мощностью от 750—800 до 3000 м. Их подстилают грубообломочные верхнебат-келловейские отложения (от 2—5 до 750 м), залегающие с резким несогласием на палеозойских и раннемезозойских породах. Осадочно-вулканогенные образования северо-западной части Элекчанского грабена перекрыты оксфорд-кимериджской туфогенно-осадочной толщей, а на остальной площади Илинъ-тасской зоны — кимеридж-ранневожскими терригенными отложениями. Повсеместно они отчетливо, а местами интенсивно дислоцированы. Вулканиты затронуты разными по степени зеленокаменными изменениями. На некоторых участках они превращены в зеленые сланцы.

Вулканиты Илинъ-тасской зоны принадлежат к трахибазальтовому и трем риолит-базальтовым комплексам. Породы трахибазальтового комплекса распространены в северо-западной части Элекчанского грабена, наложенной на структуры Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы и рассматриваемой в качестве Зырянско-Ураданского района. Вероятно, такая же ассоциация базитов распространена на небольшой площади на правом берегу р. Индигирка [27]. Риолит-базальтовые комплексы характерны для тех частей Элекчанского и Гармычанского грабенов, которые наложены на зону сочленения эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных структур и выделяются соответственно как Омудевско-Налучинский и Тарын-Юрях-Булкутский вулканические районы (см. рис. 1). Контрастная ассоциация свойственна также Умбинскому полю [8].

Трахибазальтовый комплекс образует покровы и потоки лав и весьма редких кластолав главным образом трахибазальтов (около 80 % от общего объема вулканитов). В качестве их фациальных разновидностей выступают трахиандезитобазальты (15—17 %). Весьма редки породы среднего состава (менее 5 %). В связи с эффузивами находятся пластовые субвулканические тела субщелочных диабазов и интрузии трахибазальтов брекчиевой текстуры. В строении риолит-базальтовых комплексов участвуют вулканиты преимущественно основного и кислого состава, составляющие соответственно 55—60 % и 20—25 % от общего объема изверженных пород. Среди них преобладают лавы, но нередки разнообломочные туфы, количество которых наиболее велико в Тарын-Юрях-Булкутском районе (до 30 %). Резко подчиненную роль играют породы умеренно основного состава (10—15 %) и особенно среднего (менее 5 %). Строение риолит-базальтовых комплексов заметно меняется от одного

участка Илинъ-тасской зоны к другому. В пределах Умбинского района и на северо-западе Омудевско-Налучинского кислые вулканиты концентрируются в верхней части осадочно-вулканогенного разреза, а основные — в нижней. На площади Тарын-Юрях-Булкутского района и на юго-востоке Омудевско-Налучинского покровы и потоки базитов, риолитов, андезитобазальтов и их туфов чередуются между собой по всему разрезу. Ассоциирующиеся с вулканитами риолит-базальтовых комплексов экструзивные и субвулканические тела сложены породами преимущественно кислого, реже основного состава.

Базиты трахибазальтового комплекса принадлежат к авгитовой и оливин(?)-авгитовой разновидностям. Потоки авгитовых трахибазальтов слагают нижнюю часть эффузивного разреза мощностью от 120—150 до 300—350 м. Выше залегают покровы преимущественно оливин(?)-авгитовых пород. Экструзивные и субвулканические тела образованы только оливин(?)-авгитовыми трахибазальтами.

Авгитовые трахибазальты представляют собой плотные или миндалекаменные породы с неправильно-глыбовой, плитчатой или призматической отдельностью, как правило афировой, изредка спороафировой структуры, интерсертиальной или микродолеритовой микроструктуры. Они состоят из лейст обычно деанортитизированного основного плагиоклаза, изометричных зерен авгита (табл. 1), титаномагнетита (12—15 %) и переменного количества заме-

Таблица 1
Средние составы клинопироксенов вулканитов трахибазальтового комплекса Илинъ-тасской зоны

Оксид	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,14	50,80	49,77	50,06	50,36	46,81
TiO ₂	1,39	1,43	1,33	1,39	0,53	2,24
Al ₂ O ₃	2,31	2,98	3,18	3,46	4,50	5,08
FeO*	12,22	8,87	9,09	8,88	6,98	12,81
MnO	0,34	0,18	0,23	0,21	0,10	0,24
MgO	14,60	14,03	13,92	14,11	14,77	11,59
CaO	17,67	20,07	19,95	19,74	21,97	20,07
Na ₂ O	0,34	0,38	0,34	0,40	0,36	0,50
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	—
Cr ₂ O ₃	0,06	0,17	0,23	0,34	0,40	0,17
NiO	—	—	0,02	0,01	—	0,02
Сумма	99,08	98,94	98,08	98,51	99,99	99,53
n	10	5	12	7	2	10

Примечание. Клинопироксены трахибазальтов: 1 — авгитовых, 2—6 — оливин(?)-авгитовых массивных с глыбовой отдельностью (2—4), кластолав (5), с подушечной отдельностью (6). Звездочкой отмечено суммарное железо в форме FeO. Анализы выполнены в лаборатории геохимии и минералогии рудных формаций СВННИИ ДВО АН СССР на микроанализаторе «Камебакс», аналитик Е. М. Горячева. Проверки означают, что содержания компонентов ниже пределов определения.

Средние содержания породообразующих оксидов в базальтоидах Илинътасской зоны и других структур (в числителе — среднее содержание, в знаменателе — оценка среднего), %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	49,44 2,56	49,43 1,47	50,94 0,90	48,26 3,18	49,73 1,79	51,84 1,34	50,02 2,31	49,01 2,16	50,50 1,98	51,61	49,30	48,23 1,47	47,11 0,97	52,81	49,99	51,49	49,33 1,04	48,71 1,06
TiO ₂	2,16 0,33	1,58 0,32	0,94 0,08	1,54 0,25	2,73 0,55	1,44 0,39	1,86 0,46	1,35 0,33	1,27 0,22	0,68	1,95	2,51 0,58	1,38 0,26	2,29	1,31	1,77	2,31 1,17	1,33 0,34
Al ₂ O ₃	15,85 0,87	18,35 1,95	18,70 0,11	17,68 1,22	15,59 1,15	16,17 1,58	14,86 1,57	18,23 1,32	18,42 1,85	18,89	19,18	15,44 0,83	17,00 0,77	13,98	16,44	17,17	13,42 1,02	16,86 1,54
Fe ₂ O ₃	13,06 1,68	10,01 1,48	9,72 0,34	12,45 1,72	11,39 1,64	10,20 1,50	12,65 1,21	10,78 1,87	11,91 2,12	9,67	9,55	12,55 1,49	9,38 1,01	13,06	9,34	9,18	13,81 1,10	10,69 1,79
MnO	0,21 0,04	0,17 0,03	0,17 0,02	0,19 0,05	0,18 0,03	0,16 0,03	0,14 0,05	0,21 0,05	0,21 0,09	0,16	0,14	0,19 0,03	0,16 0,03	0,21	0,16	0,28	0,23 0,06	0,25 0,03
MgO	5,60 1,23	6,87 1,18	7,03 0,55	8,66 1,59	5,33 1,53	6,20 2,75	6,49 1,74	6,35 2,45	4,63 1,12	8,46	7,34	5,20 0,87	8,36 1,08	5,35	9,60	7,79	6,42 1,25	7,78 1,29
CaO	8,21 1,67	8,11 1,93	5,88 1,11	6,05 2,11	9,96 2,61	9,76 1,21	9,10 1,76	9,62 2,86	7,89 4,06	5,08	6,91	7,99 1,30	8,97 1,26	6,61	7,98	8,02	10,42 1,16	10,14 2,05
Na ₂ O	4,52 1,03	4,34 0,95	5,31 1,23	3,99 1,22	3,73 1,09	3,12 1,05	3,78 0,53	3,80 1,48	3,25 1,08	5,33	3,85	4,01 0,80	3,09 0,66	4,62	4,56	3,93	3,52 0,32	3,77 0,83
K ₂ O	0,56 0,59	0,91 0,63	0,99 1,06	1,00 1,03	0,95 0,41	0,83 0,21	0,74 0,71	0,37 0,26	1,72 0,68	—	1,41	0,76 0,36	0,60 0,41	0,42	0,22	0,37	0,34 0,50	0,34 0,02
P ₂ O ₃	0,36 0,13	0,23 0,05	0,31 0,02	0,18 0,07	0,41 0,13	0,28 0,10	0,34 0,15	0,20 0,11	0,20 0,74	0,12	0,37	—	—	0,65	0,40	0,31	0,19 0,04	0,13 0,06
n	30	25	4	15	16	9	9	15	13	—	—	42	42	—	—	—	7	4

Примечание. 1—9 — базальтоиды Илинътасской зоны: 1—4 — трахибазальты Зырянско-Ураданского района (1 — авгитовые, 2—4 — оливин(?)-авгитовые глыбовые (2), брекчиевые (3), подушечные (4)), 5, 6 — базальты Омудеско-Налучинского района авгитовые (5) и оливин(?)-авгитовые (6), 7 — базальты Умбинского поля [8], 8, 9 — базальты (8) и плагиобазальты (9) Тарын-Юрх-Булуктурского района. 10—18 — базальтоиды прочих структур: 10 — раннеюрской формации Авадхарской области Кавказа [17], 11 — триасовой формации гор Бьюк в Карпатах [17], 12, 13 — березовской свиты в каледонитах Алтае-Саянской области [21], в том числе железистые (12) и магнезиально-железистые (13), 14—16 — Аравийско-Индийского океанического хребта [7], в том числе железистые (14) и магнезиально-железистые (15, 16); 17, 18 — позднеюрской ассоциации Южно-Анойского прогиба на Северо-Востоке СССР [21], в том числе железистые (17) и магнезиально-железистые (18). Содержания оксидов пересчитаны на сухой остаток, прочерки означают отсутствие данных.

щенного хлоритом вулканического стекла. Породам свойственны низкая и умеренная глиноземистость, высокие железистость и титанистость, повышенная щелочность натриевого типа (табл. 2), невысокие концентрации рубидия и элементов группы железа (табл. 3).

Оливин(?)-авгитовые трахибазальты различны по характеру отдельности и, кроме того, несколько варьируют по некоторым чертам своего состава, текстурным и структурным особенностям. Те из них, которые залегают непосредственно выше авгитовых трахибазальтов, обладают неправильно-глыбовой отдельностью и слагают пачку мощностью до 500 м. Это большей частью однородные плотные или миндалекаменные породы. Значительно более редки кластолавы и лавобрекчии оливин(?)-авгитовых трахибазальтов. Наконец, самая верхняя часть разреза сложена пачкой (120—150 м) покровов таких же, но массивных трахибазальтов с подушечной отдельностью.

Однородные оливин(?)-авгитовые трахибазальты характеризуются спорофировой или

олигофировой структурой, офитовой или пойкилоофитовой микроструктурой. На фоне основной их массы слабо выделяются немногочисленные вкрапленники лабрадора или битовнит-лабрадора (не более 10 %) и замещенного хлоритом и серпентином оливина (?), содержание которого не превышает 5—7 %. В базисе пород ксеноморфные выделения моноклинового пироксена включают лейсты андезин-лабрадора и зерна рудного минерала (не более 5—7 %).

Кластолавы и лавобрекчии оливин(?)-авгитовых трахибазальтов состоят из обломков (до 15—20 см в поперечнике) и матрицы одинакового строения. Это порфировые и олигофировые породы с 15—30 % резко индивидуализированных вкрапленников зонального андезин-лабрадора, моноклинового пироксена, замещенного вторичными минералами оливина (?). Изредка в виде фенокристаллов выступают единичные зерна рудного минерала. Передки сростки кристаллов пироксена и оливина (?). Базис пород состоит из переменного количест-

Средние содержания малых элементов в базальтоидах Илингтасской зоны и некоторых других структур (в числителе — среднее содержание, в знаменателе — стандартное отклонение), г/т

Элемент	1	2	3	4	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Rb	10	10	$\frac{15}{2,8}$	10	10	$\frac{19}{2,8}$	22	12	18	22	7,2	30	10
Sr	$\frac{285}{1,8}$	$\frac{371}{1,5}$	$\frac{893}{1,4}$	$\frac{251}{1,9}$	$\frac{286}{1,3}$	$\frac{284}{1,5}$	600	331	446	328	288	600	330
Ba	$\frac{434}{1,7}$	$\frac{456}{1,9}$	$\frac{412}{2,6}$	$\frac{1118}{2,9}$	$\frac{265}{1,4}$	$\frac{566}{1,6}$	400	251	400	246	127	370	115
Cr	$\frac{82}{1,7}$	$\frac{160}{1,6}$	$\frac{84}{1,4}$	$\frac{264}{1,4}$	$\frac{142}{3,9}$	$\frac{36}{1,7}$	83	200	85	168	160	150	40
Ni	$\frac{54}{1,6}$	$\frac{109}{1,3}$	$\frac{81}{2,3}$	$\frac{184}{1,7}$	$\frac{104}{1,6}$	$\frac{14}{1,6}$	45	80	77	134	92	80	25
Co	$\frac{82}{1,5}$	$\frac{95}{1,6}$	$\frac{64}{1,6}$	$\frac{136}{1,4}$	$\frac{75}{1,4}$	$\frac{39}{1,4}$	45	46	47	48	50	40	—
n	30	25	4	15	15	13	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—4, 8, 9 — базальтоиды Илингтасской зоны (см. табл. 2); 10 — щелочные базальты трапповой серии Красноморского региона [3]; 11 — субщелочные базальты стратоидной серии Афар [31]; 12 — базальты рифта Грегори [18]; 13 — спилиты Ренгерцинской геосинклинали [19]; 14 — океанический щелочной оливиновый базальт [18]; 15 — базальты океанических островов [16]; 16 — известково-щелочной базальт островных дуг [18].

ва запыленного гематитом вулканического стекла, микролитов плагиоклаза и пироксена.

Оливин(?)—авгитовые трахибазальты, обладающие подушечной отдельностью, представляют собой обычно плотные массивные, реже миндалекаменные породы. Внешние зоны образованных ими сфероидов (мощностью 1—1,5 см) состоят из хлоритизированного стекла, а внутренние части сложены афировыми и микропорфировыми трахибазальтами гиалопилитовой и вариолитовой структуры. Единичные мелкие вкрапленники замещенных вторичными минералами лабрадора и оливина (?) погружены в базис, состоящий из игольчатых микролитов плагиоклаза, светло-бурого моноклинного пироксена и хлоритового мезостази-са. Часто микролиты образуют метелко- и сноповидные сростки. Очень редки зерна рудного минерала. Микролиты плагиоклаза обычно пустотелые, что является свидетельством глубоководной обстановки вулканических эффузий [23].

В сравнении с авгитовыми трахибазальтами оливин(?)—авгитовые базиты выделяются более низкой железистостью, меньшими содержаниями титана, повышенными — глинозема (см. табл. 2) и элементов группы железа, прежде всего хрома и никеля (см. табл. 3). Сумма щелочей в таких породах, исключая брекчиевые их разности, в целом такая же, как и в авгитовых трахибазальтах, однако роль калия заметно повышена. Особенно велика она в

базитах с подушечной отдельностью, обладающих калинатриевым типом щелочности (см. табл. 2).

Низкая железистость (или повышенная магнезиальность) глыбовых оливин(?)—авгитовых трахибазальтов вызвана более высокими, чем в авгитовых базитах, содержаниями магнезии и, напротив, низкими — суммарного железа. В подушечных оливин(?)—авгитовых базитах содержания суммарного железа примерно такие же, как в авгитовых, однако они сочетаются с заметно большими концентрациями окиси магния.

Своеобразие химизма оливин(?)—авгитовых трахибазальтов обусловлено особенностями состава их породообразующих минералов, в частности темноцветных. Так, моноклинные пироксены оливин(?)—авгитовых базитов обладают более высокой, чем в авгитовых породах, ролью энстатитовой и волластонитовой молекул, а также повышенными концентрациями глинозема и окиси хрома (см. табл. 1). Особенно существенно различия по этим особенностям между пироксенами брекчиевых и подушечных трахибазальтов. Последние выделяются, кроме того, повышенными содержаниями титана и железа, благодаря чему ближе всего к титанистым авгитам [10].

Несколько меньшим разнообразием вещественного состава характеризуются базальтоиды риолит-базальтовых комплексов. Значительная их часть наследует некоторые черты рассмотренных выше трахибазальтов. В Омудевско-

Налучинском районе это преимущественно массивные базальты обычно с глыбовой, реже подушечной отдельностью, как правило афировой, изредка порфировой или сериально-порфировой структуры с интерсертальным, толеитовым, долеритовым или пилотакситовым базисом. Сложены они лабрадором и битовнит-лабрадором, авгитом, обильным рудным минералом (более 15 %) и переменным количеством измененного вулканического стекла. Спорадически встречается оливин с 20—25 % фаялитовой молекулы (В. С. Шульгина, 1972 г., устное сообщение). Химический состав пород варьирует очень слабо. Большая их часть весьма близка к описанным выше авгитовым трахибазальтам и отличается от них несколько меньшей железистостью и пониженной, в основном за счет натрия, щелочностью, которая, однако, сохраняет свой натриевый тип. Оливинсодержащие базальты по уровню титанистости и железистости отдаленно напоминают оливин(?)-авгитовые трахибазальты, но характеризуются заметно меньшей глиноземистостью (см. табл. 2). Спорадически среди таких пород встречаются субщелочные базальты, содержащие наряду с авгитом эгиринсодержащий авгит.

Для риолит-базальтового комплекса Умбинского района характерны лишь авгитовые базальты [8]. От близких им базитов Омудевско-Налучинского района их отличают несколько повышенные содержания суммарного железа и магнезия, но пониженные — титана (см. табл. 2).

Базиты риолит-базальтового комплекса Тарын-Юрях-Булкутского района принадлежат к двум разновидностям, покровы которых чередуются между собой, вероятно, по всему разрезу вулканических образований. Половина из них почти аналогична глыбовым оливин(?)-авгитовым трахибазальтам Зырянско-Ураданского района, от которых они отличаются главным образом меньшей щелочностью и калиево-натриево-кальциевым типом (см. табл. 2). Это, как правило, афировые базальты с гиалопилитовой, интерсертальной, изредка долеритовой структурой. Некоторые их потоки характеризуются близкой к шаровой отдельностью. Наряду с ними распространены отчетливо порфировые и сериально-порфировые плагиобазальты с вкрапленниками (до 15—35 %) главным образом плагиоклаза, более редкого клинопироксена и рудного минерала, погруженными в гиалопилитовую или микролитовую основную массу. В сравнении с предыдущими базитами они при такой же глиноземистости обладают несколько повышенной железистостью, большей щелочностью и ее калиево-натриевым типом (см. табл. 2). Для них, кроме того, характерны заметно более высокие концентрации рубидия и бария, но

гораздо меньшие содержания элементов группы железа (см. табл. 3).

Переходя к обсуждению природы вулканизма Илинътасской зоны, обратимся к сравнениям вулканитов этой структуры с породами основного состава уже известных геотектонических обстановок проявления базитовых вулканических ассоциаций. Одно из свойств рассмотренных выше базальтоидов состоит в том, что различными чертами своего состава они сравнимы с разными по своему происхождению вулканическими породами. Так, железистые авгитовые трахибазальты Илинътасской зоны по соотношениям между концентрациями магнезии, суммарного железа и глинозема на диаграмме для субщелочных базальтов Т. Х. Пирса и др. [13] соответствуют континентальным платобазальтам. По содержаниям глинозема, титана, натриево-кальциевому типу щелочности, количеству стронция, бария и элементов группы железа они занимают промежуточное положение между базитами трапной и стратоидной серий Красноморского региона [3]. Вместе с тем на диаграммах калий — титан и калий — хром их фигуративные точки располагаются между вариационными линиями, характерными соответственно для базитов океанов и континентальных рифтов (рис. 2), для океанов и островных дуг (рис. 3). Отметим также, что однотипные породы, именуемые ферротитановыми базальтами, устанавливаются среди вулканитов дна океанов [22].

Оливин(?)-авгитовые трахибазальты и базальты представляют собой в сравнении с авгитовыми базитами магнезиально-железистые

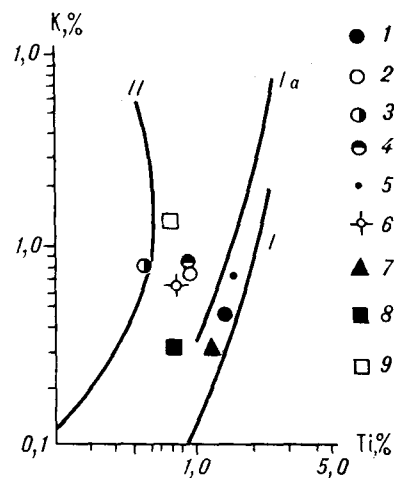


Рис. 2. Диаграмма титан — калий.

I — тренд океанических базальтов, II — тренд геосинклинальных базальтов, Ia — тренд базальтов континентальных рифтов. 1—4 — трахибазальты Зырянско-Ураданского района: 1 — авгитовые, 2—4 — оливин(?)-авгитовые массивные глыбовые (2), кластолавы и лавобрекчи (3), подушечные (4); 5, 6 — базальтоиды Омудевско-Налучинского района: 5 — авгитовые, 6 — оливин(?)-авгитовые; 7 — базальты Умбинского района; 8, 9 — базальтоиды Тарын-Юрях-Булкутского района: 8 — оливин(?)-авгитовые базальты, 9 — плагиобазальты.

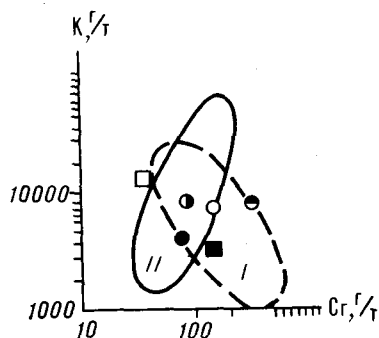


Рис. 3. Диаграмма хром — калий.

I, II — поля океанических (I) и островодужных (II) базальтов. Остальные обозначения см. рис. 2.

породы, обладающие, кроме того, заметно меньшими содержаниями титана и большими — глинозема. Высокоглиноземистый уклон зафиксирован, как известно, в вулканитах основного состава различных тектонических областей, исключая платформенные [4]. Но наиболее типичен он для пород развитых островных дуг [2, 5, 28]. Однако здесь им свойственны умеренная или повышенная железистость и очень низкие концентрации элементов группы железа, чем они резко отличны от оливин(?)-авгитовых трахибазальтов и базальтов Илинтьасской зоны. Сочетание высоких содержаний глинозема, а также никеля, хрома и кобальта с повышенной магниальностью обнаруживают базальтоиды некоторых других современных и древних структур. На этой их особенности внимание, как правило, не акцентируется. Между тем, как отметил Б. Г. Лутц [18], Х. Куно считал повышенное содержание нормативного оливина одним из отличительных свойств высокоглиноземистых базальтов. Анализ литературных данных показывает, что магниально-железистые базальтоиды (базальты или трахибазальты) с повышенными или даже высокими концентрациями глинозема могут формироваться в различной геотектонической обстановке. Они известны, например, среди вулканитов окраинных морей [2], желобов [11], а также океанических хребтов, в частности Аравийско-Индийского (см. табл. 2), где именуется высокоглиноземистыми магниально-железистыми толеитами [7]. Аналогичные породы установлены в составе раннеюрской ассоциации Авадхарской области Северо-Кавказского пояса, сопряженного с Бзыско-Казбекским эвгеосинклинальным трогом [17], а также в триасовой формации гор Бюкк в Карпатах [17]. Примечательно, что они часто ассоциируются с такими же, как и в пределах Илинтьасской зоны, железистыми трахибазальтами или базальтами, характеризующимися низкой глиноземистостью и высокими содержаниями титана. Сочетание таких базальтоидов

обнаружено, например, в березовской свите каледонид Алтае-Саянской эвгеосинклинальной области (см. табл. 2), а на Северо-Востоке СССР, судя по данным Б. А. Натальина [21], оно характерно для верхнеюрских вулканитов Южно-Ануйского прогиба (см. табл. 2), причисляемого нередко к эвгеосинклинальным структурам [15].

Все вышеизложенное позволяет заключить, что оливин(?)-авгитовые базальтоиды Илинтьасской зоны по общей совокупности петрохимических особенностей более всего близки к геосинклинальным вулканитам основного состава. В частности, своим магниально-железистым характером, натриевым типом щелочности и уровнем глиноземистости эти породы сближаются с названными выше базальтоидами Кавказа, Карпат и Алтае-Саянской области (см. табл. 2). Сравнимы они с геосинклинальными базитами и по уровням концентраций малых элементов, исключая главным образом барий. Так, оливин(?)-авгитовые базальты Тарын-Юрх-Булкутского района почти тождественны спилитам Реногерцинской геосинклинали (см. табл. 2), от которых отличаются лишь меньшими содержаниями рубидия. Около вариационной кривой геосинклинальных, по Б. Г. Лутцу [18], вулканитов концентрируются фигуративные точки рассматриваемых пород на диаграмме калий — титан (см. рис. 2). Более того, калий-хромовыми (см. рис. 3) и никель-кобальтовыми отношениями они сближаются с океаническими базитами. Отметим также, что по характеру корреляции между концентрациями магнезии и глинозема магниально-железистые трахибазальты Зырянско-Ураданского района сравнимы с базальтоидами океанических хребтов (рис. 4). Однако уровнем содержания таких литофильных элементов, как калий, стронций и барий, рассматриваемые породы в целом и особенно подушечные трахибазальты существенно отличны от пород большинства структур океанов и лишь отдаленно напоминают базальты океанических островов (см. табл. 3). Эта особенность оливин(?)-авгитовых базальтоидов скорее всего свидетельствует об их принадлежности к вулканическим образованиям эвгеосинклинальных геосинклиналей [6].

Дополнительную информацию о природе рассматриваемых пород представляют свойственные им моноклинные пироксены (см. табл. 1). Использование по отношению к ним данных о статистических различиях в химизме клинопироксенов из базальтов разного тектонического положения [30] позволяет заключить следующее. Преобладающая часть таких минералов из авгитовых и оливин(?)-авгитовых трахибазальтов общей совокупностью свойств отвечает моноклинным пироксенам разных по

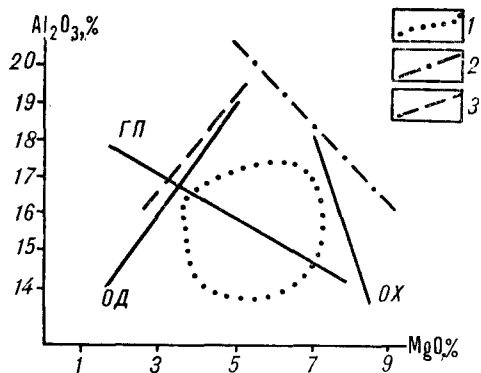


Рис. 4. Вариационная диаграмма $Al_2O_3 - MgO$.

Корреляционные зависимости в базальтоидах срединно-океанических хребтов (ОХ), сводовых и глыбовых поднятий океанического дна (ГП) и островных дуг (ОД), по [14].

1 — ареал фигуративных точек авгитовых трахибазальтов; 2, 3 — вариационные линии оливин(?)-авгитовых трахибазальтов Зырянско-Ураданского района (2) и плаггиобазальтов Тарын-Юрях-Булкутского района (3).

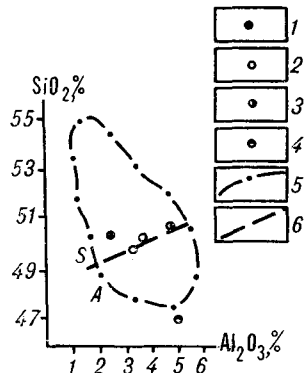


Рис. 5. Диаграмма $SiO_2 - Al_2O_3$ для моноклинных пироксенов.

Клинопироксены: 1 — авгитовых трахибазальтов, 2—4 — оливин(?)-авгитовых трахибазальтов массивных с глыбовой отдельностью (2), кластола и лавобрекчий (3), с подушечной отдельностью (4); 5 — поле фигуративных точек клинопироксенов из океанических базальтов, по [30]; 6 — разграничительная линия клинопироксенов субщелочных (S) и щелочных (A) базальтов.

своей тектонической природе субщелочных базальтоидов. Соответствующие им фигуративные точки располагаются на диаграммах $SiO_2 - TiO_2$, $MgO/FeO - TiO_2$ и $SiO_2 - Al_2O_3$ (рис. 5) в поле клинопироксенов океанических базитов, в пределы которого попадают также составы минералов из базальтоидов геосинклиналей (островных дуг), континентальных рифтов и других структур. Вместе с тем по содержанию суммы железа, кальция и магнии пироксены железистых трахибазальтов Илинътасской зоны ближе всего к минералам из вулканитов основного состава океанических островов или континентальных рифтов. По этим же компонентам клинопироксены оливин(?)-авгитовых трахибазальтов, исключая разности, близкие к титанистым авгитам, сравнимы с моноклинными пироксенами базальтов как современных геосинклиналей (островных дуг), так и океанического дна. Минералы, сопоставимые с титанистыми авгитами, характерными для них количествами магнезия и кремнезема, а также соотношениями $SiO_2 - Al_2O_3$ сравнимы с клинопироксенами щелочных базальтов на платформах.

Наконец, плаггиобазальты, сочетающиеся в риолит-базальтовом комплексе Тарын-Юрях-Булкутского района с оливин(?)-авгитовыми базальтами, по всем чертам своего химизма и содержаниям малых элементов (см. табл. 3) практически тождественны известково-щелочным вулканитам основного состава современных геосинклиналей [18] или зрелых островных дуг [5].

Таким образом, в строении Илинътасской зоны Уяндино-Ясачненского пояса участвуют вулканиты, одна часть которых отдаленно напоминает базиты континентальных рифтов,

а другая наиболее близка к базальтоидам геосинклиналей и островных дуг. Судя по соотношениям между ними в Элекчанском и Умбинском грабенах, можно заключить, что эти структуры начинали свое формирование как континентальные рифты, а режим последующего их развития был сходен с геосинклинальным. Характер вулканитов основного состава в Тарын-Юрях-Булкутском районе свидетельствует о том, что этой части Гармычанского грабена режим, близкий к геосинклинальному, был свойствен уже при ее заложении. С такими заключениями о природе вулканизма согласуются указанные выше признаки глубоководной обстановки накопления вулканитов, в частности ассоциация с ними кремнистых пород, зеленокаменные преобразования, а также степень и стиль деформаций осадочно-вулканогенных толщ. Примечательно также тесное сочетание с базитами Омудевско-Налучинского, Умбинского и Тарын-Юряхского районов риолитов и риодацитов, характеризующихся низкой щелочностью натриевого и калинатриевого типов, высокими содержаниями элементов группы железа, особенно хрома. По совокупности сведений трахибазальтовый и риолит-базальтовые комплексы Илинътасской зоны следует рассматривать в качестве формаций соответственно натриевых базальтов повышенной щелочности и натриевых базальтов-риолитов, которые характерны главным образом для эвгеосинклинальных структур [20]. Все эти данные согласуются с точкой зрения, рассматривающей Илинътасскую зону в качестве вторичной или регенерированной эвгеосинклиналей короткого развития [15].

В заключение рассмотрим некоторые особенности генезиса трахибазальтового комплекса Илинътасской зоны. Установленная в разрезе

его эффузивов смена железистых трахибазальтов на магнезиально-железистые проявлена в целом ряде других базитовых ассоциаций, в том числе связанных с океаническими хребтами [7]. Отмечаемое при этом уменьшение железистости (или увеличение магнезиальности) пород, повышение в них концентраций элементов группы железа, особенно хрома и никеля, связывается обычно с возрастанием глубин генерации базитового расплава, ростом температуры и степени плавления магмообразующего субстрата [7]. Однако с представлением об увеличении глубин магмогенерации плохо согласуется уменьшение содержаний титана в трахибазальтах и повышение их глиноземности. Известно, что поведение титана контролируется несколькими факторами, в том числе давлением, которое коррелируется с глубиной выплавления магм. Рост давления с глубиной способствует переходу титана в расплав [4]. С другой стороны, на поведение титана влияет степень обводненности магмы, увеличение которой ведет к падению концентраций этого компонента и росту содержаний глинозема. Важнейшим признаком повышенной водонасыщенности расплава является, как известно, высокая эксплозивность вулканических извержений, на которую указывает обилие пирокластических образований. Эта черта нехарактерна ни для оливин(?)-авгитовых трахибазальтов, ни для других разновидностей базитов рассматриваемого комплекса.

Сочетание в трахибазальтовом комплексе и подобных ему ассоциациях базальтов, заметно различных по уровню железистости, содержаниям титана, глинозема и других компонентов,

может быть обусловлено непостоянством степени плавления магмообразующего субстрата, а также термодинамических условий последующей эволюции магмы. Считается, что чем выше степень плавления, тем ниже концентрации титана и железа в образующихся расплавах [4]. С другой стороны, высказывается мнение о том, что магнезиальные и железистые базальты являются продуктами разных ступеней дифференциации родоначальной основной магмы [20]. Более того, экспериментальными исследованиями устанавливается принципиальная возможность образования высокоглиноземистых оливиновых базальтов при фракционировании расплава оливинового толеита, протекающем в обстановке умеренного (5—10 кбар) давления [26].

Завершающий этап формирования трахибазальтового комплекса знаменателен еще одним изменением химического состава базитов. В самых поздних подушечных трахибазальтах в сравнении с предшествующими им породами заметно увеличиваются концентрации магнезии, суммарного железа, хрома, никеля и падают содержания глинозема и натрия. Примечательно при этом, что по абсолютному количеству железа они близки к железистым авгитовым трахибазальтам, в базисе которых обилие титаномагнетит. Однако подушечные базиты рудного минерала практически не содержат, а все свойственное им железо концентрируется главным образом в моноклинном пироксене, близком к титанистому авгиту, который кристаллизуется, как известно, в условиях повышенной щелочности и высокого окислительного потенциала [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И. И.* Петрохимические данные при палеотектонических реконструкциях складчатых областей // *Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири.*— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— С. 133—138.
2. *Авдейко Г. П., Бабанский А. Д., Богатиков О. А. и др.* Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.— М.: Наука, 1987.
3. *Альмухамедов А. И., Медведев А. Я.* К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // *Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.*— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 49—69.
4. *Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г.* Вулканические формации.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.
5. *Богатиков О. А., Цветков А. А., Коваленко В. И.* Магматическая эволюция островных дуг // *Тихоокеан. геология.*— 1985.— № 1.— С. 19—33.
6. *Борсук А. М., Цветков А. А., Ивовов Д. А.* Геохимические различия ранних вулканитов в структурах с различным фундаментом // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1987.— № 2.— С. 3—17.
7. *Говоров И. Н.* Происхождение океанических базальтов по петрохимическим данным // *Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис.*— М.: Наука, 1983.— С. 24—38.
8. *Гринберг Г. А., Бахарев А. Г., Недосекин Ю. Д., Сурнин А. А.* Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского пояса // *Новые данные о магматизме Якутской АССР/ЯФ СО АН СССР.*— Якутск.— С. 50—107.
9. *Данилов В. Г., Ставский А. П.* Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса // *Бюл. МОИП. Отд. геол.*— 1984.— Т. 59, № 1.— С. 44—55.
10. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 2: Цепочечные силикаты.— М.: Мир, 1965.
11. *Дмитриев Ю. И.* Островодужные черты в базальтах глубоководных желобов // *Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг.*— М.: Наука, 1982.— С. 99—116.
12. *Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Куголин В. А.* Породообразующие пироксены.— М.: Наука, 1971.
13. *Ефимова С. В., Стафеев К. Г.* Петрохимические методы исследования горных пород.— М.: Недра, 1985.
14. *Золотарев Б. П.* Петрология базальтов современ-

- ного океана в связи с их тектонической позицией // Геотектоника.— 1979.— № 1.— С. 22—35.
15. Красный Л. Л. Тектоника Илий-Тасской зоны // Тектоника востока советской Азии.— Владивосток, 1976.— С. 96—133.
 16. Кузьмин М. И. Геохимия магматических фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.
 17. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма.— М.: Наука, 1983.
 18. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального вулканизма.— М.: Недра, 1980.
 19. Магматические горные породы. Основные породы.— М.: Наука, 1985.
 20. Магматические формации СССР. Т. 1.— Л.: Недра, 1979.
 21. Натальин Б. А. Равнемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления.— М.: Наука, 1984.
 22. Нестеренко Г. В. Ферробазальты дна океана // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис.— М.: Наука, 1983.— С. 127—134.
 23. Оникиенко С. К., Дмитриев Л. В. Трубочатые микролиты плагноклаза в базальтах // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1976.— № 4.— С. 48—52.
 24. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.
 25. Сурнин А. А. Магматические комплексы Илий-Тасской палеорифтовой системы // Проблемы магматизма Восточной Якутии: Сб. науч. тр./ЯФ СС-АН СССР.— Якутск, 1986.— С. 63—71.
 26. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.
 27. Урзов А. С., Протопопов Р. И., Ганеев Л. А. Особенности строения одного из районов Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и связи с ним оруденения // Магматизм и металлогения северо-востока Азии: Тез. докл. Второго Сев.-Вост. петрограф. совещ.— Магадан: Кн. изд-во, 1980.— С. 75.
 28. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг.— М.: Недра, 1985.
 29. Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый В. Ф. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности северо-востока советской Азии // Тектоника и структурная геология. Планетология.— М.: Наука, 1976.— С. 149—155.
 30. Nisbet E. G., Pearce J. A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contrib. Miner. and Petrol.— 1977.— N 63.— P. 149—160.

СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
14 июня 1988 г.

УДК 551.71(571.5)

В. И. Шульдинер, О. В. Авченко, И. В. Козырева

ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ДРЕВНЕЙШИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЕРИЙ НА ЮГЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО РЕГИОНА

Древнейшие серии региона метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Гранулитовые серии образуют пять стратиграфических уровней (снизу): сутамо-чогарский, нижнезверевский, иенгрский, тимптонский, желтулинский. Опорным маркирующим горизонтом является иенгрский уровень благодаря специфическому составу (преобладание кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев) и неповторяемости в разрезе. Для гранулитов характерна латеральная литоформационная устойчивость, которая нарушается лишь на самом верхнем, желтулинском, уровне. Степень метаморфизма гранулитов ослабевает вверх по стратиграфической вертикали и незначительно варьирует по латерали в зависимости от величин геотермического градиента и синметаморфического погружения. Возраст гранулитовых комплексов катархейский. Ме-

таморфические серии амфиболитовой фации делятся на три типа: 1) серии, согласующиеся с гранулитовыми толщами в структурном и метаморфическом (в смысле единства метаморфической зональности) отношении, что указывает на их принадлежность к единому с гранулитами стратиграфическому комплексу; 2) серии, в структурном и метаморфическом отношении наложенные на гранулиты; 3) реликтовые образования субстрата гранитогнейсовых куполов. Стратиграфическое положение двух последних типов неясно, но косвенные данные свидетельствуют в пользу вторичного происхождения структурной и метаморфической несогласованности гранулитовых и амфиболитовых серий, первоначально принадлежавших к единому катархейскому разрезу.

Недавно исполнилось 50 лет со дня выхода известной книги Д. С. Коржинского [7] о геологии кристаллических серий бассейна Тимптона — работы, положившей начало систематическому изучению стратиграфии архея Алдано-Станового региона. Д. С. Коржинский предложил трехчленное деление кристаллического архея, сохранившее свое значение до сегодняшнего дня. Крупным вкладом в исследование сибирского докембрия явились также работы Н. В. Фроловой [12], показавшей, что выделяемые на местности петрографические ассоциации гнейсов и кристаллических сланцев могут проследиваться как плоские тела, подобные пластам и толщам осадочных пород, и по аналогии с ними рассматриваться как литостратиграфические подразделения. Эти выводы были положены в основу мелко- и средне-масштабных геологических съемок, которые в сравнительно короткий срок покрыли территорию региона.

Картирование показало, что такой литостратиграфический подход в целом оправдал себя. Крупные слоистые тела с видимой мощностью до тысяч метров, несмотря на интенсивный метаморфизм, дислоцированы, как правило, не очень сложно и могут быть прослежены в складчатых структурах на значительные расстояния. При этом вертикальные петрографические последовательности в этих телах сохраняются на всем их протяжении. Некоторые из

них образованы специфическими формациями, что помогает осуществлять корреляции разобоченных районов. Если такие тела к тому же сложены породами, первичное осадочное происхождение которых особых сомнений не вызывает (кварциты, карбонатные породы и т. п.), то предположение об их супракрустальном — «стратогенном» — происхождении кажется вполне оправданным. Существенную помощь в расчленении и корреляции древнейших кристаллических толщ оказывает также изучение истории их метаморфизма. Тем не менее вопросы стратиграфии этих толщ еще далеки от разрешения и многие трудности не преодолены.

В настоящей статье рассмотрена возможность широких корреляционных построений на основе литостратиграфических и метаморфических критериев. Как известно, древнейшие толщи на юге Алдано-Станового региона слагают два метаморфических яруса, из которых нижний относится к гранулитовой фации, верхний — к амфиболитовой (рис. 1). Небольшое развитие имеют также сравнительно слабо метаморфизованные (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации) породы, которые обычно относят к верхнему архею или нижнему протерозою, но они здесь не рассматриваются.

Стратиграфия гранулитовых комплексов. В гранулитовом метаморфическом ярусе изве-

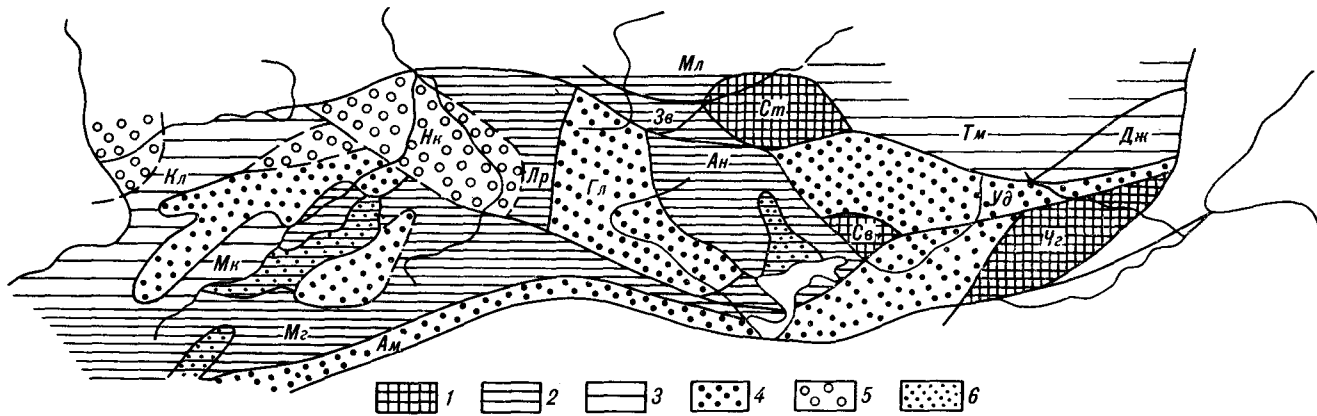


Рис. 1. Главные элементы раннедокембрийской структуры южной части Алдано-Станового региона.

1—3 — выступы гранулитового яруса, эродированные до сутамо-чогарского (1), нижнезверевского и иенгского (2), тимтонского и желтулинского (3) стратиграфических уровней; 4, 5 — выходы гнейсового яруса, дискордантные (4) и конкордантные (5) по отношению к структурам гранулитового яруса; 6 — главные зоны развития гранитогнейсовых куполов; пояснения в тексте. Блоки и выступы метаморфических пород: Ам — Амазарский, Ан — Андреевский, Дж — Джанинский, Зв — Зверевский, Кл — Каларский, Лр — Ларбинский, Мг — Могочинский, Мк — Моклаканский, Мл — Мелемкенский, Нж — Нюкжинский, Св — Сивакано-Токский, Ст — Сутамский, Тм — Тимтово-Учурский, Уд — Удско-Майский, Чз — Чогарский.

стен литоформационный уровень, который обычно используют для стратиграфических корреляций [13, 14]. Он представлен специфической толщей, сложенной преимущественно кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами. Породы этого уровня широко распространены в Центрально-Алданском районе (Нимьинский и Мелемкенский блоки), где они представлены верхнеалданской свитой, в Зверевском блоке (холодниканская свита), в Андреевском, Ларбинском (ларбинская свита), Могочинском и Моклаканском (шуругинская свита) выступах гранулитов Становой системы. Ни в одном из разрезов кварцитоглиноземистая толща дважды не повторяется. Мощность ее во всех выходах примерно одинакова (1,5—2 тыс. м) и лишь в Центрально-Алданском районе возрастает до 4 тыс. м. По выделенному Д. С. Коржинским стратотипу назовем этот кварцитоглиноземистый уровень иенгским. Толщи иенгского уровня, так же как и подстилающие их образования, практически (за малыми исключениями) лишены мраморов и кальцифиров, тогда как в вышележащих сериях карбонатные породы, как правило, содержатся в заметных, хотя и переменных количествах и встречаются регулярно.

Особенности иенгского разреза и их систематическое повторение в разных частях региона свидетельствуют о стратогенном происхождении охарактеризованных толщ, о фациальной однородности древнейшего бассейна осадконакопления и, как следствие, о возможности использования этих толщ для стратиграфических корреляций. Эти выводы распространяются на огромную территорию, протяженность которой с севера на юг и с запада на восток превышает 500 км.

Наблюдаются и определенные фациальные неоднородности, но они, как правило, не столь велики, чтобы затруднить корреляцию. Так, Центрально-Алданский район заметно отличается от более южных: в его пределах, как указывалось, кварцитоглиноземистая толща имеет большую мощность, с чем, очевидно, связано и большее распространение пород этой толщи на поверхности, и более широкое развитие древних гранитоидов, обычно тяготеющих к кислым сериям. Вместе с тем бытующие в литературе представления о контрастности этих районов, по-видимому, преувеличено. Оно усугубляется тем, что в Центрально-Алданском районе не вскрыты (или вскрыты на незначительную глубину) подстилающие иенгский уровень образования, тогда как южнее эрозионный срез обнажает подиенгские толщи, в которых преобладают метабазиты [1, 14]. Эти толщи, слагающие низы зверевской серии, будем относить к самостоятельному нижнезверевскому стратиграфическому уровню.

Специальную проблему составляет стратиграфическое положение гранулитов Сутамского блока, где кварцитоглиноземистая толща отсутствует. Здесь, правда, имеется толща повышенной глиноземистости, но, по нашим наблюдениям, она не похожа на свиты иенгского уровня, отличающаяся пестрым составом и незначительной ролью кварцитов. В ней преобладают гранат-биотитовые и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, гранатовые гранулиты, широко распространены гиперстеновые и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, амфиболиты и другие основные породы. Собственно высокоглиноземистые гнейсы и сланцы — силлиманит- и кордиерит-гранатовые, гиперстен-силлиманитовые, сапфириновые и другие — встречаются гораздо

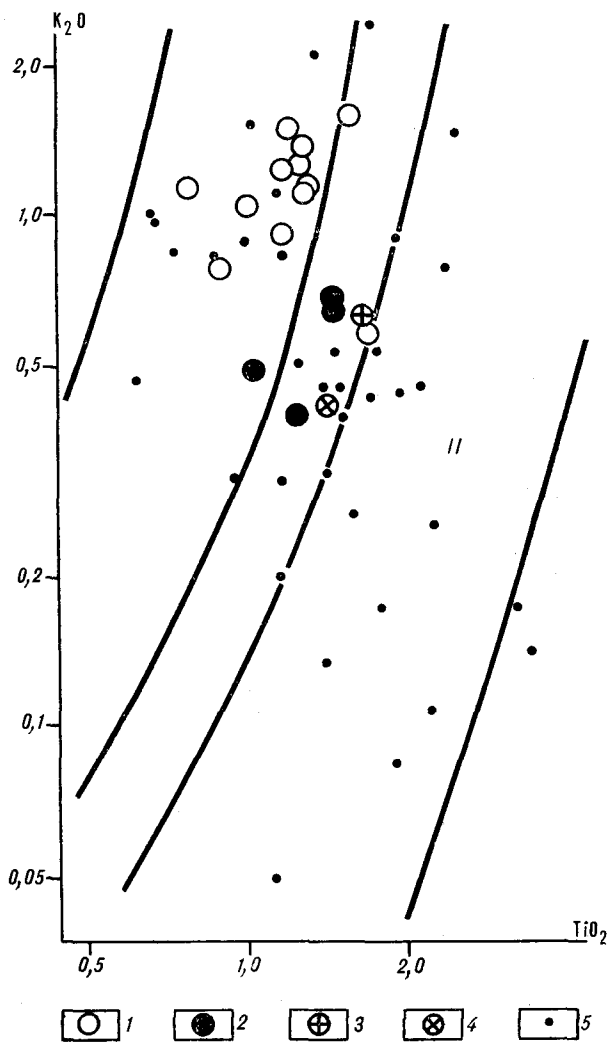


Рис. 2. Составы метабазитов гранулитовой фации Алдано-Станового региона.

1—4 — средние составы метабазитов для свит различных стратиграфических уровней: 1 — надиенгрских, 2 — иенгрского и нижнезверевского, 3 — сутацкого, 4 — чогарского комплексов; 5 — единичные составы метабазитов сутацкого и чогарского комплексов (по [4, 10, 11, 14]). Оконтурены поля базальтоидов островодужного (I) и океанического (II) типов (по [16]).

реже и рассеяны по разрезу, не образуя самостоятельной компактной толщи. Между тем на участках, примыкающих к Сутацкому блоку с северо-запада (Мелемкенский блок) и непосредственно с юга (Андреевский выступ), распространена кварцитоглиноземистая толща в ее типичном («иенгрском») выражении. Столь резкое изменение состава на границах блока, проявленное на фоне латерально однородного иенгрского уровня, свидетельствует о принадлежности сутацкого разреза к иному стратиграфическому уровню, а практически полное отсутствие карбонатных пород — о его подиенгрском положении. Метаморфические толщи Сутацкого блока несопоставимы и с комплек-

сами нижнезверевского уровня, заметно отличающаяся от них общим преобладанием пород умеренно кислого состава — плагиогнейсов и эндербитов. Скорее всего, сутацкие породы принадлежат к самым нижним частям гранулитового яруса, как это предполагал А. А. Маракушев [8]. Подобные образования развиты также в Сивакано-Токском блоке (за исключением его крайнего, юго-западного угла, кварцитсодержащие толщи которого тяготеют скорее к зверевской серии) и в Чогарском блоке [3]; мы можем отнести их к единому сутамо-чогарскому стратиграфическому уровню.

Что касается Тимптоно-Учурского блока, то развитые здесь толщи относятся, как известно, к надиенгрским уровням — тимптонскому и желтулинскому, на которых преобладают соответственно основные и кислые гранулиты; их отличительной особенностью является довольно широкое распространение карбонатных пород, особенно на желтулинском уровне [13]. Такой же состав имеют толщи прилежащего Джанинского блока [5]. На западе региона — в Зверевском, Ларбинском и других блоках — разрез гранулитового яруса завершается толщами тимптонского уровня (курбаликитская, амазарская, устьципинская и другие свиты).

В соответствии со стратиграфическим положением гранулитов меняются их петрохимические характеристики, отражающие исходный состав и происхождение. Так, кислые гранулиты иенгрского и надиенгрских уровней большей частью отвечают по составу терригенным породам, а нижнезверевского и сутамо-чогарского — кислым вулканитам и грауваккам [14]. Отчетливо прослеживается и эволюция метабазитов [11]. На диаграмме K_2O-TiO_2 (рис. 2) метабазиты Алдано-Станового региона отчетливо распадаются на две группы: средние составы, полученные по свитам надиенгрских уровней*, попадают в поле островодужных базальтоидов, иенгрского и подиенгрского уровней — приближаются к океаническим толеитам. Все же это нетипичные для океанических пород составы, их отличает сравнительно высокая калиевоность. Ближе других к океаническим оказываются средние составы метабазитов самых нижних комплексов — сутацкого и чогарского, поскольку в них довольно обычны породы, соответствующие настоящим низкокальциевым толеитам океанического типа; для более верхних свит они нехарактерны. Конечно, сравнение с современными базальтами не может служить основой для прямых параллелизаций геодинамических обстановок, однако оно позволяет судить об эволюционном уровне

* За исключением сеймской свиты [10], стратиграфическое положение которой, возможно, требует уточнения.

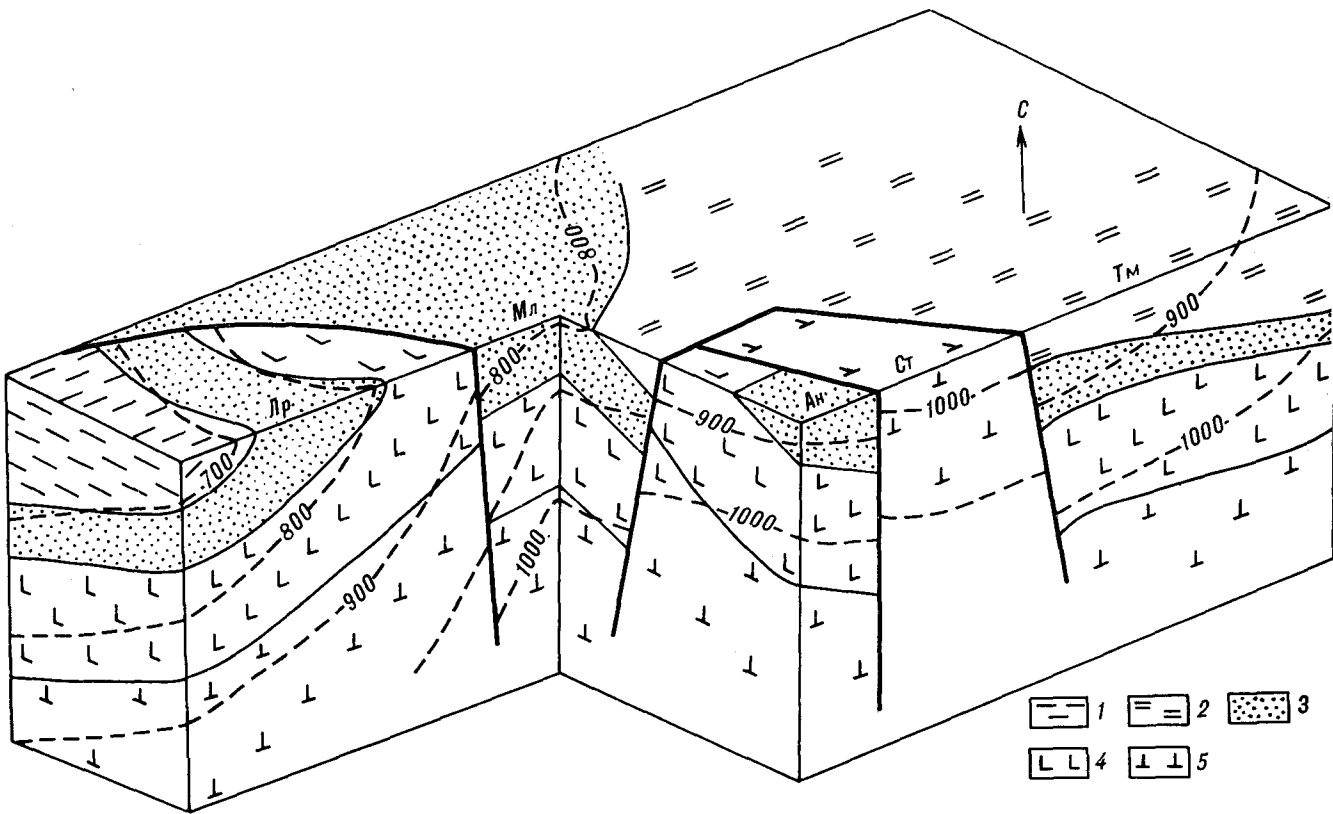


Рис. 3. Принципиальная схема соотношений стратиграфических и метаморфических уровней на юго-востоке Алдано-Станового региона.

Стратиграфические уровни: 1, 2 — надиевргские (1 — нюкжинская, 2 — тимптонская и желтулинская серии); 3 — иенгрский; 4 — нижнезверевский, 5 — сутамо-чогарский; пунктир — изотермы метаморфизма, °С. Названия блоков см. рис. 1.

древнейших метабазитов, который, как видим, находится в соответствии с уровнем стратиграфическим.

Рассмотрим далее соотношения стратиграфических уровней с метаморфическими. Сейчас уже ясно, что условия метаморфизма гранулитовой фации заметно варьируют как по вертикали, так и по латерали. В каждом отдельном районе наблюдаются сопряженные изменения температуры и давления [10] — в соответствии с определенным геотермическим градиентом. Иногда эти изменения связывают с регрессивным этапом, и отчасти это правильно, но все же в большей мере разброс значений определяется прогрессивным метаморфизмом. Это видно, в частности, из того, что *PT*-уровень древнейшего метаморфизма в каждом конкретном разрезе соответствует положению пород в стратиграфической колонке, нарастая вниз по вертикали [15]. Поэтому в местах тектонического совмещения разных стратиграфических уровней наблюдается резкий перепад в степени метаморфизма, как это имеет место, например, на контакте иенгрского и сутамо-чогарского уровней вдоль границ Сутамского блока (рис. 3).

Изменения *PT*-параметров метаморфизма по

стратиграфической латерали гораздо более плавные. Они обусловлены двумя причинами. Во-первых, латеральными изменениями температурного градиента, хотя они очень невелики: по данным В. И. Кицула [10], например, можно видеть, что во всем регионе колебания температуры при одинаковом давлении (т. е. на одинаковой глубине) лишь незначительно превышают 100 °С. Вторая причина — разная глубина погружения одной и той же толщи во время метаморфизма, что отражает дифференцированный характер синметаморфических дислокаций. Так, на западе региона, в районе Нюкжи, толщи тимптонского уровня метаморфизованы в условиях, пограничных между амфиболитовой и гранулитовой фациями, что соответствует глубине порядка 20 км [15]. Восточнее метаморфизм нарастает, и в верховьях Май толщ того же стратиграфического уровня изменены, судя по данным В. М. Кастрюкиной, в условиях, близких к сутамо-чогарской фации, т. е. они погружались на глубину более 30 км. Таким образом, в Становой системе глубина синметаморфического погружения возрастала с запада на восток; параллельно с этим снижался вертикальный температурный градиент (см. рис. 3). Похожая картина возра-

станция глубинности метаморфизма вдоль стратиграфических поверхностей с запада на восток как будто намечается и для более северных районов Алданского массива [10].

Картина же распределения метаморфических фаций на современной поверхности определяется в основном характером постметаморфических дислокаций, в результате которых исходно пологие, лишь в малой степени искривленные за счет неодинакового температурного градиента изотермические поверхности оказываются в разной степени приподнятыми и, соответственно, в разной степени эродированными. В самом общем виде можно сказать, что глубина эрозионного среза слабо увеличивается с северо-запада на юго-восток, но эта тенденция осложнена локальными блоковыми перемещениями. Особенно выделяется дугообразная полоса, образуемая резко поднятыми Сутамским, Сивакано-Токским и Чогарским блоками, в которых эрозия достигла самых нижних стратиграфически и самых глубинных по метаморфизму толщ (см. рис. 3). Сказанное не согласуется с распространившейся в последнее время идеей о существовании метаморфического пояса повышенных давлений вдоль северного ограничения Становой системы.

Стратиграфия метаморфических комплексов амфиболитовой фации. Строение верхнего (будем для краткости называть его гнейсовым) метаморфического яруса довольно однообразно, и слагающие его толщи обычно относят к единому становому комплексу. Однако исследование последних лет показали, что структурные и метаморфические отношения этих толщ с гранулитовым ярусом различны, и это дает основание разделить их на три самостоятельных типа.

К первому типу — сохраним за ним название станового — относятся серии, которые слагают синклинорные структуры, резко дискордантные по отношению к структурному плану разделяющих их выступов гранулитового яруса. Отчасти они имеют четко выраженную линейную форму, из-за чего их иногда называют трогами (Амазарский, Удско-Майский), но чаще форма синклинориев неправильная, в какой-то мере приближающаяся к изометричной. Внутренняя складчатая структура синклинориев в главном согласуется с внешними очертаниями, что может указывать на их сингенетичность. Преобладающими породами являются биотитовые, иногда гранатовые гнейсы и роговообманко-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, которые чередуются в разрезе в виде мощных (первые тысячи метров) толщ. В конкретных разрезах каждая из таких толщ повторяется обычно не более двух раз, но общее число их неизвестно, и сколько-

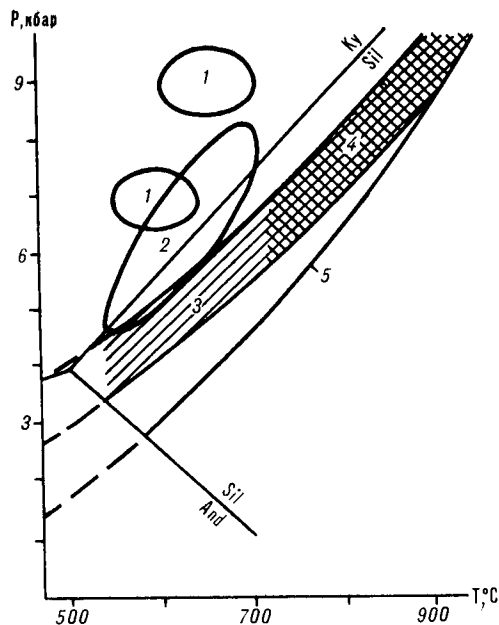


Рис. 4. Параметры метаморфизма кристаллических комплексов юга Алдано-Станового региона.

1 — раннепротерозойский метаморфизм Удско-Майского и Гиллоиского блоков [6]; 2 — раннепротерозойский (повторный) метаморфизм Нюкжинского блока; 3, 4 — архейский (первичный) метаморфизм Нюкжинского блока: нюкжинская (3) и курультинская (4) серии [15]; 5 — геотерма катархей (по [14]).

нибудь надежных данных для корреляции разрезов разных синклинориев нет.

Метаморфизм также довольно монотонный: он в основном соответствует амфиболитовой фации и принадлежит к кианит-силлиманитовому типу (рис. 4). Местами, например в Удско-Майском синклинории, параметры метаморфизма достигают очень больших значений — до 9 кбар и более и почти до 700 °C. Распределение *PT*-параметров по стратиграфической вертикали и горизонтали не изучено. Во всех описанных структурах проявлена очень характерная для станового комплекса особенность: широкое распространение сравнительно низкотемпературных водосодержащих минералов (мусковита, эпидота) при повсеместном интенсивном развитии мигматитов. Сочетание этих двух фактов указывает на аномально высокое давление воды, которое расширяет устойчивость водосодержащих минералов в область высоких температур (в удско-майском разрезе ассоциация мусковит — кварц устойчива до 680 °C) и одновременно снижает температуру плавления; по нашим расчетам, $P_{H_2O} > 0,5P_S$ [6].

Таким образом, метаморфизм станового комплекса отличается от метаморфизма гранулитового яруса не только более низкими температурами, но и более низким градиентом T/P и более высоким отношением P_{H_2O}/P_S .

Зная, что эпоха гранулитового метаморфизма отличалась сравнительным постоянством температурного градиента по латерали, приходится считать, что резко отличный метаморфизм станового комплекса свидетельствует о его принадлежности к иной эпохе. Более молодой возраст станового метаморфизма устанавливается и прямыми наблюдениями — по его наложению на гранулиты [1].

Ко второму типу образования гнейсового яруса относятся серии, надстраивающие разрез гранулитов без видимого перерыва и несогласия. Таковы отношения нюкжинской * гнейсовой серии с курультинской гранулитовой в Нюкжинском блоке [9, 15]. Здесь установлено также, что уровень метаморфизма непрерывно снижается вверх по разрезу и что нюкжинская серия оказывается в зоне амфиболитовой фации, которая без всякого разрыва наращивает вертикальную метаморфическую зональность гранулитов (см. рис. 4). В петроформационном отношении нюкжинская серия очень похожа на вышеописанные образования станового комплекса, но ее отличает специфика метаморфизма. Метаморфизм нюкжинской серии характеризуется принадлежностью к более высокоградиентному ряду (и, соответственно, отсутствием кванта) и сравнительно низкой долей P_{H_2O} , так что мусковит и эпидот имеют здесь более ограниченное развитие и исчезают в зоне мигматизации и анатексиса, которые и сами проявлены не столь интенсивно, как в становом комплексе. Примечательно, что в Нюкжинском блоке не только гранулиты, но и породы гнейсового яруса претерпевают повторный метаморфизм, который по своим *PT*-параметрам отвечает становому метаморфизму [15].

Подобные же отношения между гранулитовым и гнейсовым ярусами установлены в низовьях Калара [14], их можно предполагать и в верховьях Калакана. Севернее, в Олекминской зоне, в таких же отношениях, судя по данным Е. П. Миронюка [9], находятся олекминская и курультинская серии. Таким образом, часть метаморфизованных в амфиболитовой фации пород образует совместно с гранулитами структурно единый комплекс. То, что верхи этого единого разреза в Нюкжинском, Каларском и Олекминском блоках заходят в зону амфиболитовой фации, согласуется с выводом о сравнительно небольшом погружении древнейших толщ во время их метаморфизма

на западе Алдано-Станового региона (см. рис. 3).

Наконец, третий тип пород амфиболитовой фации представлен гнейсами и сланцами, которые слагают реликты древнего субстрата в гранитогнейсовых куполах. Они имеют довольно широкое распространение, особенно в западной части региона. Обычно эти породы включают в состав станового комплекса, основываясь на их петроформационном сходстве. Но как известно, гранитогнейсовые купола — структуры длительного и интенсивного воздымания, и можно думать, что в их пределах вскрываются очень глубинные образования древнейших серий, почти полностью переработанные в ходе гранитизации [14]. Зоны развития гранитогнейсовых куполов обычно тяготеют к блокам гранулитового яруса, и в нашей схеме (см. рис. 1) они включены в эти блоки. Каких-либо иных признаков их исходного стратиграфического положения не сохранилось.

Возрастные отношения стратиграфических и метаморфических элементов структуры. Самыми древними элементами структуры региона являются стратиграфические подразделения тимптонского и более низких уровней, обладающие латеральной устойчивостью петроформационных особенностей. Эволюция их формирования шла от накопления сравнительно слабо дифференцированных супракрустальных серий умеренно кислого состава (сутамо-чогарский уровень) к становлению перемежающихся контрастных серий основного-ультраосновного (зверевский и тимптонский уровни) и кислого (высокоглиноземистые и существенно кварцевые породы иенгрского уровня) состава. Твердых доказательств существования досупракрустального фундамента перечисленных серий нет — ни офиолитового типа, как предполагают некоторые исследователи, ни сравнительно кислого (тоналитового) состава, как думают другие. Формирование названных подразделений предшествовало всем известным в регионе событиям. Поэтому можно думать, что самые ранние из полученных здесь изотопных датировок фиксируют время накопления этих подразделений. Наиболее надежная из таких датировок получена в последнее время по дометаморфическим ядрам цирконов из гиперстеновых плагиогнейсов, ассоциирующихся с кварцитами иенгрской серии в Центрально-Алданском районе, — 3,5 млрд лет [2]. Она свидетельствует о принадлежности большей части алданского разреза к катархею, верхняя возрастная граница которого определяется в 3,5—3,6 млрд лет.

Стратиграфические подразделения надтимптонских уровней латерально неоднородны, что затрудняет их корреляцию и интерпретацию

* Условное название. Стратиграфическая номенклатура гнейсовых толщ Нюкжинского блока не разработана; в разных работах их относят то к становой или иликанской, то к олекминской серии, хотя структурная обособленность и специфика разреза дают основание для его выделения в самостоятельную серию.

возрастных отношений. На востоке описываемого региона выше тимптонского уровня залегают джелтулинская серия, в составе которой преобладают гранатовые гнейсы и мраморы (терригенно-карбонатный тип разреза), на западе — нюкжинская и ее аналоги, представленные монотонными толщами биотитовых и роговообманковых гнейсов и сланцев (терригенно-вулканогенный тип). Весьма существенна и разница в метаморфизме этих серий: первая принадлежит к гранулитовой фации, местами к весьма глубинным ее уровням, вторая — к амфиболитовой. Однако в данном случае разница в метаморфизме не может быть использована для выяснения стратиграфических отношений, поскольку названные серии территориально разобщены и принадлежат к зонам с неодинаковым режимом прогибания (см. рис. 3). Несходство джелтулинской и нюкжинской серий может быть истолковано двояко: либо они относятся к разным стратиграфическим уровням (и тогда в основании одной из них следует предположить перерыв в накоплении, соответствующий времени накопления другой серии), либо являются разнофациальными стратиграфическими аналогами. Но в любом случае приходится констатировать, что начиная с надтимптонского уровня происходит дифференциация прежде единого и однородного бассейна.

Это событие — переход от латерально однородной к дифференцированной обстановке накопления супракрустальных образований — представляет собой один из переломных моментов в ранней геологической истории региона. Возможно, его удастся использовать как важный репер в стратиграфических построениях. Но пока неясен возраст этого события. По своему значению оно уступает, а по времени предшествует тому революционному перелому в истории Земли, который знаменуется заложением архейских зеленокаменных поясов. Самые древние датировки вулканитов зеленокаменных поясов Алдано-Станового региона приближаются к 3 млрд лет [2], однако не исключено, что по аналогии с другими древнейшими провинциями мира здесь будут обнаружены и более ранние, нижнеархейские образования подобного типа. Возраст же накопления надтимптонских уровней алдано-станового кристаллического разреза следует считать скорее всего катархейским, полагая, что более молодые датировки, полученные по породам этих уровней, связаны с метаморфическими преобразованиями.

Метаморфическая история древнейших комплексов региона очень сложна и характеризуется многократным наложением разнофациальных и разнотипных процессов на одни и те же породы. Проследить и скоррелировать эти

процессы на более или менее обширных пространствах, а также соотнести их с литостратиграфическими границами оказывается делом трудным и чреватым ошибками. Одна из таких застарелых уже ошибок — признание повсеместной разновозрастности метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций. Имеются также попытки выделить и скоррелировать разные этапы гранулитового метаморфизма, но они еще менее убедительны. Возможно, древнейшая метаморфическая история заключалась не в ряде (как это обычно полагают) последовательных обособленных термальных импульсов, а в длительном пребывании горных масс в глубинной высокотемпературной зоне, в продолжение которого повторялись ограниченные по амплитуде асинхронные перемещения геозотерм относительно литологических границ — такая ситуация кажется более естественной для гигантского метаморфического «океана» древнейшей эпохи [15]. Изотопные определения возраста, если они не искажены, чаще относятся не к этим флуктуациям, а к моменту завершения метаморфизма, т. е. вывода горных масс из высокотемпературной зоны, что могло быть неодновременным в разных частях региона. На западе, в Олекминском и Нюкжинском блоках, это событие датировано в 2,6 млрд лет, и, следовательно, можно думать, что здесь катархейские серии продолжали оставаться в зоне высокотемпературного метаморфизма вплоть до познеархейского орогенеза [15].

Более поздние проявления метаморфизма отчетливо идентифицируются благодаря тому, что они резко отличаются по режиму и сопряжены с ясно выраженной структурной перестройкой, которая была названа Д. С. Коржинским становой орогенией. Метаморфизм становой эпохи характеризовался относительно низким геотермическим градиентом и высоким давлением воды, так что даже на самых глубоко эродированных уровнях не достигает гранулитовой фации. Возраст его определяется наложением на гранулиты, датированные цифрой 2,6 млрд лет, т. е., как это и предполагал Д. С. Коржинский, относится к раннему протерозою. Однако и в этом случае возраст метаморфизма не обязательно совпадает с возрастом субстрата метаморфических серий, и вопрос о том, накопились ли серии станового типа в течение раннепротерозойского или более древнего цикла, остается открытым. Ясно, что эти серии — непретерозойские гранулиты тимптонского или более древних уровней (реликты гранулитов при повторном метаморфизме, как правило, бесследно не исчезают), но, может быть, они соответствовали стратиграфическому и метаморфическому уровню нюкжинской серии или более высоких горизонтов того

же древнейшего комплекса. Отчетливое сходство с нюкжинской серией и, наоборот, несходство с верхнеархейскими и нижнепротерозойскими толщами метаморфизованных осадков и вулканитов региона скорее свидетельствуют в пользу последнего предположения.

розойскими толщами метаморфизованных осадков и вулканитов региона скорее свидетельствуют в пользу последнего предположения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта // Геология и петрология докембрия.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 142—216.
2. Другова Г. М., Морозова И. М., Левченко О. А. и др. Этапы развития раннего докембрия и проблемы архейского фундамента в западной части Алданского щита // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология.— Иркутск, 1987.— С. 543—562.
3. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты.— М.: Наука, 1978.
4. Кастрыкина В. М., Карсаков Л. П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1977.— Т. 52, вып. 2.— С. 5—21.
5. Козырева И. В. К вопросу о выделении джанинской серии в архейских образованиях юго-восточной части Алданского щита // Вопросы магматизма и оруденения Дальнего Востока.— Владивосток, 1973.
6. Козырева И. В., Авченко О. В., Мишкин М. А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов.— М.: Наука, 1985.
7. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты.— М., 1936.— (Тр. ДНИГРИ; Вып. 86).
8. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.— М.: Наука, 1965.
9. Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита.— М.: Недра, 1971.
10. Ранний докембрий Южной Якутии.— М.: Наука, 1986.
11. Рудник В. А., Великославинский С. Д., Верхалозкий В. Н. и др. Эволюция геохимических признаков и периодизация докембрия // Проблемы времени в геологии.— Владивосток, 1979.— С. 142—147.
12. Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири // Геология и петрология докембрия.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— С. 13—49.
13. Фрумкин И. М. Архейская группа // Геология Якутской АССР.— М.: Недра, 1984.— С. 5—30.
14. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ.— М.: Недра, 1982.
15. Шульдинер В. И., Панченко И. В. Эволюция эндогенных режимов раннедокембрийских высокотемпературных комплексов Станового хребта // Магматические и метаморфические формации в истории Земли.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 125—129.
16. Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И. Фундамент тихоокеанских активных окраин.— М.: Наука, 1987.

ВСЕГЕИ
Ленинград
ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
1 августа 1988 г.

УДК 552.322 : 550.42

*Т. И. Фролова, И. А. Бурикова, С. И. Дриль,
Д. К. Бейли, О. Б. Мигрейкина*

ПРИРОДА НИЗКОКРЕМНЕЗЕМИСТЫХ ОЛИВИН-АНОРТИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Детально обсуждаются петрохимия, геохимия, текстурные и структурные особенности, состав существующих минералов и стекол оливин-анортитовых включений, подразделяемых на два типа. Делается вывод, что включения оливин-анортитовых пород (алливалитов) являются фрагментами расположенных под вулканами магматических очаговых зон, захваченными при вулканических извержениях в твердом (первый

тип) и жидком (второй тип) состоянии. Параллельно рассмотрению эволюции химизма включений и вмещающих пород и флюидного режима приводит к выводу об обусловленности известково-щелочного тренда дифференциации в островных дугах окислением восстановленных глубинных флюидов, а не дегидратацией океанической коры в сейсмофокальных зонах.

Детальное изучение вещественного состава оливин-анортитовых и других аналогичных им базитовых включений, проведенное в последние годы, позволяет отрицать их происхождение как ксенолитов, чуждых включающим их вулканическим породам, и рассматривать как родственные образования. Критика представлений о ксеногенном характере включений, наиболее последовательно развиваемых Ф. Ш. Кутыевым и В. Н. Шараповым [7], обобщена в работе О. Н. Волынца и др. [2]. Генетическая общность включений и вулканитов доказана во многих работах [2, 5, 13, 15, 16, 18 и др.].

О магматическом генезисе оливин-анортитовых включений говорит наличие в них магматических структур и признаков кристаллизации минералов из магматического расплава. Важной особенностью, проливающей свет на их происхождение, является их ассоциация с включениями как более высокой кремнекислотности — эвкритами, оливиновыми и безоливиновыми габбро и габбро-норитами, кварцевыми габбро, вплоть до редких кварцевых диоритов, тоналитов и натриевых гранитов [1, 7], так и, значительно реже, с ультрамафитами (оливинитами, верлитами). Генетическое единство всей гаммы перечисленных включений доказывается близостью минеральных парагенезисов и закономерным изменением состава фаз по мере роста кремнекислотности пород. Так, в габбро и габбро-норитах присутствуют ядра анортита (битовнита), окаймленные более кислыми зональными плагиоклазами. Оливин и клинопироксен характеризуются все возрастающей железистостью по мере уменьшения основности пород. В этом же направлении происходит изменение парагенезисов с исчезнове-

нием оливина и появлением ортопироксена. Вулканические породы, выносящие включения, относятся в подавляющем большинстве случаев к низкокальциевой толеитовой серии. Отличительными чертами ее химизма, так же как и всего ряда базитовых включений, являются высокие содержания глинозема и извести и низкие — щелочей, особенно калия. Помимо общих черт химического состава признаками генетической связи между вулканитами и включениями являются близость состава интерстициальной основной массы включений с низкокальциевыми базальтами (табл. 1, рис. 1), а также наличие в некоторых базальтах приликвидусного высокотемпературного парагенезиса, представленного анортитом и оливином. В качестве реликтового он присутствует и в более кислых породах серии: андезибазальтах, андезитах и андезидацитах. Тождественность изотопных отношений стронция, а также некоторые особенности в содержаниях микроэлементов, свойственные как вулканитам, так и включениям отдельных вулканических построек, подтверждают их генетическое родство [13].

Итак, общность вещественного состава всего перечисленного набора включений и вмещающих их пород позволяет относить их к единой интенсивно дифференцированной эффузивно-интрузивной серии пород, что хорошо видно на петрохимических диаграммах (см. рис. 1).

Вулканические породы, выносящие включения на поверхность, разнообразны как по составу, так и по фацциальной принадлежности. Они представлены базальтами, андезитами и дацитами, обильны включения в игнимбритах и в средней и кислой пирокластике, завершающей малые циклы развития вулканов. Помимо

Средний состав стекол в оливин-анортитовых включениях вулканов Заварицкого и Ксудач, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,61	52,36	52,92	65,00	72,10	61,44	48,47	51,75	50,11
TiO ₂	0,87	0,87	0,73	1,15	0,50	0,31	0,86	0,46	0,66
Al ₂ O ₃	15,94	16,09	15,92	14,02	12,87	21,21	16,46	21,94	19,20
FeO	10,61	10,58	10,18	5,10	4,52	3,38	10,57	5,32	7,95
MnO	0,25	0,19	0,22	0,19	0,13	0,10	0,33	0,13	0,23
MgO	4,09	3,82	4,84	1,92	0,83	0,35	10,26	3,78	7,02
CaO	12,52	10,80	10,82	6,41	3,45	7,81	14,04	13,36	13,70
Na ₂ O	2,75	2,83	2,87	3,05	2,14	4,81	1,22	3,33	2,28
K ₂ O	0,27	0,29	0,19	0,64	0,90	0,46	0,05	0,08	0,07
	98,91	97,88	98,69	97,48	97,44	99,87	102,3	100,2	101,2
n	1	7	3	2	1	5	3	3	5

Примечание. 1—3 — стекло из орбикулярного зонального алливалитового включения (влк. Заварицкого): 1 — внешняя, 2 — промежуточная, 3 — центральная зона; 4—6 — стекла из вмещающих пород (влк. Заварицкого): 4, 6 — интерстициальные стекла из андезитов, 5 — стекло из основной массы андезигодацитовой пемзы; 7—9 — стекла из алливалитового включения (влк. Ксудач).

включений выносятся их дезинтегрированные фрагменты, многочисленные сростки плагиоклаза и оливина и отдельные мегакристы этих минералов. Многие включения, сростки и мегакристы окружены базальтовой «рубашкой». На вулканах Ильинский и Желтовский описаны базальтовые бомбы типичной удлиненной формы, содержащие во внутренних частях обломки включений или кристаллы анортита и оливина [2]. Из сказанного следует, что наибольшую степень родства включения имеют с базальтовым расплавом, составляющим в порфириновых включениях основную массу (см. табл. 1).

Включения весьма разнообразны по морфологии и внутреннему строению. Выделяются два главных морфологических типа. Первый тип характеризуется как неправильной, угловатой, так и округлой или эллипсоидальной формой и сильно варьирующими размерами — от 1—2 см до 1—1,5 м, причем различные по размеру включения встречаются совместно. Преобладают крупнозернистые полнокристаллические породы, обычно содержащие незначительную примесь интерстициальной основной массы со стеклом (1—2, редко 10 %). Реже встречаются порфириновые включения гипабиссального облика с раскристаллизованной основной массой (до 60 %). Текстуры включений весьма разнообразны — массивные, пористые, полосчатые и такситовые. Характерна независимость текстурного рисунка от границ включения. В отдельных случаях они окружены мелкозернистой каймой роговиковой структуры, сложенной теми же минералами.

Второй тип представлен округлыми или эллипсоидальными включениями с концентрически-зональным строением, обычно более мелки-

ми и более однородными по размерам (от 1—2 до нескольких десятков сантиметров). По валовому химическому составу те и другие включения близки, а существующие вариации состава удовлетворительно объясняются различиями между отдельными членами одной и той же генетической серии на различных стадиях ее дифференциации. Количественные соотношения отдельных типов изменчивы.

Остановимся подробнее на каждом из выделенных типов включений. Разнообразие микроструктур, наблюдаемое в первом типе, — от крупнозернистых габбровых до порфириновых — свидетельствует о разных глубинах затвердевания включений, вплоть до гипабиссальных. Отсутствие зональности и крупные размеры зерен преобладающего раннего парагенезиса свидетельствуют о кристаллизации большинства включений из медленно остывающего расплава в равновесных условиях. Встречаются кумулятивные структуры, в которых в промежутках между минералами кумулуса, представленными анортитом и оливином, развиты более мелкие интеркумуляусные ксеноморфные кристаллы битовнита, клинопироксена и титаномангнетита, либо интерстициальная основная масса со стеклом, образующая гнезда или пленки между минералами (рис. 2) [13]. Подобные кумулятивные структуры описаны также в аналогичных включениях в вулканах Малой Английской и Алеутской островных дуг [16, 18 и др.].

Полосчатые текстуры определяются различиями либо в размерах зерен, либо в количественных соотношениях минералов. Границы полос резкие или постепенные, полосы имеют вид линз, часто выклинивающихся, хотя отмечаются и ритмически слоистые образцы,

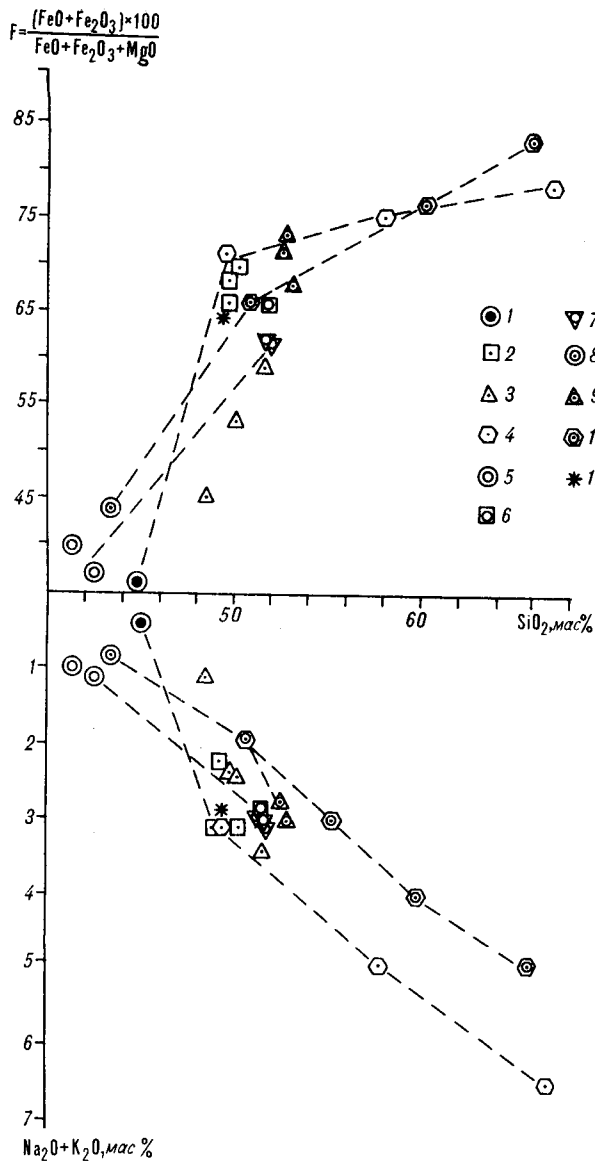


Рис. 1. Корреляция кремнезема с железистостью и общей щелочностью во включениях, их интерстициальной массе и остаточных стеклах и вмещающих их вулканических породах.

1—4 — влк. Ксудач: 1 — алливалитовое включение, 2 — интерстициальная масса в нем, 3 — стекло в интерстициальной массе, 4 — вмещающие вулканические породы; 5—7 — влк. Кихпинич: 5 — алливалитовое включение, 6 — интерстициальная масса в нем, 7 — базальтовая корка включения; 8—10 — влк. Заварицкого: 8 — алливалитовое включение, 9 — стекло в основной массе, 10 — вмещающие вулканические породы; 11 — средний состав низкокальциевого толеитового базальта Курильской островной дуги. Анализы 2, 5, 6, 7 заимствованы из [2].

сходные с текстурами расслоенных интрузивов [11].

Все сказанное позволяет обоснованно предположить, что этот тип включений представляет собой фрагменты сложных дифференцированных магматических тел, залегающих в земной коре под вулканическими постройками. Судя по наличию во многих из них мелкозернистой ин-

терстициальной основной массы со стеклом, лишь часть включений успела полностью закристаллизоваться в глубинных интрузивных условиях. Интерстициальная основная масса состоит из удлинённых микролитов плагиоклаза, имеющих часто футляровидную и скелетную форму, собранных в пучки и метелки, дендритовидных метельчатых агрегатов клинопироксена и мелких зерен титаномagnetита. Стекло окисленное, сидеромелановое, имеет темно-бурый цвет. Обратная корреляция между содержанием в породе основной массы и клинопироксена подтверждает позднюю кристаллизацию последнего: во включениях с большим количеством стекла клинопироксена мало или нет совсем. Неравномерное распределение основной массы в некоторых включениях подчеркивает кумулятивное происхождение части из них, а форма микролитов свидетельствует о быстрой кристаллизации интерстициальной основной массы в условиях переохлаждения.

В отличие от включений с порфировой структурой, где основная масса составляет 60—70 %, вследствие чего магма была способна к поднятию на гипабиссальные глубины, материал включений с ничтожным (2—10 %) содержанием основной массы не был способен к са-

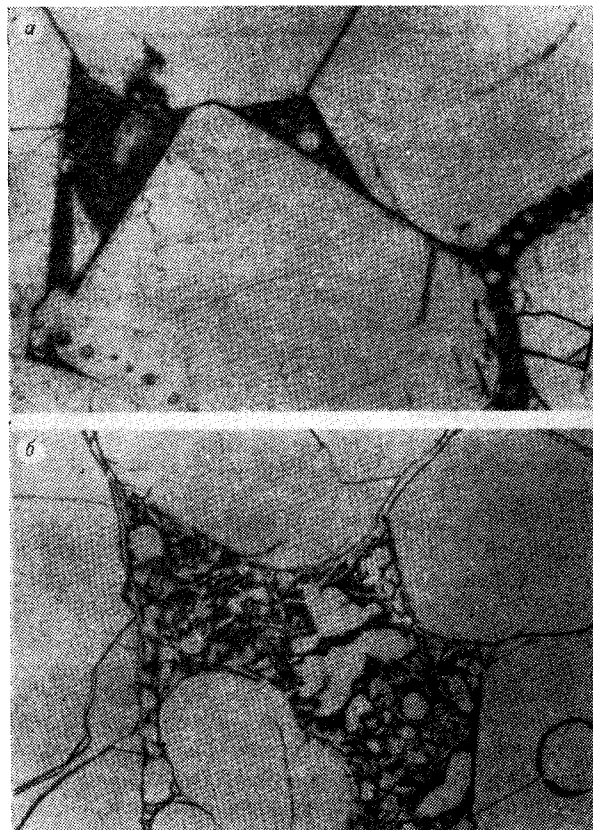


Рис. 2. Микроструктуры включений первого типа. Видна интерстициальная стекловатая масса.

мостоятельному перемещению. Наблюдаемые структуры могли образоваться только в том случае, когда, после этапа равновесной кристаллизации в глубинных условиях, включения были быстро вынесены с абиссальных глубин к поверхности. Внешние, перекристаллизованные каймы, представляющие собой мелкозернистый агрегат плагиоклаза, оливина, пироксена, магнетита и, иногда, зеленой шпинели с роговиковой структурой [3], создающие иллюзию автономности формирования этого типа включений, являются результатом термального контактового метаморфизма включений во вмещающем расплаве.

Особенностью раннего парагенезиса рассматриваемых включений является сосуществование относительно железистого оливина (Fe_{21-23}) и высококальциевого плагиоклаза — анортита, что отмечалось многими исследователями [4, 16]. В большинстве расслоенных базитовых интрузивов (Скергаард, Бушвельд, Стиллутер и др.) с оливином аналогичной железистости, характерной вообще для базитов, ассоциируют значительно менее кальциевые плагиоклазы. В то же время существует ряд массивов с постепенно увеличивающейся кальциевостью плагиоклаза, вплоть до парагенезисов, аналогичных таковым во включениях. Так, битовнитовые составы плагиоклаза при значениях железистости оливина, равных таковым во включениях, свойственны толеитовым массивам Скай и Рам внутренних Гебридских островов [12]. Парагенезис анортита с оливином Fe_{20-24} характерен для массивов Большой Аталык (Западный Саян), Сан-Маркос (Калифорния) [1], для Кытылского массива (Сухогорская ассоциация) [6], а также для пород серии ANT Луны [10].

Объяснение анортитового состава плагиоклаза высоким давлением воды в магме приемлемо для включений с высокими содержаниями роговой обманки, как, например, в известково-щелочных сериях Малых Антил [16], однако в толеитовых сериях, где отсутствуют водные минералы и расплав несет признаки относительно маловодности, причина иная. В данном случае анортитовый состав плагиоклаза во включениях и вмещающих эффузивах является следствием принадлежности этих пород к ультраизвестковой серии с экстремально низким содержанием щелочей и высоким — кальция.

Такие серии относительно редки на Земле и широко распространены на Луне, где средний химический состав материковой коры, сложенной ультраизвестковыми породами, близок с составу алливалит-эвкритовых включений. Кристаллизация анортитсодержащих пород совершалась при высоких температурах, равных, по данным гомогенизации расплавных включений

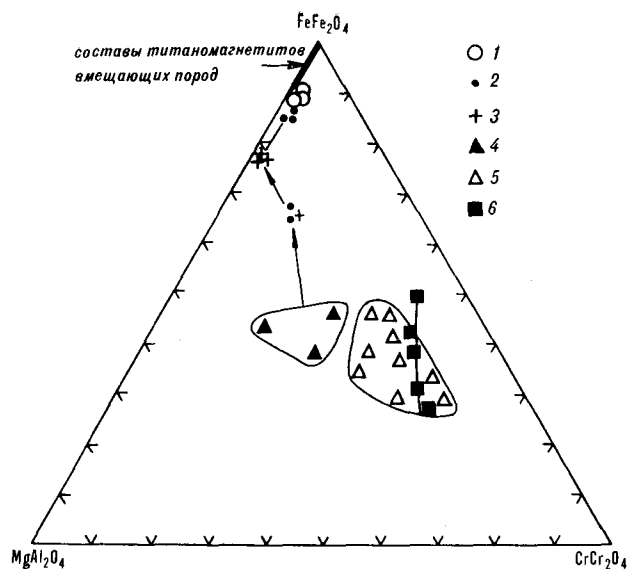


Рис. 3. Состав шпинелидов из включений и вмещающих пород различных вулканов Курило-Камчатской дуги и Луны.

1—4 — шпинелиды из оливин-анортитовых включений вулканов:

1 — Заварицкого, 2 — Менделеева, 3 — Ксудач, 4 — среднего алливалита Курильской островной дуги [9]; 5 — шпинелиды из лунных пород серии ANT [10]; 6 — шпинелиды из лунных базальтов [14].

для приликвидусных фаз оливина и плагиоклаза вулканов Мал. Семячик и Ильинский, 1430—1270 °C [11]. О восстановительных условиях свидетельствуют, помимо толеитового характера серии [13], повышенные содержания восстановленных газов (H_2CO , CH_4) [2, 15]. Подобные условия вообще характерны для протокристаллизации ультраизвестковых серий.

Так, в минералах раннего (докамерного) этапа кристаллизации высокоглиноземистой известковой магмы трапповых интрузивов, представленных оливином и незональным анортитом — битовнитом (An_{100-80}), обнаружены включения муассонита и самородного железа при температурах их кристаллизации, аналогичных оливин-анортитовым включениям (1450—1410 °C) [8]. Вариация минералов группы шпинели показывает, что по мере эволюции расплава происходит смена восстановительных условий на окислительные: ранние низкохромистые шпинели с высоким содержанием алюминия и магния сменяются низкоглиноземистыми, а затем и титанистыми магнетитами (рис. 3) [13, 14]. В менее восстановительной обстановке, о чем говорит чрезвычайная редкость самородного железа, заключается главное отличие ультраизвестковых пород от таковых Луны.

Судя по смене с глубиной приликвидусного оливина на пироксен при кристаллизации базитовых магм [3], ассоциация оливин — плагиоклаз может кристаллизоваться при давлении

не более 10 кбар, т. е. в пределах земной коры и самых верхов мантии до глубин 30—40 км.

Закономерные изменения в парагенезисах породообразующих минералов включений и вулканитов, сопряженные с эволюцией химических составов минералов, отвечающих все более низким температурам, а также изменения в валовом составе пород, выраженные в постепенном их поокислении, увеличении железистости и содержания щелочей и в накоплении некогерентных элементов (K, Rb, Cs, Li, U, Th, Zr и др.), согласуются с моделью кристаллизационной дифференциации. Реальность фракционирования ранних высокотемпературных фаз подтверждается как существованием кумулятивных структур (см. рис. 2), так и расчетами, показавшими возможность образования базальтов и андезитов при отделении кумулятивных фаз, близких по составу к базитам включений [4, 16]. При сходной в целом направленности эволюции включений и вулканитов крайние дифференциаты включений — стекла в их интрегистциальной массе — более железисты, чем базальты вмещающих пород с теми же содержаниями кремнезема (см. рис. 1), что еще раз подтверждает формирование включений в более восстановительной обстановке, чем базальты.

Сходство полнокристаллических включений с некоторыми массивами апортитовых базитов не исчерпывается минеральными парагенезисами. В породах упомянутого выше Кылымского массива, например, широко развиты полосчатые, неравномерно-зернистые, пегматоидные текстуры, замещение темноцветных минералов амфиболом. Оливиновые габбро, троктолиты и эвкриты массива встречаются в ассоциации с оливинитами, пироксенитами и верлитами. Таким образом, и по набору разновидностей, и по структурно-текстурным особенностям породы включений обнаруживают с этим массивом общие черты, что еще раз подтверждает правомочность их рассмотрения как фрагментов глубинных магматических пород.

На полнокристаллические включения наложен целый ряд преобразований, свидетельствующих о том, что они затвердели еще до попадания в расплав. Отмечаются следы дробления, бластез, выраженные в наличии микротрещинок в крупных кристаллах оливина и апортита, выполненных гранобластовым агрегатом тех же минералов. Для ранних минералов включений характерны трещиноватость, блочное погасание и двойники давления в плагиоклазах. Кроме того, на магматические ассоциации минералов включений наложены явления метасоматоза. Помимо амфиболитизации темноцветных, они выражены также в перекристаллизации апортита с появлением газовых включений, образовании

друзовых структур, сходных с занорышами в пегматитах, микропористости, нарушении поверхности зерен с образованием ямок травления, обычно возникающих при воздействии газовых потоков на поверхность твердого вещества. Все эти явления объясняются высокотемпературным (до 1200 °С) газовым метасоматозом [7, 15], которому подвергалась часть включений после своего образования.

Отмечаются также явления вторичного подплавления, выраженные в спорадическом появлении и неравномерном распределении бурого пористого, обычно прозрачного стекла, в наличии реликтов расплавленных зерен, «дорастающих» при медленном застывании. По трещинкам в плагиоклазах видны мелкие участки подплавления типа «морозных узоров», сложенные стеклом с метельчатыми кристаллитами, либо зонки чистого прозрачного стекла между спайными пластиночками плагиоклаза. Явления подплавления еще более отчетливы в растровом микроскопе (рис. 4). Ему больше всего подвергнуты пироксен, в меньшей степени — плагиоклаз. Наблюдаются резорбированные и остеклованные грани в реликтах зерен пироксена с тонкопористым строением, по которым растекаются струи застывшего расплава. Поверхности зерен пироксена и плагиоклаза в зонах подплавления на начальной его стадии покрыты кавернами растворения (рис. 4, а) и тонкими застывшими переплетающимися струями стекла, создающего петельчатый узор на поверхности кристаллов (рис. 4, б). Отчетливо видны каплевидные затеки и раздувы струй в неровностях поверхности кристаллов (рис. 4, в).

Процессы подплавления были проверены экспериментально на примере эвкрита, не содержащего в своей структуре стекла. Начальная стадия плавления, когда появляется бурое стекло разных оттенков, приуроченное к интрегистциям между зернами и трещинкам спайности (рис. 5, а), соответствует $T = 1200$ °С. В тонких пленках стекла, проникающих в плагиоклаз, отчетливо видны структуры «морозных узоров» (рис. 5, б). Оливин окисляется с образованием магнетита. В зернах клинопироксена развиваются широкие зоны подплавления, связанные с трещинами спайности или раскола. При дальнейшем повышении температуры степень плавления растет. При 1300 °С клинопироксены и магнетит полностью расплавляются, остаются сильнооплавленные зерна плагиоклаза и окисленного оливина, погруженные в бурое пористое стекло. Если образцы не закалялись, а остывали длительное время, в стекле появлялись продукты раскристаллизации в виде игольчатых плагиоклазовых микролитов, нарастающих на поверхности зерен плагиоклаза или трещин внутри зерен, выполненных стеклом, аналогично структурам, наблюдавшимся в

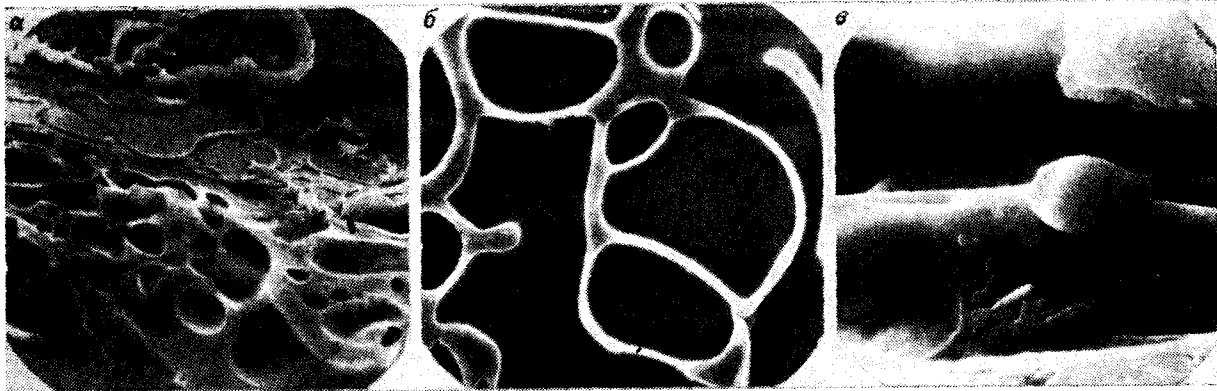


Рис. 4. Явления подплавления оливин-анортитовых включений, $\times 1000$ (растровый микроскоп).

а — расплавление граней клинопироксена, б — петельчатый узор, создаваемый струями расплава в зерне пироксена, в — капля стекла, застывшая в каверне растворения клинопироксена.

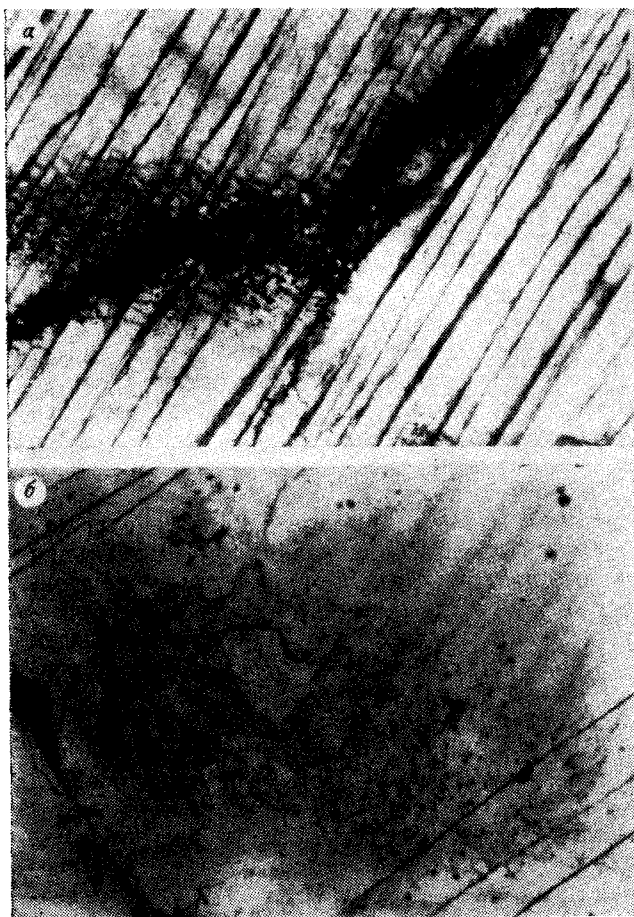


Рис. 5. Микроструктуры, полученные при экспериментальном плавлении эвкритового включения.

а — начальное плавление клинопироксена во включении влк. Менделеева, б — структура «морозных узоров» в подплавленных участках плагиоклаза во включении влк. Ксудач, аналогичные таковым в природных образцах.

природных образцах. Таким образом, структуры, полученные в результате экспериментального подплавления включений, не содержащих

изначально стекла, очень сходны с природными структурами подплавленных включений.

Вывод о подплавлении включений после их образования не является новым [7, 15]. Вопрос же о том, происходило подплавление до или после того, как включение попало во вмещающие вулканы, решается однозначно, исходя из следующих фактов. Так, на влк. Ксудач на контактах включений и андезита наблюдалось соприкосновение стекол двух типов, с четкой границей раздела между бурым базальтовым и светлым андезитовым стеклом, проникающим в глубь включения по трещинкам и, в конечном счете, дезинтегрирующим включение на отдельные фрагменты. При этом разные стекла хорошо различаются по цвету и по обильным порам, свойственным базальтовому стеклу. Следовательно, базальтовое стекло должно было затвердеть до появления трещинок, выполненных впоследствии андезитовым стеклом. Следует отметить, что новообразованное стекло не всегда отличимо от стекла интерстициальной массы. Одним из критериев распознавания является его меньшая насыщенность микролитами или же полное отсутствие последних. Оно также прозрачно в отличие от сидеромеланового стекла основной массы.

Все сказанное выше свидетельствует, что включения описываемого типа попадали во вмещающую породу в твердом состоянии (или с ничтожным содержанием интерстициального расплава). Самым убедительным доказательством этого является их дезинтеграция на отдельные фрагменты, сростки и изолированные ксенокристы. Последние часто подвергаются резорбции с нарастанием на них кайм минералов, равновесных вмещающему расплаву. Эти явления особенно интенсивны в случае выноса включений кислыми вулканидами, наиболее отличающимися от них по составу, и слабо выражены в базальтах. Метаморфические и метасоматические преобразования включений, вплоть

Средний состав минералов зонального оливин-анортитового включения на влк. Заварицкого, %

Оксид	Плагиоклаз				Оливин				
	Номер зоны								
	IV	V	IV	III	II	VI	V	IV	III
	Число анализов n								
	6	4	4	3	2	2	5	1	1
SiO ₂	44,32	45,73	44,61	44,49	44,89	38,70	38,84	38,92	39,01
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	34,74	33,85	33,95	34,17	34,16	0,10	0,08	0,13	0,14
FeO	0,54	0,87	0,75	0,79	0,89	21,46	20,96	21,14	20,80
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,32	0,31	0,35
MgO	0,10	0,14	0,14	0,18	0,13	39,66	39,62	39,22	39,96
CaO	18,88	17,89	18,48	18,32	18,81	0,20	0,20	0,21	0,22
Na ₂ O	0,60	1,15	0,82	0,78	0,85	0,02	0,02	0,02	0,02
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	0,05	0,02
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
NiO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
An	94	88	93	93	92—93	—	—	—	—
Fo	—	—	—	—	—	77	77	77	78
Fa	—	—	—	—	—	23	23	23	22

до их частичного расплавления, свидетельствуют о том, что они испытали сложную историю. Об их попадании во вмещающий расплав в твердом состоянии говорят и различия в режиме затвердевания: медленная равновесная кристаллизация с образованием крупнозернистых структур, свойственных большинству включений, и сложная, прерывистая, с наличием нескольких парагенезисов, отражающих изменение физико-химических условий, история формирования вулканитов. Наконец, разнообразие типов, состава и размеров включений, выносимых одной и той же порцией лавы или пирокластик, позволяет обоснованно предположить, что вулканитами выносятся на поверхность застывшие в недрах вулканической постройки, в разной степени дифференцированные порции магматического расплава. Они приобретают округлую форму в процессе длительной транспортировки в вязких андезитовых и дацитовых лавах. По данным С. А. Щеки [15], в быстро поступающей на поверхность пирокластике значительно чаще встречаются угловатые включения. Мелкозернистые роговиковые каймы, образующиеся в результате высокотемпературной перекристаллизации в контактовых зонах части включений рассматриваемого типа и определяющие их зональное строение, не противоречат сделанному выводу.

Включения второго типа всегда обладают четким зональным строением и содержат значительное количество стекла. Они также достаточно разнообразны. Часть из них имеет однородное порфириновое строение с многочисленными

гломеровыми сростками оливина и анортита, погруженными в пористую основную массу, состоящую из микролитов и стекла, и обрамляется менее раскристаллизованной базальтовой оболочкой. В других выделяется несколько зон от наиболее стекловатых на периферии до крупнозернистых в центре, где часто находится агрегат крупных, водяно-прозрачных кристаллов анортита в ассоциации с оливином или клинопироксеном пегматоидного облика. Наконец, в некоторых включениях тонкозернистая оболочка сменяется внутрь включения зоной столбчатых кристаллов анортита, перпендикулярных его границам, как бы обрастающих его ядро.

Фрагмент подобного шарового включения из кальдеры Заварицкого изучен нами более детально (рис. 6, табл. 2). В нем четко выделяются две части с границей между зонами IV и V. Эта граница прослеживается по содержанию стекла, резко убывающего от края включения (33 %) к зоне IV (несколько процентов), по соотношениям минералов (количество плагиоклаза возрастает, оливина убывает) и по их составу (см. табл. 2). В то время как оливин практически не меняется по составу, плагиоклаз в зоне V становится более натровым. Внутренняя часть включения (зоны V и VI) характеризуется также уменьшением количества стекла к центру и увеличением содержания плагиоклаза. Последний становится в зоне VI более основным, по сравнению с периферическими зонами. Сказанное выше позволяет предположить двухфазное формирование включения:

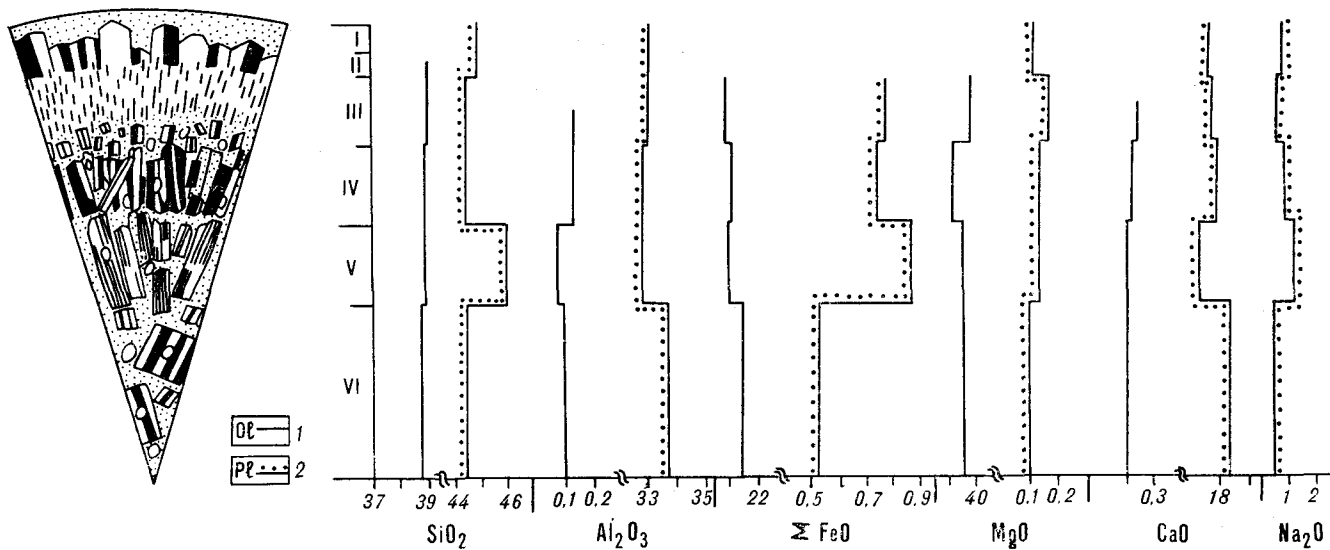


Рис. 6. Характер строения зонального оливин-анортитового включения в пемзах влк. Заварицкого (о. Симушир). Показано изменение содержаний породообразующих окислов в минералах: 1 — оливин, 2 — плагиоклаз. Состав зон (I—VI): I — стекловатая базальтовая оторочка с мелкими зернами плагиоклаза, клинопироксена и оливина, II — плагиоклазовая оторочка, III — зона одновременного роста плагиоклаза и оливина, IV — то же со стеклом в промежутках, V — зона «стебельчатого» плагиоклаза с оливином, стеклом в промежутках, VI — центральная пегматоидная зона, состоящая из плагиоклаза, оливина и стекла.

внутренняя часть его, представляющая собой гомеогенный сросток, являлась как бы центром, затравкой для скопления расплава, давшего при кристаллизации его внешнюю зону. Обращает на себя внимание сходство в строении изученного включения со строением шаровых обособлений (орбикул) в интрузиях габброидов. Обычно в орбикулах выделяются ядро, представленное астолитами, гломеровыми сростками, ксенолитами и даже единичными фенокристаллами, и оболочка с радиально ориентированной структурой. Как правило, в оболочках орбикул развит высококальциевый высокотемпературный плагиоклаз с постепенным возрастанием альбитовой составляющей к центру. Стекловатая оторочка и раскристаллизация от центра к периферии свидетельствуют о том, что внешняя часть орбикул обособилась в виде капли расплава, сконцентрировавшейся вокруг «затравки». Природа орбикул дискутируется. В качестве одной из причин образования орбикул рассматривается процесс ликвации. Таким образом, включения второго типа несут признаки автономного роста из расплава. Не исключено, что они являются ранее застывшими фрагментами орбикулярных габброидов, матрица которых также в изобилии выносятся вулканитами. Однако возможно, что часть их попала во вмещающие вулканиты в жидком или полужидком состоянии. Таковыми являются, по всей видимости, включения с порфиоровыми гломеровыми сростками в обильной основной массе. Этот факт требует своего объяснения. В данном случае мы стоим перед альтернативой: либо некий гипотетический изначальный

расплав испытал разделение на две несмешивающиеся жидкости (ликвацию), либо отдельные капли алливалитового расплава были захвачены магмой иного состава, вынесшей их впоследствии на поверхность. Рассмотрим каждое из выдвинутых предположений в отдельности.

Трудности, стоящие на пути первого предположения, заключаются в следующем. Прежде всего, включения второго типа встречаются совместно с включениями первого типа, попавшими в расплав в твердом состоянии, и часто имеют идентичный с ними состав. Одновременно выносятся и иные, более кислые и более основные включения, причем корреляция между составом лав и выносимых ими включений отсутствует. Все сказанное противоречит принципу закономерной сопряженности состава ликвантов. Минералы включений и вулканитов характеризуются различиями в составе, в частности в элементах-примесях, свидетельствующими об их термальной неравновесности [13]. Обращает на себя внимание также характер распределения малых и редкоземельных элементов (Cs, Sr, Ba, La, Sm, Lu, Ti, Cr, Ta, Zr, P) между алливалитовыми включениями и базальтами (андезибазальтами), прямо противоположный распределению этих элементов между более основными и более кислыми ликвантами в процессе жидкостного расщепления. Как показано экспериментально [21, 23], все перечисленные элементы обогащают более основной ликвант, что связано со структурными особенностями силикатных расплавов. Распределение несовместимых элементов между рас-

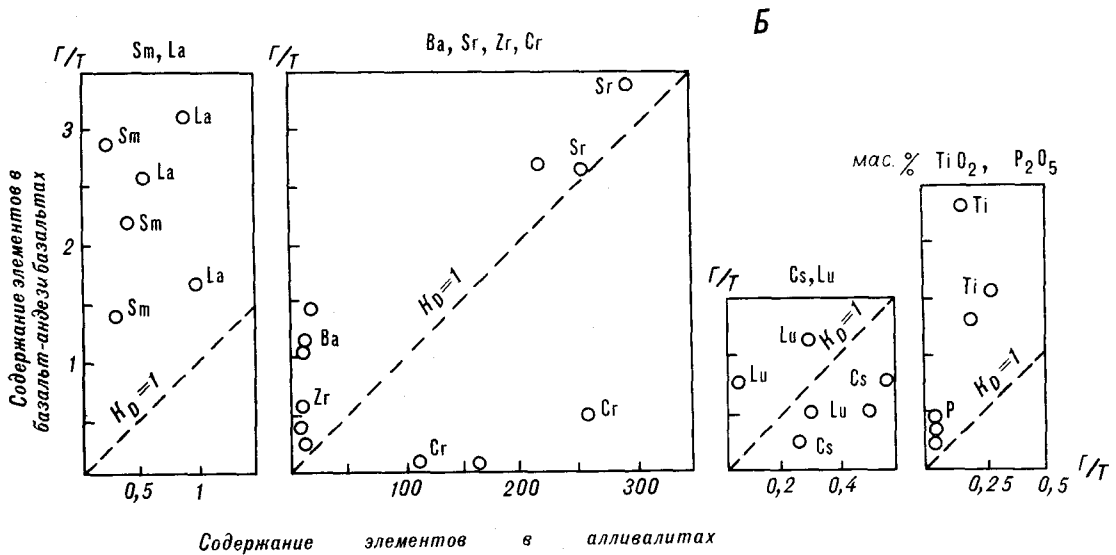
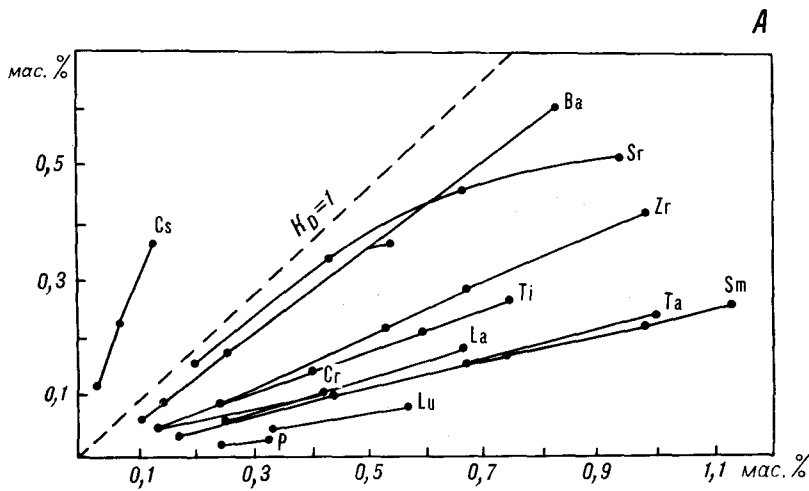


Рис. 7. Распределение микроэлементов:

А — в экспериментально полученных при расслоении сосуществующих жидкостей ферробазальта (основной расплав с содержанием кремнезема 55,8 %) и железистого риолита (кислый расплав с содержанием кремнезема 74 %), Б — в алливалитовых включениях и базальтах, их вмещающих. А — по оси абсцисс содержание элементов в основном расплаве, по оси ординат — в кислом.

плавами разной кремнекислотности, аналогичное экспериментальным данным, дало основание Е. Реддеру и Р. Виблену [20] считать ликвацию важным процессом эволюции лунной коры. Рассматриваемые же оливин-анортитовые включения экстремально бедны всеми перечисленными элементами за исключением хрома (рис. 7) по сравнению с вулканитами, что соответствует скорее их поведению при кристаллизационной дифференциации.

Таким образом, привлечение ликвации для объяснения природы всех алливалитовых включений рассматриваемого типа как будто противоречит наблюдаемым фактам. Возможно, что с этим процессом связано образование орбикул в базитах, имевшее место еще до попадания их фрагментов во вмещающие вулканиты.

Обратимся к предположению об образовании второго типа включений путем захвата магмой

капель более основного, в том числе и алливалитового, состава. Структурные и текстурные признаки этого типа включений, в частности крупные незональные кристаллы, сосуществующие с метельчатыми и дендритовыми структурами основной массы с игольчатыми микролитами, закалочные каймы свидетельствуют о смене медленной равновесной кристаллизации быстрым застыванием в условиях переохлаждения. По всей вероятности, многие включения этого типа уже содержали ранние высокотемпературные минералы до захвата их лавой. Быстрое застывание должно было вызвать резкое увеличение вязкости капель с появлением закалочных кайм и препятствовать гомогенизации расплава путем диффузии или перемешивания при конвекции. Чем больше разница между температурами расплавов, тем вероятнее образование включений [17], следовательно,

в средних и кислых лавах их должно быть больше, чем в основных, что и наблюдается в действительности. Как правило, количество включений в общем объеме вмещающего расплава невелико — от нескольких процентов до первого их десятка, а включений второго типа еще меньше. Очевидно, если бы объемы захваченного и вмещающего расплава были бы близки, это привело бы к нивелировке разницы температур и вызвало гомогенное смещение или же образование такситовых структур вмещающих лав [17].

Пористые текстуры и образование пегматоидных скоплений в центре включений являются следствием обогащения остаточного расплава включений газовой фазой при застывании в изолированной закалочными каймами системе.

Таким образом, петрологические и геологические особенности второго типа включений объясняются их образованием в результате затвердевания капель мафического расплава в более кремнекислом, куда они попали наряду с уже затвердевшими включениями. Для ответа на вопрос, каким образом более плотные капли мафической магмы могли попасть в расплавы большей кремнекислотности, попытаемся, основываясь на имеющихся фактах, схематично воссоздать строение питающих магматических резервуаров под вулканическими постройками.

Прежде всего обращает на себя внимание то, что наиболее обильные включения в длительно развивающихся вулканах, прошедших кальдерную стадию развития. Судя по разнообразию состава вулканитов и включений, относящихся к единой генетической серии пород, питающая магматическая система под такими вулканами имеет вертикальную зональность по составу и, соответственно, по температуре. Это могут быть либо один крупный, вертикально расслоенный магматический очаг, либо система отдельных небольших очагов и камер на разных уровнях, представляющих зону питания вулкана. Поскольку в начальный период деятельности вулкана извергаются обычно базальты, следовательно, вначале очаговая зона практически не дифференцирована. Однако антидромная последовательность, обычная для последующих циклов вулканической деятельности, при все большей кремнекислотности начальных членов этих циклов свидетельствует о постепенном увеличении степени расслоенности очаговой зоны под вулканом.

Судя по глубинам образования включений и геофизическим данным, расслоенные очаговые зоны расположены в коре и в переходном слое кора — мантия (до 10 кбар). Отделившиеся от них порции магмы, помимо вулканических извержений, обособливаются в земной коре с образованием различных по составу, но преимущественно базитовых дифференцированных ин-

трузивов, фрагменты которых также выносятся лавами. Цикличность вулканической деятельности связана с периодическим поступлением в очаговую зону исходных мантийных магм. Под напором новых порций магм в очаговой зоне происходят нарушения в распределении установившихся состава и температуры, вызывая конвекцию и поступление из глубинных, более мафических частей зоны как затвердевшего, так и жидкого материала в ее верхние горизонты, сложенные более кислыми дифференциатами. Примеры выноса твердых включений, часто значительно более плотных, чем транспортирующая их магма, широко известны. К ним относится, в частности, вынос ультрабазитовых нодулей щелочными и толеитовыми магмами, которые также часто имеют базальтовую «упаковку». Вынос более плотных включений объясняется быстрым подъемом и стимулируется флотационным эффектом. Именно этим объясняется их приуроченность преимущественно к пирокластике с высоким содержанием летучих компонентов. Возможен также захват раскристаллизованных фрагментов базитовых интрузивов, расположенных на более высоких уровнях коры.

Более дискуссионным является захват расплавом жидких капель более основной магмы. Однако принципиальная возможность этого явления доказана на влк. Аскья в Исландии, где описан захват капель базальта риолитами [22]. Образование пузырей базальта в дацитовом расплаве установлено также экспериментально при конвективном их смешении, даже при одинаковой температуре обоих расплавов (1200 °C), т. е. при отсутствии закалочного эффекта. Дацинты в то же время смешиваются с базальтом, образуя гибридный андезит [19].

Из вышесказанного следует, что родоначальная магма ультраизвестковой серии магматических пород, к которой относятся как оливинанортитовые включения, так и когенетичные им вулканиты, претерпела значительную дифференциацию в корово-мантийных зонах. Повышенные содержания глинозема практически во всех минералах алливалитовых включений и отсутствие в последних четких европейских аномалий [15] свидетельствуют о первично высокой глиноземности магмы, по крайней мере той, из которой кристаллизовались оливинанортитовые включения. С другой стороны, наличие в части включений следов ранней кристаллизации оливина, в то время как их фигуративные точки на диаграмме $O1-P1-Sr_x$ попадают в поле плагиоклаза, говорит о том, что часть плагиоклаза в этих включениях является кумулятами.

Определение состава исходной мантийной выплавки для известковых серий затруднено в связи с неопределенностью объемных соотно-

пений дифференциатов. Однако этот вопрос выходит за рамки настоящей статьи.

Итак, включения оливин-анортитовых пород (алливалитов) и ассоциирующихся с ними базитов (эвкритов, анортозитов и др.) являются фрагментами расположенных под вулканами магматических очаговых зон, захваченными при вулканических извержениях в твердом и жидком состоянии. Совместно с вулканитами, выносящими их на поверхность, они относятся к ультраизвестковой низкощелочной магматической серии, проявленной как в эффузивной, так и в интрузивной фации. Очаговые зоны испытывают прогрессивное расслоение по мере эволюции вулканической постройки. Периодическое поступление в эту зону новых порций мантийной магмы вызывает конвективные процессы, в результате которых захватываются и выносятся глубинные твердые и жидкие ее фрагменты. Подъем новых порций мантийных магм сопровождается и стимулируется потоком восстановленных глубинных флюидов, обусловивших метасоматические преобразования и частичное подплавление затвердевших частей

очага, поставивших часть включений. При дальнейшей эволюции в коровых очагах происходило постепенное окисление флюидов, ведущее за собой смену толеитового характера серии, свойственного ее ранним дифференциатам, известково-щелочным. Таким образом, появление известково-щелочного тренда дифференциации в островных дугах связано с окислением восстановленных глубинных флюидов, а не является результатом дегидратации океанической коры в сейсмофокальных зонах. Наличие включений, представляющих собой интрузивные породы и фрагменты очаговых зон под вулканами, свидетельствует о том, что значительная часть мантийных магм, связанная с вулканическим процессом, не выносятся на поверхность, а локализуется в земной коре, наращивая в пределах островных дуг ее базальтовый слой.

Авторы благодарны В. Л. Сывороткину за помощь в сборе материала по включениям вулканов Заварицкого и Менделеева, а также за проведение эксперимента по плавлению эвкритита.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Волынец О. Н., Хотин М. Ю., Дубик Ю. М.* Включения габбро-анортозитов в вулканитах островных дуг и сравнение их с породами материков Луны.— М.: Наука, 1984.— С. 199—234.
2. *Волынец О. Н., Щека С. А., Дубик Ю. М.* Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги.— М.: Наука, 1978.— С. 124—167.
3. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Е.* Происхождение базальтовых магм // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1970.— С. 207—223.
4. *Дриль С. И.* Происхождение и эволюция островодужных андезитов на примере вулканов Заварицкого, Эбеко (Курильские о-ва) и Шивелуч (Камчатка): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1988.
5. *Ермаков В. А., Волынец О. Н., Колосков А. В.* Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.— М.: Наука, 1987.— С. 293—312.
6. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Кытлымский платиновый массив.— М.: Недра, 1967.
7. *Кутыев Ф. Ш., Шаранов В. Н.* Петрогенезис под вулканами.— М.: Недра, 1979.
8. *Панков В. Ю.* Раннемагматическая эволюция толеит-базальтового расплава по данным изучения включений в минералах базитов Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Томск, 1986.
9. *Приходько В. С., Бехгольд А. Ф., Романенко И. М.* Хромшпинелиды алливалитовых включений и их петрологическое значение // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 235, № 4.— С. 918—920.
10. *Принц М., Дауги Э., Кейл К., Бонч Т. Э.* Минералогия, петрология и химический состав фрагментов кристаллических пород из образца реголита «Луна 20»; происхождение кумулятивной серии ANТ и ее взаимоотношения с высоко Al и морскими // Грунт из материкового района Луны.— М.: Наука, 1979.— С. 77—83.
11. *Селянгин О. Б.* Структурные особенности и генезис некоторых типов кристаллических включений в вулканитах Камчатки // Геодинамика, вулканизм и гидротермальные процессы.— Петропавловск-Камчатский, 1974.— С. 217—218.
12. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы.— М.: Мир, 1970.
13. *Фролова Т. И., Бейли Д., Бурикова И. А., Дриль С. И.* О генетической общности низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и вмещающих пород Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 5.— С. 27—35.
14. *Фрондел Дж.* Минералогия Луны.— М.: Мир, 1978.
15. *Щека С. А.* Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока.— М.: Наука, 1983.
16. *Arculus R. D. J., Wills K. J. A.* The petrology of Plutonic Blocks and Inclusions Islands Arc // J. Petrol.— 1980.— V. 21, part 4.— P. 743—799.

17. Bacon C. R. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks // *J. Geophys. Res.*—1986.— V. 91, N B6.— P. 6091—6112.
18. Conrad W. C., Kay S. M., Kay R. W. Magma mixing in the Aleutian arc: evidence from cognate inclusions and composite xenoliths // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*—1983.— V. 18, N 1-4.— P. 279—296.
19. Kouchi A. I., Sunagawa I. Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection // *Nature.*—1983.— V. 304.— P. 527—528.
20. Roedder E., Weiblen P. W. Petrology of silicate melt inclusions Apollo 12 and terrestrial equivalents // *Proc. Second. Lunar Sci. Conf., Geochim. et cosmochim. acta. Suppl. 2.*—1971.— V. 1.— P. 507—528.
21. Ryerson F. I., Hess P. C. Implications of liquid—liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning // *Geochim. et cosmochim. acta.*—1978.— V. 42, N 6a.— P. 921—932.
22. Sigurdsson H., Sparks R. S. I. Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland // *J. Petrol.*—1981.— V. 22.— P. 41—84.
23. Watson E. B. Two liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications // *Contrib. Mineral Petrol.*—1976.— V. 56.— P. 119—134.

МГУ, Москва
Институт петрологии
Копенгаген, Дания

Поступила в редакцию
5 мая 1987 г.

УДК 553.3/4 : 551.31

*А. А. Сидоров, И. Н. Томсон***БАЗОВЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И НОВЫЙ ПОДХОД
К СИСТЕМАТИКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Выделение рядов рудных формаций получило широкое распространение. В настоящей работе предлагается выделять в основе рядов базовые формации,

Формационный подход к типизации рудных месторождений получил широкое признание среди геологов СССР. Однако попытки его применения привели к выделению слишком большого числа формаций. Впоследствии для их систематизации был предложен путь выделения серий и рядов рудных формаций. В последнее время получил развитие анализ геолого-генетических моделей рудных формаций, который открывает возможности для выяснения естественных взаимоотношений между ними [5, 6], позволяет установить пространственно ассоциирующиеся группы формаций. Получены данные о закономерной смене типов оруденения на глубину, что явилось основой для представлений о ярусности оруденения. Так, ранее Е. А. Радкевич выделяла две группы оловорудных формаций: кремнещелочную и сульфидно-железистую. Первая включает формации оловоносных гранитов, пегматитовую, касситерит-кварцевую, а вторая — касситерит-сульфидную, касситерит-силикатно-сульфидную и формацию деревянистого олова [3]. Эта классификация была основана, скорее, на сходстве минерального состава формаций, без учета геологических условий их нахождения. Совершенно неожиданным оказалось, что на некоторых глубоководных месторождениях пространственную и генетическую связь обнаруживает следующий ряд оловоносных формаций: оловоносные «цвиттеры» — жильные грейзены и касситерит-сульфидные жилы [4]. Как это можно видеть на примере ряда оловорудных полей Приморья (Тигринского, Щербаковского, Дальнего), упомянутые формации закономерно сменяют друг друга по восстанию, образуя различные ярусы оруденения в единой рудно-метасоматической колонне. Естественно связанными, таким образом, оказываются грейзеновая и касситерит-сульфидная минерализация, которые резко различны по составу. Связь эта может

за счет дифференциации которых развиваются другие формации рудного ряда.

быть объяснена тем, что «родоначальные цвиттеры» нижнего яруса отличаются недифференцированным составом и включают наряду с грейзеновыми минералами — цинвальдитом, топазом, флюоритом — также и группу сульфидов — марматит, станнин, пирротин, арсениопирит. Таким образом, обе формации верхних ярусов можно рассматривать как дифференциаты «цвиттеров» хотя бы потому, что их суммарный минеральный состав близок к валовому составу «цвиттеров».

Подобные недифференцированные, сложные по составу и обычно большеобъемные рудные формации мы предложили [5, 6] выделять под названием базовых, тогда как сравнительно простые, связанные с первыми в единых вертикальных колоннах рассматривать в качестве сопутствующих. Таким образом, все многообразие рудных формаций можно отразить в виде ограниченного количества рядов, опирающихся на базовые формации. Эти естественные ряды могут быть прослежены на глубоководных месторождениях и давно известны в связи с медно-порфировыми штокверковыми рудами сложного состава, которые сопровождаются относительно простыми жильными и метасоматическими телами полиметаллических золотосеребряных и сурьяно-ртутных руд. Повторяющееся сонахождение формационных типов убеждает в их генетическом единстве, хотя и крайние члены ряда могут резко отличаться от базовой формации как по морфологии тел, так и по составу. Эти ряды отражают эволюционно развивающуюся геохимическую дифференциацию рудного вещества от первичных комплексных образований к сравнительно простым и нередко вторичным (в том числе регенерированным) месторождениям. Представления о рядах удовлетворительно объясняются с позиций селективного выплавления пород из мантии и *PT*-дифференциации вещества во флюидно-гид-

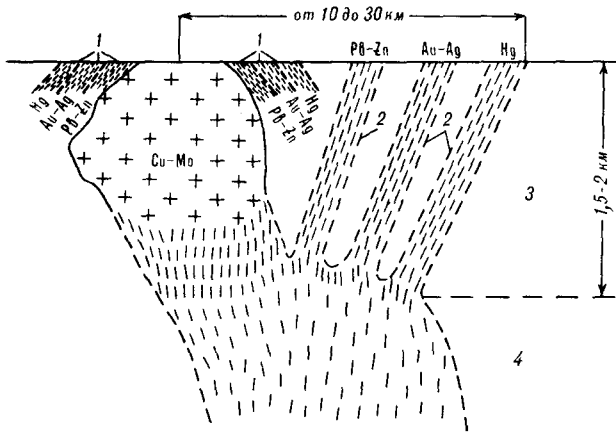


Рис. 1. Схема образования месторождения единого рудно-формационного ряда.

1 — зона непорфирированных руд на медно-порфирировом (Cu — Mo) месторождении базовой формации; 2 — жильное и прожилково-метасоматическое оруденение; 3 — зона рудно-формационной дифференциации рудоносного флюида; 4 — зона глубинного недифференцированного рудоносного флюида.

ротермальных системах. Основу систематики представляют не многочисленные простые («рядовые») формации, которые во всех рядах занимают положение, напоминающее фрагменты зональности Эммонса, а начальные формации, возглавляющие эти ряды: базовые рудные формации. Они определяются нами как группы оригинальных комплексных (колчеданных, порфирировых, вкрапленных сульфидов) месторождений, характеризующихся в пределах конкретного рудного района максимальным разнообразием минеральных и геохимических ассоциаций. Как правило, большинство этих месторождений ранее на основании анализа парагенетических ассоциаций и физико-химического анализа относилось к полиформационным образованиям, что приводило к неразрешимым противоречиям в рудно-формационном анализе и затрудняло построение генетической систематики месторождений.

Выделение базовых рудных формаций и их рядов основано на большом опыте изучения эволюции отложения рудного вещества — от сложных недифференцированных месторождений, несущих зарождение руд всего конкретного ряда рудных формаций, к простейшим предельно дифференцированным жильным месторождениям этого же ряда. Результаты исследований современной гидротермальной деятельности с элементами рудообразования подтверждают подобную схему развития рудных процессов. В частности, С. И. Набоко [1] отмечает, что в различных областях проявлений современных гидротерм обнаруживаются устойчивые однотипные корреляции между составом глубинных родоначальных гидротерм и отношениями в них важнейших рудообразующих элементов; дифференциация элементов происходит глав-

ным образом на пути их миграции. Иными словами, не исключается одновременное с месторождениями базовой формации образование определенной части жильных формаций, что характерно для простейших, генетически единых рядов (рис. 1).

В развитии рудно-формационного ряда фактор времени (продолжительность) при многократности рудоотложения имеет прежде всего то значение, что каждое последующее переотложение руд в общем увеличивает их дифференциацию (фракционирование), если даже при этом происходит обеднение минеральных парагенезисов и частичное рассеивание рудного вещества [8]. В результате рудно-формационный ряд может быть упрощен (редуцирован) или, напротив, усложнен, но принципиальное его содержание не изменится. Разумеется, это не относится к случаям совмещения (наложения) различных рудно-формационных рядов.

Заметим, что ранжирование рудных формаций и выделение соответствующих их рядов не получали должного развития из-за следующих противоречий: 1) многие месторождения не укладывались в рудно-формационные ряды; 2) большинство крупных месторождений, относимых нами к базовым формациям, представлялись полиформационными. Однако первое противоречие, как оказалось, связано прежде всего с длительным невосприятием исследователями многочисленных и весьма крупных зон тонкой сульфидизации пород в качестве одной из важнейших базовых рудных формаций. Обычно эта сульфидизация достаточным образом не изучалась и относилась к «маловажным» зонам рассеянной минерализации или к так называемым околожильным (околорудным) ореолам. И только на примере детально изученных золотоносных зон сульфидизации Тянь-Шаня, Чукотки, провинции Бассейнов и Хребтов Северной Америки стало очевидным, что подобные зоны имеют четко выраженную формационную самостоятельность, которая, как правило, предшествует жильному рудообразованию и определяет его (рис. 2). После выявления зон стратиформной или наложенной вкрапленной сульфидизации в конкретном рудном районе первое противоречие обычно легко снимается, так как весь ряд жильных формаций убедительно возглавляется более сложной по минеральному составу формацией месторождений вкрапленных руд.

Второе противоречие связано с непониманием или недооценкой важнейшей особенности месторождений базовой формации: в рудах этих месторождений, как правило, развиты минеральные ассоциации (или их зарождения) всех месторождений рудно-формационного ряда [6]. Иными словами, различные жильные (штокверковые) месторождения конкретного рудно-формационного ряда в пределах рудного поля

Базовые рудные формации и примеры районов их развития	Сопутствующие рудные			
	Урановые	Молибденовые	Вольфрамовые	Оловянные
Хромитовая (Новая Каледония, Калифорния)				
Платинометалльная (Бушвельд, ЮАР)				
Медно-никелевая (Норильский р-н, Сибирская платформа)				
Медистых сланцев и песчаников (Центральная и Северная Европа)				
Свинцово-цинковая стратиформная (Омулевское поднятие)				
Колчеданная полиметаллическая (тип Куроко)				
Медно-колчеданная (Урал)				
Полисульфидная (в том числе скарноидная (Средняя Азия))				
Сульфидная (золотосульфидная) вкрапленных руд провинции Бассейнов и Хребтов (США, Чукотка)	Пятиэлементная	Молибденит-кварцевая	Шеелит-кварцевая	
Оловоносных (с вольфрамом) и сульфидоносных «цвиттеров» (Рудные горы)				
Медно(молибден)-порфировая (Чили, Бингем, США)		Молибденит-кварцевая То же	Шеелит-кварцевая	Касситерит-силикатно-сульфидная
Олово(серебро)порфировая (Боливия, Северо-Восток СССР)	Пятиэлементная	»		Оловоносных жильных грейзенов
		»		Оловосеребряная

го региона от этапа к этапу, от цикла к циклу эволюция каждого ряда связана прежде всего с переотложением массивных или вкрапленных руд большеобъемных месторождений базовых формаций, с образованием все новых разновидностей жильных месторождений, располагающихся нередко в соответствии с интервалами ряда зональности Эммонса. И несмотря на то, что какая-то часть месторождений в процессе каждого нового тектономагматического этапа может быть уничтожена в результате переплавления или метасоматической переработки определенных объемов горных пород, рудно-формационный ряд в конкретном регионе в своей основе остается прежним. Это объясняется тем, что коровыми (промежуточными) источниками рудного вещества жильных гидротермальных месторождений ряда являются главным образом базовые рудные формации и сопровождающие их зоны рассеянной минерализации.

Что касается глубинных (мантийных) источников рудного вещества, то на примере магматических медно-никелевых, хромитовых и платинометалльных месторождений, связанных с базитами и ультрабазитами, особенно хорошо видна их высокая консервативность, неизменность. Эту консервативность в процессе эволю-

ционного развития месторождений, равно как и формаций железистых кварцитов, Г. Шнейдерхен [8] объяснял минимальными возможностями регенерации этих руд.

Месторождения колчеданного и значительной части сульфидных (вкрапленных руд) рудно-формационных рядов развивались на протяжении всего геотектонического цикла (от ранних геосинклинальных этапов до посторогенных) или даже нескольких циклов. Такие полихронные или полигенные рудно-формационные ряды распространены в архейских провинциях Черчилл, протерозойских — Аризоны, герцинских — Урала, Сибири и Северного Кавказа. Иного типа провинции с месторождениями тех же рядов известны в пределах вулканогенно-плутоногенных поясов Казахстана и Узбекистана, а также в Японии. Эти провинции нередко именуются вторично геосинклинальными. Наиболее молодые из них, например миоценовая провинция «зеленых туфов» в Японии, характеризуются редуцированными рудно-формационными рядами: кроме собственно базовой колчеданной формации (куроко) отмечаются лишь кварцево-жильные полиметаллические (жильные куроко) и золотосеребряные. В более древних колчеданных провинциях, прошедших в сво-

рудных формаций

формации

Полиметаллические	Золотые	Золотосеребряные	Сурьмяные	Ртутные
		Золото(серебро)-теллуридная		Кинноварная
«Медно-порфировая» и «непорфирово-жильная»	Золото(альбит)-кварцевые, золотоальбит-анальцитомовая То же »	То же » Золотосеребряная		»
Галенит-халькопирит-сфалерит-кварцевая, полиметаллическая скарновая Жильные куроко		То же »	Антимонитовая	»
«Медно-порфировая» и «непорфировая» жильная	Золотосульфидно-кварцевая, золотокварцевая		Антимонитовая	Кинноварная
Серебросвинцово-цинковая скарновая	Золотосульфидно-кварцевая	Золотосеребряная	То же	То же
Касситерит-сульфидная	Золотосульфидно-кварцевая, золотокварцевая	То же	Кварцево-антимонитовая	»
«Непорфировая жильная» и метасоматическая Оловополиметаллическая	Золотосульфидно-кварцевая То же	Золотосеребряная, золотосеребротеллуридная Золотосеребряная	То же » »	» »

ем развитии полные геотектонические циклы, а также последующие этапы тектономагматической активизации, ряды рудных формаций более разнообразны в результате более глубокой и многократной дифференциации рудных компонентов кварцево-жильных и метасоматических формаций.

Месторождения порфировых рядов рудных формаций распространены в зонах орогенного вулканизма, в окраинно-континентальных вулканических поясах и в перивулканических зонах, а также в различного рода областях тектономагматической активизации.

Порфировая формация нередко отчетливо связана с колчеданными или сульфидными рядами рудных формаций. И в ряде случаев она не может рассматриваться в качестве базовой формации, в особенности если характерные порфировые интрузии отсутствуют. В частности, В. Г. Попов [2] предлагает подобные медно-порфировые месторождения относить к промежуточному звену между колчеданными и медно-порфировыми формациями. Иными словами, эти месторождения отчетливо теряют свою базовую сущность, поэтому в нашей систематике в соответствующих рядах они пока-

заны условно. Вероятно, правильнее было бы дать им другое наименование.

Как известно, порфировые формации для докембрия нехарактерны. Их зарождение связано с развитием орогенных магматических формаций нового типа, получивших наиболее полное свое выражение в мезозойских и мезокайнозойских окраинно-континентальных вулканических поясах. Допорфировые зоны сульфидизации в порфировых рудных районах служат убедительным указателем причины и механизма происхождения порфировых формаций. Колчеданные или сульфидные (вкрапленных руд) рудно-формационные ряды в позднем докембрии и, особенно, в фанерозое по мере развития орогенных магматических формаций нового типа оказались первоначально расцепленными на допорфировые и порфировые, а затем порфировые ряды приобрели формационную независимость в полной мере. Со времен появления порфировых формаций интенсивность и разнообразие дифференциации рудного вещества заметно возрастают, и не только в пределах порфировых рудно-формационных рядов. Это выражается в резком увеличении в пределах почти всех рудно-формационных рядов таких кварцево-жильных месторождений, как золотые, зо-

лотосеребряные, золототеллуридные, оловянные, олововольфрамовые, оловосеребряные, сурьмяные.

В докембрии число базовых формаций и возглавляемых ими рядов более ограничено, чем в фанерозое. Они связаны, главным образом с длительно развивающимися зонами сульфидизации и гематизации в кристаллическом фундаменте и чехле докембрийских толщ, а также с сульфидными расплавами и аксессуарами различных металлов в ультрабазитах. Однако комплексность руд докембрийских месторождений представляется наивысшей: отмечены, например, парагенезисы минералов урана и калия с золотом, серебром, платиновыми металлами [9]. Такие месторождения, по-видимому, представляют одну из формаций редоначальных рядов. Вместе с тем другие полигенные и полихронные ряды рудных формаций докембрия и фанерозоя нередко подобны.

На основе изложенного предлагаются следующие принципы систематики рудных формаций: эволюционные рудно-формационные ряды отражают металлогеническую унаследованность оруденения; группы однотипных (золотых, оловянных, сурьмяных и т. д.) формаций выделяются при сопоставлении рядов. Рудно-формационные ряды (1—14 в таблице) имеют следующие генетические схемы развития: а) глубокий недифференцированный источник рудного вещества — базовая формация — сопутствующие рудные формации ряда; б) базовая формация (например, осадочная) — дополнительный глубокий источник рудного вещества (или без него) — сопутствующие рудные формации ряда. В каждой группе могут появляться генетически разнородные, но нередко сходные по составу или даже конвергентные рудные формации (которым присваивается одно и то же название), развивавшиеся в близких физико-химических условиях. Так, например, эпи-

термальные золотосеребряные месторождения с почти однотипным составом руд завершают многие рудно-формационные ряды — от колчеданных до порфировых включительно.

Таким образом, по нашим представлениям, рудно-формационные ряды развиваются не только на протяжении одного тектономагматического этапа, но и на протяжении одного или нескольких геотектонических циклов в едином направлении: от сложных месторождений недифференцированных комплексных руд (базовые формации), несущих зарождение всего данного конкретного ряда рудных формаций, к простым (дифференцированным) жильным месторождениям. Важнейшие особенности развития, несмотря на общие тенденции концентрирования или рассеяния рудного вещества, напоминают фрагменты ряда зональности Эммонса. Именно поэтому гидротермальные и, в особенности, жильные рудные формации различных рядов нередко или подобны, или даже полностью конвергентны. По этой же причине рядовые формации, в особенности жильные, по многочисленным данным изотопных исследований характеризуются коровыми источниками рудного вещества [7]. И только исходные (первоначальные) ряды базовых формаций обнаруживают отчетливые признаки глубинных нижнекорových или мантийных источников. Эволюция рудно-формационных рядов с появлением зрелой континентальной коры в докембрии вошла в новый этап. Ряды становятся полнее и разнообразнее, зарождаются порфировые рудные формации.

Предлагаемая систематика может иметь большое практическое значение, особенно для целей глубокого прогноза. Сопутствующие жильные рудные формации могут указывать на присутствие в нижней части рудно-метасоматической колонны большеобъемных базовых формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в области тектономагматической активизации. — М.: Наука, 1980.
2. Попов В. С. Геология и генезис медно-молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977.
3. Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1956.— № 6.— С. 58—69.
4. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1988.
5. Сидоров А. А. Рудные формации фанерозойских провинций. — Магадан, 1987.
6. Сидоров А. А., Томсон П. Н. Базовые рудные формации // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 5.— С. 102—108.
7. Уайт Д. Различные происхождения гидротермальных рудообразующих флюидов // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. — М.: Мир, 1957.— С. 464—509.
8. Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе // Рудные регенерированные месторождения. М.: Изд-во ИЯ, 1957.— С. 11—62.
9. Davidson G. F. The present state of the Witwatersrand controversy // Mining. Mag.— 1960.— V. 102, N 3—4.— P. 54—69.

УДК 55(925.17)(092)

Е. А. Кириллов

ПЕРВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА Р. АМУР

Рассмотрены результаты геологических исследований, выполненных русскими горными инженерами Г. М. Пермикиным и Н. П. Аносовым во время первой

Специальные геологические исследования рекогносцировочного характера по берегам р. Амур на всем ее протяжении от верховьев до устья были впервые проведены в 1854 г. русскими горными инженерами Григорием Маркиановичем Пермикиным (1813—1879) и Николаем Павловичем Аносовым (1835—1890)—участниками крупной военной экспедиции, известной как «первый сплав». Экспедиция была организована по инициативе и под руководством генерал-губернатора Восточной Сибири Н. Н. Муравьева (впоследствии — Муравьев-Амурский) в связи с начинавшимся интенсивным освоением Россией левобережного Приамурья и низовьев Амура. Основная цель ее определялась необходимостью переправить из Забайкалья в низовья Амура большой караван из нескольких десятков тяжело груженных судов и плотов, с которыми следовало более 900 солдат, конных казаков и офицеров, а также небольшие группы чиновников, мастеровых горного ведомства.

Напряженная политическая обстановка в низовьях Амура и в пограничных районах Маньчжурии требовала быстроты действий. В этих условиях выполнение каких-либо научных изысканий не являлось основной задачей. И тем более следует отдать должное организаторам сплава, нашедшим возможность их проведения.

Одно то, что Россия спустя более двух столетий после походов и плаваний по Амуру первых русских землепроходцев, восстанавливая свои права на приамурские земли, обрела, наконец, твердые намерения возвратиться на берега великой дальневосточной реки, придавало этому патриотическому предприятию особую значимость.

Следует полагать, что предложение Г. М. Пермикину и Н. П. Аносову принять участие в экспедиции с целью попутного геологического обследования амурских берегов было весьма почетно и не было случайным.

экспедиции по Амуру в 1854 г. Приведены краткие сведения о деятельности этих исследователей.

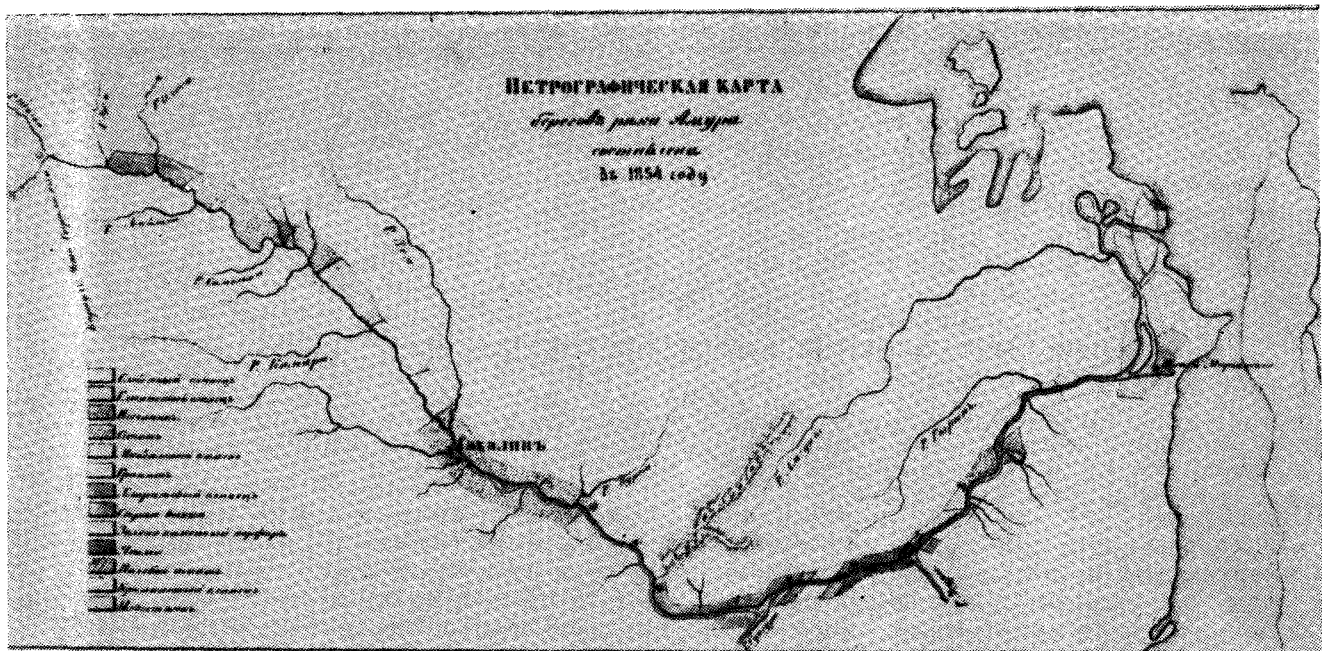
Оба инженера были хорошо знакомы Н. Н. Муравьеву по их работам в Забайкалье, их заслуги были известны многим.

Г. М. Пермикин имел уже к тому времени большой опыт работы во многих районах России, считался признанным специалистом по отысканию, добыче и обработке цветных камней. За два предшествующих экспедиции года работы в Забайкалье им было обнаружено несколько месторождений и проявлений лазурита и нефрита, организована их добыча и доставка в Петербург.

Н. П. Аносов, несмотря на свою молодость, отработав после окончания курса Института корпуса горных инженеров немногим больше года в Нерчинском округе, имел уже к этому времени на своем счету открытие значительных золотоносных россыпей, переданных для приисковой отработки [3, 13].

Экспедиция отправилась от Шилкинского завода (около 200 км ниже Нерчинска на р. Шилка) 14 мая 1854 г. На четвертый день она сплавила до места слияния рек Шилки и Аргуни (Усть-Стрелочный караул) и вошла в воды Амура, а 15 июня достигла уже своего конечного пункта — Мариинского порта у оз. Кизи близ устья Амура. Однако геологические исследования были продолжены и позднее, завершившись в первых числах июля обследованием берегов ниже Мариинского до устья и прилегающих берегов Амурского лимана. В общей сложности их продолжительность составила немногим более полутора месяцев.

Уже на второй год после экспедиции Г. М. Пермикин и Н. П. Аносов опубликовали в Записках Сибирского отдела Русского географического общества результаты своих наблюдений в виде составленных независимо друг от друга путевых дневниковых записей-очерков [2, 17]. Они и дают сегодня возможность представить содержание, уровень и характер выполненных во время экспедиции исследований. Описания экспедиции, освещающие пре-



Общій вид петрографической карты берегов реки Амура, составленной Г. М. Пермикиным.

имущественно различные стороны ее организации и проведения, некоторые подробности плаванія, встреч с местными жителями, с историческими экскурсами по освоению русскими Амура и пр., опубликованы впоследствии и некоторыми другими ее участниками [20, 24]. Однако сведений о выполнявшихся во время экспедиции горными инженерами работах в них не приводится.

Относительно более объемная и содержательная работа Г. М. Пермикина «Путевой журналъ плаванія по рѣкѣ Амуру от Усть-Стрѣлочнаго караула до впаденія ея в Татарскій проливъ» содержит не только геологические описанія; бѣльшая ее часть посвящена другим вопросам. Вот как сам автор определяет в кратком введении стоявшие перед ним задачи и перечень вопросов, на которых он считал необходимым остановиться: «На меня возложенъ былъ въ-особенности осмотръ каменныхъ береговыхъ породъ, сопровождающихъ теченіе рѣки Амура. Лестное порученіе это входило въ составъ дѣлъ экспедиціи; но, кромѣ того, по званію Члена-Сотрудника Сибирскаго Отдѣла Императорскаго Русскаго Географическаго Общества, я вызвался, при этомъ случаѣ, дѣлать наблюденія и собирать на пути геологическія породы для Музеума, состоящаго при Сибирскомъ отдѣлѣ» (с. 3). И далее — «Кромѣ того, в путевомъ журналѣ моемъ я дѣлалъ нѣкоторыя замѣтки статистическія, коснулся топографіи рѣки Амура, этнографіи тунгусскихъ племенъ и записывалъ все, что казалось мнѣ

особенно достопримѣчательнымъ въ этомъ любопытномъ путешествіи» (с. 4).

Основной результатъ собственно геологическихъ исследований Г. М. Пермикина — краткое описаніе наблюдавшихся в береговыхъ обнаженіяхъ пород с составленіем на этой основе схематичной «Петрографической карты береговъ реки Амура». Она опубликована в качестве приложения к «Путевому журналу...» и явилась первой картой геологическаго содержанія для прибрежій Амура (см. рисунок). На карте выделено 13 разновидностей пород: слюдяные, глинистыя, хлоритовыя и кремнистыя сланцы, песчаники, серая вакка, известняки, яшма, миндальный камень, зеленокаменный порфир, сиениты, граниты, полевой шпатъ. Карта, по сути, является схематическимъ абрисомъ вдоль Амура, на котором в условныхъ знакахъ показаны разновидности встреченныхъ пород. Авторомъ собрана также сдублированная коллекція образцовъ пород (по 83 образца) для музеевъ в Иркутске и при Департаменте Уделовъ.

Характерно, что, сплаваясь от Мариинскаго къ устью Амура и далее до Петровскаго зимовья в заливе Счастья уже самостоятельно, безъ сопровожденія всего остальнаго экспедиціоннаго каравана, Г. М. Пермикин имелъ возможность проводить более продолжительные исследования береговыхъ обнаженій. На этотъ сравнительно небольшой отрезокъ маршрута он затратилъ две недели, отплывъ на своей лодке 20 іюня из Мариинскаго и прибывъ 4 іюля в Петровское зимовье. Соответственно в «Путе-

вом журнале...» им приводятся для этих мест более подробные описания встречавшихся пород, проявлений некоторых полезных ископаемых. Так, по правобережью, сразу начиная от Марининского порта, он отмечает, что «...вся здѣшняя почва преимущественно состоит изъ глины, проникнутой желѣзною окисью, въ которой гнѣздами видна желѣзная почечная руда» (с. 58).

Выходы охристых глинистых сланцев, свидетельствующих, по его мнению, «о присутствіи желѣзныхъ рудъ», описываются им по правобережью и ниже. Местами, в частности в районе дер. Пуль, он отмечает на их интенсивный метаморфизм: «...повсюду преобладали различныя видоизмѣненія желѣзныхъ рудъ, с перемежающимися толщами глинистаго сланца и кварцита. По всему видно, что глинистый сланецъ былъ здѣсь подъ сильнымъ вліяніемъ огня: въ его слои проникла желѣзная бленда, отчего прокаленные пласты его получили звончато металла» (с. 62).

В районе дер. Тыр им отмечен каолин. На мысе Полосатик (Пауза) в Амурском лимане он находит и описывает «...красноватаго цвѣта известнякъ, въ которомъ заключались окаменѣлыя раковины. Это отличный матеріалъ для получения извести» (с. 75).

Продолжая обследование береговых обнажений лимана, Г. М. Пермикин отмечает здесь повсеместное развитие порфировых пород и лав. «На короткое время,— пишет автор,— мы приставали к скалистому острову Ханжигирь, который весь состоит из отвердѣлаго глинистаго сланца, заключающаго в себѣ въ большомъ количествѣ, неокристаллованный сѣрный колчедан. Въ береговыхъ розсыпяхъ попадались различныя видоизмѣненія агатовыхъ породъ» (с. 75).

Разнообразие сведений, приводимых в «Путевом журнале...», свидетельствует о широте кругозора и интересов автора. Краткие характеристики рельефа прибрежных районов Амура, типов берегов, приустьевых частей притоков сочетаются с заметками и соображениями экономического характера, например о возможности развития на обширных пространствах левобережья хлебопашества и скотоводства. Со знанием дела он описывает растительность по берегам.

Наиболее значительное место в «Путевом журнале...» уделено описаниям этнографического характера, сопровождаемым иногда историческими экскурсами и заметками. Достаточно подробные описания особенностей жизни и быта, промыслов, жилищ, одежды живших по берегам Амура народностей — маньчжуров, ороченов, манегров, гиляков, гольдов, явившиеся для своего времени первыми научно достоверными сведениями подобного рода по этому об-

ширному региону, представляют несомненный исторический и научный интерес и в наши дни.

Большое внимание автор уделил древним каменным памятникам у гиляцкой дер. Тыр, находившимся на отвесном береговом утесе. Местным жителям они были известны давне. Упоминали об их существовании и первые русские землепроходцы на Амуре в XVII в. Два из них представляли собой плитчатые стелы с закругленными верхними углами, «вышиною в 2 аршина», на них были высечены иероглифы. Третий памятник представлял собой некогда составленную из трех частей колонну, к тому времени уже поваленную.

Как геолог, Г. М. Пермикин не мог не отметить, что памятники были сделаны из местных пород, отмечающихся поблизости в береговых обрывах,— порфиров, гранитов, серых мелкозернистых мраморов. Будучи сам прекрасным мастером и специалистом по обработке камня, он отмечает высокую степень искусства их обработки «художнической рукою». Особенно его поразила «...высѣчка на гранитѣ писменъ довольно мелкаго шрифта, съ такою отчетливостію, что въ настоящее время лучшіе изъ мастеровъ затруднились бы подобнымъ исполненіемъ» (с. 69). «Я употребилъ все мое стараніе, чтобы снять какъ точные рисунки памятниковъ... такъ равно и буквы,— пишет автор.

По возвращении в Иркутск он привлек к изучению памятников специалистов, в частности одного из своих спутников по экспедиции синолог Е. И. Сычевского, а также знатока древних иероглифических писмен члена-сотрудника Русского географического общества архимандрита Аввакума. Краткая статья последнего опубликована в качестве пояснительного материала вместе с «Путевым журналом...» и зарисовками памятников [1]. По заключению указанных лиц памятники относились ко времени древней монгольской императорской династии Юань, правившей в Китае в XIII—XIV вв., и были воздвигнуты вблизи небольшой буддийской кумирни (молитвенного храма). Следов от нее к тому времени уже не осталось, но на ее существование в прошлом указывали гиляки.

Заканчивая описания и как бы подводя итог проведенным исследованиям, Г. М. Пермикин скромно оценил их лишь как начальные и предварительные. Он пишет: «Въ-заключеніе мнѣ остается высказать мысль мою, что посильные труды членовъ экспедиціи послужатъ в настоящее время только первою идеею къ будущему, болѣе подробному, описанію бассейна рѣки Амура» (с. 77).

В целом «Путевой журнал...», написанный достаточно живым для научного сочинения языком, можно рассматривать как своеобразный литературный памятник периода начала

освоения Приамурья. Он может быть интересен специалистам различных направлений, краоведам и заслуживает, по-видимому, переиздания. Это практически единственная опубликованная при жизни автора работа. Его наиболее ценные труды по геологии, горно-заводскому делу, географии, написанные им до и после первого сплава в виде отчетов, записок, заявок на открытие многочисленных месторождений в различных регионах страны, были не только не изданы, но и забыты. Лишь в начале нашего века о них стало известно широкой общественности во многом благодаря трудам академика А. Е. Ферсмана, переиздававшимся уже в советское время, в которых рассматривалась история открытия самоцветов в Забайкалье [23—25], а впоследствии и по некоторым разрозненным публикациям других авторов [14—16].

После завершения маршрута по Амуру и прибытия в Петровское зимовье Г. М. Пермикин уже через день на шхуне «Восток» выезжает в порт Аян и оттуда по Аянскому тракту через Нелькан добирается до Якутска. В конце августа он возвращается в Иркутск, откуда началось его дальневосточное путешествие.

Вторая работа, освещающая геологические исследования в рассматриваемой экспедиции, — «Краткий геогностический очерк прибрежий рѣки Амура» Н. П. Аносова — невелика по объему, более лаконична. Она касается практически только геологических вопросов, излагаемых автором в двух главах. Если первую из них можно рассматривать в качестве кратких дневниковых записей, то вторая, как пишет автор, «...представляет сводъ всѣхъ наблюдений и слабый геогностический очеркъ этой, доселѣ неизвѣстной страны» (с. 114).

Записи в первой главе неравнозначны по отдельным дням, в большинстве своем они кратко характеризуют состав пород, отмечающихся в обнажениях по берегам. Привязка при этом велась автором (впрочем, как и Г. М. Пермикиным) в верстах относительно Усть-Стрелочного караула. Краткие замечания касаются взаимоотношений пород, характера берегов. В одном случае, встретив обнажения граносиенитов (443-я верста от Усть-Стрелки), автор на основании своего опыта по р. Горбнице в Забайкалье высказывает предположение о возможной россыпной золотоносности левобережья Амура: «Рѣчка Горбница, гдѣ открыто золото въ гранито-сиенитѣ, позволяет намъ, на основаніи аналогическаго сходства породъ, предложить себѣ вопросъ: толщи амурскихъ гранито-сиенитовъ, имѣющихъ, безъ-сомнѣнія, связь съ такими же лѣваго берега Шилки, не суть ли и в этой мѣстности воспроизводители золота? Къ тому же различные роды метаморфическихъ сланцовъ, подобно почвѣ нерчин-

ской, еще болѣе утверждают въ возможности на благонадежные поиски золота по лѣвому берегу Амура. Описанная нами мѣстность, по важности данныхъ, должна обратить на себя особенное внимание на поиски благороднаго металла» (с. 115).

Дневниковые записи автор заканчивает по прибытии экспедиции в Мариинское. Беглые заметки в конце главы свидетельствуют, что он также вскоре (28 июня) самостоятельно прибывает в Петровское зимовье, отмечая по пути по берегам лимана преобладание метаморфизованных пород «нептуническаго происхожденія» (с. 121). Из этих же заметок видно, что он побывал и в бухте Де-Кастри, поскольку упоминает о находке им там «фарфоровой глины».

Обобщая свои наблюдения во второй главе, Н. П. Аносов отмечает преобладание на всем протяжении маршрута вдоль Амура глинистых сланцев и песчаников, прорываемых жильными телами гранитов. В меньшей мере развиты известняки, метаморфизованные до мраморов. Для осадочных пород, в отдельных случаях сильнометаморфизованных («претерпевших от гранитов») до яшм и кремнистых сланцев, он предполагает палеозойский, возможно силурийский, возраст. Простиранение пород, по его данным, в основном северо-восточное и юго-западное, но падение пластов к северу от Малого Хингана на запад, а к югу — на восток. Последнее обстоятельство дает основание автору считать, что пласты пород были подняты при воздымании этого кряжа.

Во второй главе автор вновь возвращается к мысли об аналогии геологического строения Приамурья и Забайкалья и, в частности, пишет: «Образцы породъ при-Амурскихъ представляютъ большую аналогію съ ... залегающими по берегамъ рѣкъ Онона, Ингоды, Шилки и Аргуни. Если въ этихъ мѣстностяхъ Нерчинской Дауриі развиты столь различныя минеральныя богатства, то при-Амурская область, какъ продолженіе тѣхъ же горныхъ цепей и, повидимому, одновременнаго съ ними происхожденія, можетъ заключать въ себѣ всѣ те жѣ богатства, которыми природа такъ щедро наградила Нерчинскій край» (с. 127).

Основываясь на своих наблюдениях и выводах, Н. П. Аносов в заключение с оптимизмом говорит о большом будущем Приамурья: «Изъ всего сказаннаго должно ожидать, что Амурскій край въ смыслѣ минеральныхъ богатствъ приобрететъ большое значеніе. Нѣтъ сомнѣнія, что главныя цѣпи горъ, болѣе удаленныя отъ долины Амура, по тщательномъ ихъ изслѣдованіи, представятъ еще болѣе данныхъ къ положительному заключенію объ этой странѣ».

Из краткаго очерка, нами представляемаго, видно, что при-Амурскій край можетъ заклю-

чать въ себѣ всѣ элементы для водворенія горнаго промысла. Можно ожидать, что минеральныя богатства края дадутъ вѣковыя и могущественныя средства для дѣйствій заводовъ, рудниковъ и промысловъ. Берега Амура могутъ принять миллионы обитателей, щедро награждая прищельцевъ богатствами изъ своихъ нѣдръ; а горные кряжи при заселеніи края дадутъ пищу дѣятельному уму и благодарный трудъ горнаго поколѣнія» (с. 127—128).

В целом проведенные Г. М. Пермикиным и Н. П. Аносовым геологические исследования на уровне современных знаний о геологии Приамурья безусловно могут представлять лишь исторический интерес. Их попутный характер, быстрота передвижения экспедиции, отсутствие каких бы то ни было карт местности во время сплава — все это дало возможность исследователям составить лишь самые общие, схематизированные представления о рельефе, типах пород, их залегании, в отдельных случаях — отметить признаки одних полезных ископаемых или предполагать по общим соображениям наличие других. Неполнота исследований, вызванная указанными трудностями, осознавалась и отмечалась самими авторами. В частности, Г. М. Пермикин писал: «При быстротѣ съ которою должно было совершить плаваніе по рѣкѣ Амуру, я не могъ сдѣлать осмотра береговыхъ породъ въ томъ видѣ, какъ бы это слѣдовало. Экспедиція держалась преимущественно лѣваго берега рѣки, и обзорѣнія мои поспею отнестися къ тѣмъ пунктамъ, гдѣ она останавливалась для своихъ ночлеговъ» [17, с. 3—4].

Сами авторы весьма скромно оценивали свои работы лишь в качестве «первой идеи» или «слабого геогностического очерка». Однако несомненно и другое — проведенные исследования послужили начальным импульсом, толчком к проведению дальнейших геологических исследований и поисковых работ в регионе. Н. П. Аносов, к примеру, верный своей идее о золотоносности левобережного Приамурья, за-

родившейся, как мы видели, во время описанной экспедиции, впоследствии еще многие годы посвятит изучению этих вопросов в регионе, откроет здесь золотоносные районы, опубликует ряд работ по проблемам золотоносности [4—6, 11, 12, 26, 27], а также по некоторым вопросам геологии, геоморфологии, полезным ископаемым Приамурья и Приморья [7—10]. Во многом благодаря его интенсивной деятельности и предпринимательскому таланту золотопромышленность Приамурья станет вплоть до начала нашего века отраслью, ведущей во всей Сибири и доминирующей в Приамурье [19]. Так что в определенном смысле экспедицию 1854 г. можно считать отправным моментом для развертывания в Приамурье золотопоисковых и связанных с ними геологических работ.

Проведенные во время первого сплава исследования получили высокую оценку современников. Еще до публикации рассмотренных работ Г. М. Пермикина и Н. П. Аносова они были использованы П. П. Семеновым (впоследствии — знаменитый путешественник-географ Семенов-Тянь-Шанский) в его обобщающем очерке по орографии Амурского края, опубликованном в 1855 г. в Вестнике Русского географического общества [22]. В нем он написал, что «...нельзя не читать обѣихъ статей безъ восторженнаго интереса, потому-что онѣ наконецъ бросаютъ свѣтъ на страну, бывшую доселѣ совершенно недоступною для научнаго изслѣдованія» (с. 227).

Разными были жизненный опыт и пути, приведшие Г. М. Пермикина и Н. П. Аносова к первой экспедиции по Амуру. Различны их судьбы будут и потом. Но именно эта экспедиция — «первый сплав» 1854 г. — навсегда поставила рядом их имена как пионеров в истории геологического изучения Приамурья. Высокий профессионализм при незаурядных способностях и преданность делу, которому они себя посвятили, — то общее, что было присуще этим замечательным исследователям.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авакум (архимандрит)*. О надписи на каменном памятнике, находящемся на берегу реки Амура, недалеко от впадения ее в море // Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва.— 1856.— Кн. 2.— С. 78—79.
2. *Аносов Н.* Краткий геогностический очерк прибрежий реки Амура // Там же.— Кн. 1.— С. 109—128.
3. *Аносов Н.* Характер золотоносности Нерчинского округа // Там же.— Кн. 3.— С. 145—150.
4. *Аносов Н.* Отчет о действии Амурской поисковой партии в Приморской области за 1857 и 1858 гг. Статьи I—VI // Иркутские губернские ведомости.— 1860.— № 7, 8, 12, 14, 16, 17.
5. *Аносов Н.* Отчет о действии поисковой партии в Амурской области. С картой, 8 рис. и табл. черте-

- жей // Горный журн.— 1981.— Т. II, № 4.— С. 1—31.
6. *Аносов Н.* Выписки из его рапорта в штаб корпуса горных инженеров // Там же.— 1863.— Т. II, № 4.— С. 129—130.
7. *Аносов Н.* Озеро Ханка и его климатические особенности // Зап. Русск. геогр. об-ва.— 1864.— Кн. 2, отд. II.— С. 106—121.
8. *Аносов Н.* Морские золотоносные россыпи у юго-восточных берегов Сибири // Горный журн.— 1864.— Т. II, № 6.— С. 520—540.
9. *Аносов Н.* Железные руды в Амурском крае // Изв. Русск. геогр. об-ва.— 1865.— Кн. 1.— С. 60—61.
10. *Аносов Н.* Ущелье Хингана и формация рудных известняков в Амурском крае. С картой и 2 разре-

- зами // Горный журн.— 1865.— Т. II, № 4.— С. 60—73.
11. *Аносов Н.* Золото в Амурском крае: Письмо к секретарю Геогр. об-ва из Албазинской станицы от 11 июня 1866 г. // Изв. Русск. геогр. об-ва.— 1866.— Кн. 2.— С. 151—153.
 12. *Аносов Н.* Рапорт Горному Департаменту об открытии золота по Амуру от 30 июля 1866 г. // Горный журн.— 1866.— Т. IV, № 10.— С. 161—163.
 13. *Версилов Н. А.* Примечание: (к ст. Н. Аносова «Характер золотоносности Нерчинского округа») // Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва.— 1856.— Кн. 3.— С. 151—152.
 14. *Гранина А. Н.* Из истории минералогических исследований Сибири (работы Григория Маркиановича Пермикина) // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 5.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.
 15. *Кириллов Е. А.* Открывший лазурит // Тихоокеанская звезда.— 1988.— 12 мая.
 16. *Обручев В. А.* История геологического исследования Сибири. Период 3 (1851—1888 гг.).— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1934.
 17. *Пермикин Г.* Путевой журнал плавания по реке Амуру от Усть-Стрелочного караула до впадения ее в Татарский пролив. (В 1854 году) // Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва.— 1856.— кн. 2.— С. 3—78.
 18. *Пермикин Г. М.* Мысли о золотопромышленности // Амур.— 1861.— № 58—60.
 19. *Покровский Н.* Николай Павлович Аносов (1835—1890) // Горный журн.— 1890.— Т. IV, № 11.— С. 539—542.
 20. *Свербеев Н.* Описание плавания по реке Амуру экспедиции генерал-губернатора Восточной Сибири в 1854 году // Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва.— 1857.— Кн. 3.— С. 5—78.
 21. *Сгибнев А. С.* Амурская экспедиция 1854 г. // Древняя и новая Россия.— 1878.— № 11.
 22. *Семенов П. П.* Обзорение реки Амура в физико-географическом отношении // Вестн. Русск. геогр. об-ва.— 1855.— Ч. 15.— С. 227—254.
 23. *Ферсман А. Е., Писарев С. Н.* Пионеры Сибири (Пермикин, Алибер, Сидоров) // Природа.— 1921.— № 10-12.— С. 30—50.
 24. *Ферсман А. Е.* Рассказы о самоцветах.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.
 25. *Ферсман А. Е.* Избранные труды. Т. VII: Драгоценные и цветные камни СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
 26. *Anosoff N.* Über unterseeische Goldseifen an den südostlichen Küsten von Sibirien // Arch. f. wiss. Kunde v. Rusland, ausg. v. A. Erman.— 1865.— Т. XXIV, m. 1. Taf.— S. 527—549.
 27. *Anosoff N. P.* Die Goldwaschereien im Amurgebiet // Peterm. Mitt.— 1867.— N. 2.— S. 72—73.
-

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Б. Каплун, Т. В. Григорица

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ
В СРЕДНЕ-АМУРСКОЙ ВПАДИНЕ

В результате электроразведочных работ методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в Средне-

Средне-Амурская впадина расположена в пределах Западно-Сихотэ-Алинского синклинория и представляет собой сложную систему горстов, грабенов и поднятий фундамента, который разнороден по возрасту, составу и степени консолидации. Грабены и погружения впадины выполнены палеогеновыми и неогеновыми терригенно-осадочными породами [2]. Верхняя часть разреза осадочных отложений представлена высокоомными аллювиальными отложениями, сопротивление которых составляет 300—700 Ом·м, иногда достигая 1000 Ом·м и более. Ниже залегают более проводящие горизонты, представленные глинами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сопротивление которых колеблется от 200 Ом·м у песчаников до 10—30 Ом·м у глин. Средняя суммарная проводимость осадочного чехла составляет 10—200 См. Сопротивление пород верхней части фундамента, вероятно, составляет 100—500 Ом·м и возрастает с глубиной по мере уплотнения и увеличения степени метаморфизма горных пород.

Региональные исследования методом магнитотеллурических зондирований (МТЗ) в Средне-Амурской впадине проводились с целью изучения ее глубинной электропроводности. Зондирования выполнялись аналоговой аппаратурой МТЛ-71 по профилю г. Комсомольск-на-Амуре — г. Вяземский (рис. 1). Пункты зондирования 501 и 502 расположены за пределами впадины, пункты 506, 503, 601, 610 находятся в прибортовой части впадины, а остальные зондирования выполнены во впадине. Наблюдения магнитотеллурического поля проводились в диапазоне периодов от 10 до 2500 с.

На рис. 2 показаны амплитудные кривые МТЗ (ρ_{xy} , ρ_{yx} , ρ_{cp}). Кривые ρ_T в основном конформны, представлены нисходящими ветвями, составляющими с осью абсцисс углы 25—45°. Отсутствие левой восходящей ветви, несущей информацию о проводимости осадочного чехла, обусловлено его малой суммарной проводимо-

Амурской впадине выявлен проводящий слой с максимальной проводимостью на глубине 30—35 км.

стью в пунктах наблюдения. Кривые ρ_T различаются по уровню почти на три порядка, причем самый низкий уровень у кривых, расположенных в Средне-Амурской впадине, что является одним из признаков S-эффекта, связанного с повышенной проводимостью верхней части разреза впадины по сравнению с соседними

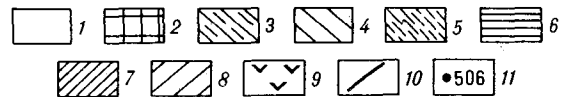
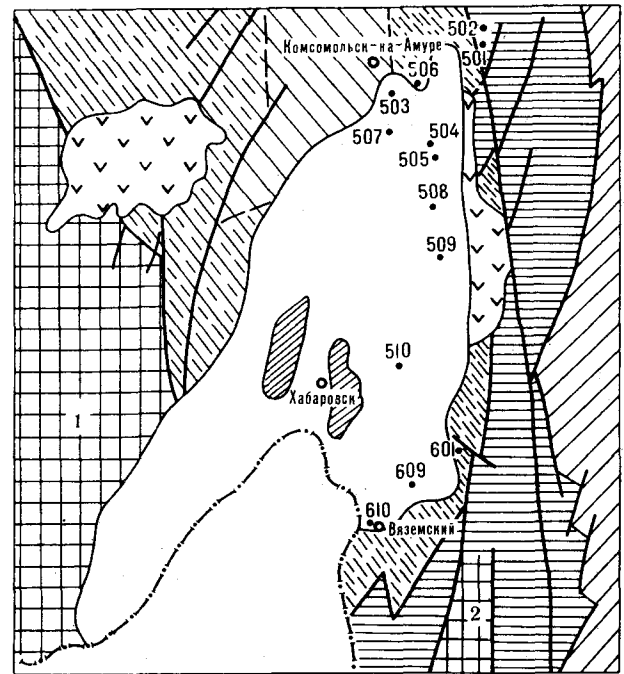


Рис. 1. Геолого-структурная схема района работ. Составлена по результатам работы [4] с упрощениями. 1 — Средне-Амурская впадина; 2 — жесткие массивы (1 — Бурейский, 2 — Ханкайский); 3 — Баджало-Нижнеамурская структурно-фациальная зона (СФЗ); 4 — Горинская СФЗ; 5 — Западно-Сихотэ-Алинская СФЗ; 6 — Центральный сектор (Хорско-Ануйская СФЗ, Викинская СФЗ); 7 — Вандало-Хабаровская СФЗ; 8 — Приморский сектор (Павловско-Большееуссурйская СФЗ, Арму-Самаргинская СФЗ); 9 — вулкано-генные образования; 10 — разломы; 11 — точки МТЗ.

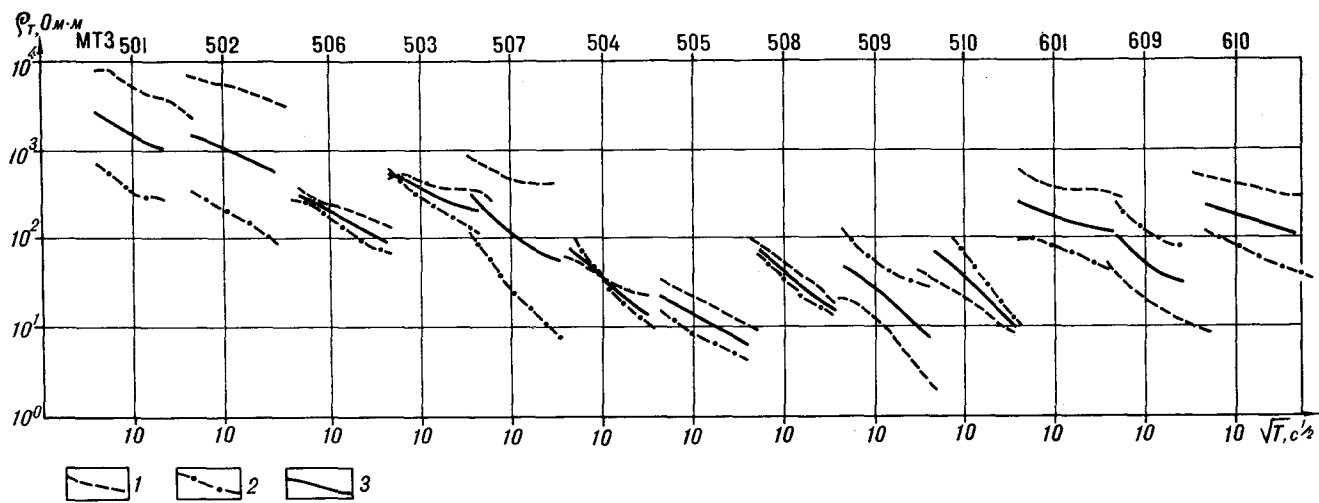


Рис. 2. Амплитудные кривые МТЗ по профилю г. Комсомольск-на-Амуре — г. Вяземский. 1 — широтные; 2 — меридиональные; 3 — средние.

структурами, где осадочный чехол отсутствует или имеет значительно меньшую мощность. В пользу наличия действия S -эффекта свидетельствует тот факт, что даже при грубой оценке наблюдается обратная зависимость между суммарной продольной проводимостью осадочного чехла в пункте наблюдения и глубиной до проводящего слоя в земной коре и верхней мантии, определенной по асимптотическим формулам для средних кривых. Однако для точки МТЗ 509, имеющей наибольшую проводимость в пункте наблюдения, казалось, должны быть самый низкий уровень и наименьшая глубина залегания до проводящего горизонта, но этого не наблюдается. Аналогично для точки МТЗ 505, имеющей самый низкий уровень, но небольшую суммарную проводимость осадочного чехла в пункте наблюдения. Все это говорит о том, что кроме преобладающего действия S -эффекта возможно локальное действие других факторов, вызывающих как занижение уровня кривых, так и завышение. Это могут быть эффекты обтекания и концентрации, которые возникают вследствие блокового строения фундамента впадины. Вероятно, имеет место и краевой эффект в прибортовых частях впадины. Однако отсутствие карты S и восходящих ветвей кривых ρ_T , несущих информацию о проводимости осадочного чехла впадины, не позволяет точно учесть величину гальванических искажений. Анализ полярных импедансных диаграмм показал, что зондирования проводились при наличии в разрезе как двухмерных, так и трехмерных неоднородностей. Поэтому на данном этапе исследований целесообразно рассмотреть средние или эффективные кривые МТЗ. Нами в качестве основных были взяты средние кривые.

Формальная интерпретация этих кривых при-

водит к резкому воздыманию проводящего горизонта под впадиной, что, по-видимому, обусловлено действием S -эффекта. Последний может быть существенно уменьшен путем осреднения кривых. Для получения осредненной кривой были взяты все МТЗ, кроме МТЗ 501 и 502, лежащих далеко за пределами впадины. Рассчитанная осредненная кривая показана на рис. 3. Интерпретация данной кривой выполнена с помощью дифференциальной трансформации Ниблетта. Кривая распределения сопротивлений с глубиной приведена на рис. 4. Из него видно существование зоны пониженного сопротивления в низах земной коры, мощность которой оценивается в 30—35 км [5]. Полученный результат следует рассматривать как предварительный, так как он требует уточне-

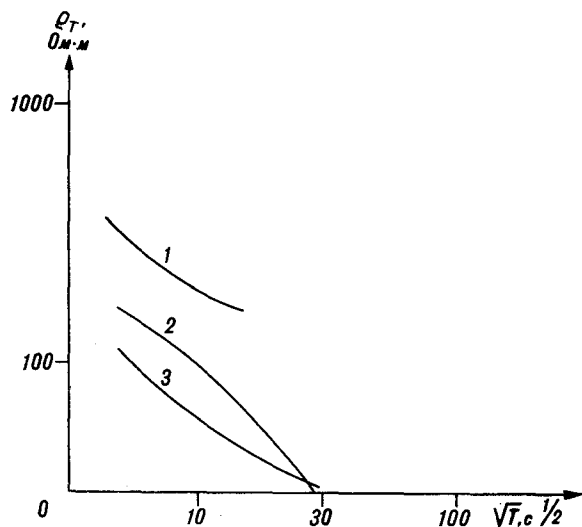


Рис. 3. Средние кривые. 1 — по югу Буреинского массива; 2 — по Комсомольско-Баджальскому району; 3 — по Средне-Амурской впадине.

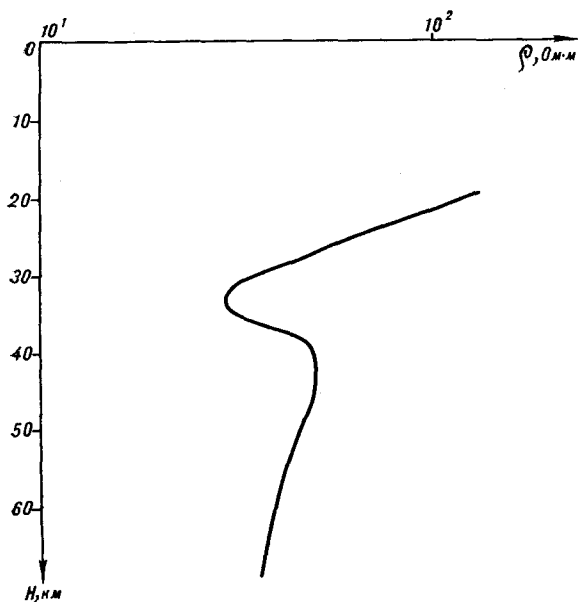


Рис. 4. Распределение сопротивления с глубиной.

ния с помощью численного или физического моделирования.

В соседних со Средне-Амурской впадиной районах — на юге Буреинского массива [1] и в Комсомольско-Баджальском районе [7] — были обнаружены проводящие слои в низах земной коры и верхней мантии на глубинах соответственно 30—50 и 40—60 км. Сравнивая средние кривые, построенные по результатам работ

в этих районах, со средней кривой по впадине, можно отметить, что средняя кривая по впадине расположена ниже (см. рис. 3). Это, вероятно, вызвано действием регионального *S*-эффекта, связанного с увеличенной проводимостью осадочного чехла впадины по сравнению с сопредельными районами. Однако возможна и увеличенная проводимость низов земной коры впадины по сравнению с сопредельными районами, так как низы земной коры, по данным других методов, существенно отличаются от низов земной коры сопредельных территорий. Как известно, Средне-Амурская впадина в «наблюдаемом» гравитационном поле отмечается четким максимумом, несмотря на то, что заполнена слабоуплотненными осадочными породами, а это указывает на повышенную плотность низов земной коры [4, 8]. Комсомольско-Баджальский район в плане совпадает с Баджальским минимумом силы тяжести, для которого характерно инверсионное соотношение между распределением плотности пород на поверхности и глубоким региональным минимумом силы тяжести, указывающим на разуплотнение низов земной коры [6]. Структура юга Буреинского массива (Мало-Хинганский блок) очень сложна и не подчеркивается аномалией одного знака. Для нее характерно наличие как минимумов силы тяжести, так и максимумов [8]. По результатам ГСЗ структура впадины подчеркивается уменьшенной мощностью гранитно-метаморфического слоя до 12 км, а коры до 35 км [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмадулин В. А., Талгыкин Ю. В. Геоэлектрическая модель юга Буреинского массива // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 36—41.
2. Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины.— М.: Недра, 1971.
3. Врублевский А. А. Тектоническое районирование Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 3.— С. 3—12.
4. Лишневский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке.— М.; Наука, 1969.— С. 21—32.
5. Погапьев С. В., Спириин Е. Е., Марахонов В. И., Петров А. В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геология.— 1979.— № 3.— С. 84—97.
6. Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1977.— С. 42—54.
7. Талгыкин Ю. В. К вопросу о глубинной электропроводности Комсомольско-Баджальского района // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.— С. 130—133.
8. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.

К ГЕНЕЗИСУ ЗОЛОТОСУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Предложена генетическая модель формирования золотосурьмяного оруденения, объясняющая типоморфные особенности золота из сурьмяных месторождений. В качестве базовой формации для образования золотосурьмяных месторождений рассматриваются золото-

В перивулканических зонах и областях тектономагматической активизации, вдоль глубинных разломов и в узлах их пересечения, в миогеосинклинальных толщах развиты месторождения вкрапленных золотосульфидных и жильных золотосурьмяных руд. В последнее время в пределах сурьяно-ртутных и золотосурьмяных рудных провинций, полей, отдельных месторождений и рудопроявлений выявляются золотосульфидные вкрапленные руды. С другой стороны, известно, что на всех без исключения золотосульфидных вкрапленных месторождениях в тех или иных количествах присутствует антимонит, с которым часто ассоциирует высокопробное самородное золото [7]. Для руд месторождений рассматриваемых формаций характерна высокая корреляционная связь золота и мышьяка, золота и сурьмы. Оруденение этих формационных типов не образует промышленных россыпей, отличается высокими значениями золотосеребряного отношения (50:1, 10:1), прослеживается на большие глубины без существенного изменения состава и мощности. Рудные тела локализуются в линейных зонах динамометаморфизма, сопровождающих крупные разрывные нарушения надвигового типа и оперяющие их сбросовые. Рудные поля приурочены к антиклинальным куполовидным структурам, к флексуобразным перегибам вмещающих толщ в их пределах. На ряде месторождений известны дайки и небольшие интрузивные штоки контрастного состава. Вмещающими оруденение породами являются алевропесчаные пластичные пачки, в некоторых случаях благоприятной для рудообразования оказывается зона контакта терригенных и карбонатных пластов.

Золотосурьмяные месторождения предыдущими исследователями обычно генетически или парагенетически связывались с золотокварцевой малосульфидной формацией. А золото в антимонитовых рудных телах считалось экстрагированным из золотокварцевых жил и прожилковых зон [2, 5, 6]. Сопоставление геологоструктурных особенностей, вещественного состава руд, последовательности выделения минеральных ассоциаций (табл. 1), типоморфных особенностей главных рудных минералов (табл. 2) позволяет предполагать минералого-

сульфидные вкрапленные руды, что существенно расширяет перспективу обнаружения новых месторождений в известных сурьмяных и золоторудных провинциях.

геохимическое родство золотосульфидной и золотосурьмяной формаций.

Месторождения золотосульфидной вкрапленной формации отличаются от золотосурьмяной лишь интенсивностью проявления кварц-антимонитовой стадии (см. табл. 1), что, по-видимому, связано с положением месторождений относительно долгоживущих глубинных разломов и характером активизации последних. Вместе с тем известно, что там, где древняя золотоносность отсутствует, там и антимонитовые жилы не содержат золота. В настоящее время доказано, что золото в антимонитовых рудных телах переотложилось [2, 5, 6].

Изложенный материал позволяет предложить следующую генетическую модель формирования золотосурьмяного оруденения. На раннем этапе активизации глубинных разломов, связанной со становлением вулканогенного пояса, в условиях сжатия [8] в зонах расслабления и брекчирования отлагалась вкрапленная сульфидная минерализация с тонкодисперсным золотом в пирите и арсенопирите. Затем в зонах динамометаморфизма установились усло-

Таблица 1

Соотношение минеральных ассоциаций золотосульфидного вкрапленного и золотосурьмяного оруденения

Этап рудообразования	Главная минеральная ассоциация	Тип оруденения (формация)	
		Золотосульфидная вкрапленная	Золотосурьмяная
Редкометалльный	Арсенопирит-молибденит-касситерит-вольфрамитовая	+—	—+
Золоторудный	Арсенопирит-пиритовая (с тонкодисперсным золотом)	++	++
	Золотогаленит-сфалерит-сульфоантимонитовая	+—	+—
Сурьямный	Золотобертьерит-антимонитовая	—+	+—
	Золотоантимонитовая	+—	++

Примечание. «—+» — встречается спорадически; «+—» — слабо проявлена; «++» — широко развита.

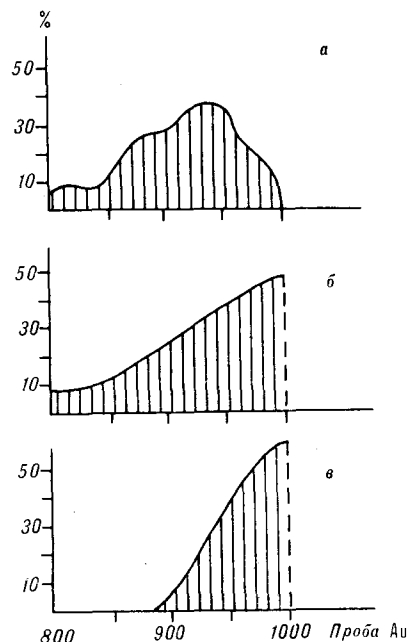
Таблица 2

Типоморфные особенности главных рудных минералов

Типоморфные особенности минерала	Формация	
	Золотосульфидная	Золотосурьмяная
1. Форма кристаллов арсенопирита	Игольчатая	Игольчатая
2. Содержание мышьяка в пирите, %	1—7	В среднем 1
3. Содержание золота в арсенопирите, п	10—1000	10—100
4. Отношение Co/Ni а) в пирите б) в арсенопирите	0,3 0,0016	0,23 0,001
5. Содержание сурьмы в арсенопирите, %	До 0,1	До 1
6. Проба золота, ассоциирующего с антимонитом	890—920	950—980
7. Форма золотин, ассоциирующих с антимонитом	Овальная комковидная	Овальная комковидная
8. Размеры золотин, ассоциирующих с антимонитом, мм	В среднем 0,1	Менее 0,1
9. Наличие элементов-примесей в антимоните	Практически отсутствуют	Практически отсутствуют
10. Агрегатное состояние антимонита	Друзы, массивный чугунный	Друзы, массивный чугунный
11. Температуры гомогенизации включений в кварце, сростающемся с антимонитом, °С	220—180	220—150

Примечание. В таблице использованы данные автора и работ [2, 4—6].

вия пульсации — попеременного сжатия и растяжения, при которых активные содержащие сурьму растворы [6] то отжимались, то вновь подсаживались в трещины. Это обусловило интенсивную метасоматическую переработку вкрапленных руд, освобождение и укрупнение золота из сульфидов и переотложение его вместе с антимонитом. Модель хорошо объясняет специфические особенности золота из сурьмяных месторождений, которое, во-первых, весьма высокопробное, во-вторых, проба его не изменяется с глубиной, и, в-третьих, распределено оно в рудных телах относительно равномерно [6]. Сравнение гистограмм распределения пробы золота (см. рисунок) месторождений разных золоторудных формаций показывает, что кривая распределения на золотосурьмяных месторождениях заметно отличается от гистограмм на золотокварцевых месторождениях и сопоставима с распределением в золотосульфидных месторождениях. Рассчитанная по данным нейтронно-активационного анализа проба тонкодисперсного золота в пирите и арсенопи-



Гистограммы распределений пробы золота месторождений.

а — золотокварцевой формации; б — золотосульфидной вкрапленной формации по данным [3] и автора; в — золотосурьмяной формации по данным [6].

рите варьирует в пределах 950—1000. Количество сульфидной вкрапленности в рудных телах практически не изменяется и по laterали, и по глубине, что определяет равномерное распределение золота в рудных телах. Не изменяется и проба золота в сульфидных.

Изучение кварц-антимонитовых жил золотосульфидных вкрапленных месторождений позволило установить, что продуктивность их находится в прямой зависимости от концентрации золота в ранних пирит-арсенопиритовых рудах [8]. Поэтому весьма вероятно, что богатые золотом рудные тела сурьмяных месторождений образовались за счет переработки адекватных по концентрации золота вкрапленных сульфидных руд, а не слабоконцентрированной золотоносной минерализации, как предполагалось ранее [5, 6]. Полученные выводы корреспондируют с широко обсуждаемой в последнее время проблемой вкрапленного оруденения как базовой формации для жильных месторождений [9]. Установленная генетическая связь вулканогенного золотосеребряного и вулканогенно-плутоногенного золотосульфидного вкрапленного оруденения в перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [7, 9] и рудно-формационное родство золотосульфидного вкрапленного и золотосурьмяного оруденения, рассматриваемое в этой статье, позволяют с новых позиций оценить некоторые металлогенические особенности Северо-Востока и других районов СССР. В частности, можно

предполагать тесную связь со становлением вулканогенных поясов пространственно удаленных от их границ сурьмяных месторождений Верхояно-Колымской провинции, ряда месторождений Енисейского края, Средней Азии, относимых предыдущими исследователями к телетермальным [2, 10]. Отсюда вытекает возможность определения геологического возраста месторождений рассматриваемых формаций в древних докембрийских и палеозойских толщах, считая их одновозрастными с имеющимися в районе вулканогенными образованиями, что имеет важное значение при прогнозировании. В работе [1] по аналогии с сурьмяно-ртутным оруденением предлагается выделить в самостоятельный класс телетермальных месторождений золотосеребряные месторождения в терригенных толщах миогеосинклинальных зон. Однако в перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса известны золотосеребряные месторождения в терригенных толщах, для которых устанавливается отчетливо вулканогенная природа [9].

Таким образом, становление вулканогенных поясов могло сопровождаться активизацией глубинных разломов и приуроченных к узлам их пересечения очаговых структур на более обширных территориях, чем предполагалось ранее. Весьма вероятно, что образование связанного с вулканизмом гипабиссального и даже близповерхностного эпитептермального оруденения возможно в пределах активизированных областей на значительном удалении от вулканогенных поясов. Для золотосурьмяных месторождений, по аналогии с золотосульфидными вкрапленными, можно предполагать мантийный или нижнекоровый источник рудного вещества. По классификации А. А. Сидорова [9] эти месторождения следует отнести к вулканогенно-плутоногенной группе рудных формаций. Рудно-формационное родство золотосульфидного вкрапленного и золотосурьмяного оруденения существенно расширяет перспективу обнаружения новых месторождений в известных сурьмяных и золоторудных провинциях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А. Е. Типы месторождений золотосеребряной формации // Сов. геология.— 1984.— № 2.
2. Бергер В. И. Сурьмяные месторождения.— Л.: Недра, 1978.
3. Гаврилов А. М., Плешаков А. П. и др. Субмикроскопическое золото в сульфидах некоторых месторождений вкрапленных руд // Сов. геология.— 1982.— № 8.
4. Гамянин Г. Н., Жданов Ю. А. и др. Типоморфные особенности пирита и арсенопирита золоторудных месторождений // Новые данные о минералах. Вып. 30.— М.: Наука, 1982.
5. Дистанов Э. Г., Стеблова А. Г. и др. Генезис Удереиского золотосурьмяного месторождения в Енисейском крае // Геология и геофизика.— 1975.— № 8.
6. Индолов Л. Н., Жданов Ю. А., Суплецов В. М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.
7. Сидоров А. А., Волков А. В. Об антимонитовой минерализации на золоторудных месторождениях // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 266, № 2.
8. Сидоров А. А., Новожилов Ю. И. и др. Золотосульфидные месторождения вкрапленных руд // Там же.— 1984.— Т. 275, № 4.
9. Сидоров А. А. Рудные формации фанерозойских провинций.— Магадан, 1987.
10. Федорчук В. П. Геология сурьмы.— М.: Недра, 1985.

ПГО Севостгеология
Магадан

Поступила в редакцию
30 марта 1988 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.263 + 553.07

Г. М. Власов

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД

Дальнейшее развитие формационного анализа в рудной геологии мыслится путем выявления естественных надформационных группировок — генетических рядов рудных формаций. Эти ряды развиваются

в условиях определенных магматогенно-рудных систем, для установления которых необходим системный подход при исследовании.

Некоторые положения по этому вопросу изложены в коллективной монографии [11], которая подверглась резкой критике со стороны А. Д. Щеглова [18]. Суть его критических замечаний сводится к обвинению ав-

торов в «жонглировании» словом «система», в эклектизме — подмене словом «система» широко распространенного понятия о рудных формациях, в недооценке синтезирующих исследований металлогенистов коллектива ВСЕГЕИ.

Поскольку отмеченная монография посвящена системам, естественно, что в ней говорится преимущественно о системах, объединяющих естественные группировки формаций. Системы рассматриваются как на широком геологическом фоне, так и в локальных проявлениях. В монографии [11, с. 145] указывается, что «введение понятия о локальных магматогенно-рудных системах и их группах не нарушает генетической классификации руд и учения о рудных формациях, а лишь дополняет их, углубляя представления о сущности родственных связей между отдельными месторождениями и формациями». В монографии высоко оценены успехи работ металлогенистов коллектива ВСЕГЕИ, по высказана некоторая неудовлетворенность выполненными объемами синтезирующих (системных) исследований: «Успехи советских исследователей в изучении рудных формаций и рудных рядов, свойственных различным геологическим обстановкам, весьма значительны. Особенно хочется отметить в этом отношении работы большого коллектива металлогенистов ВСЕГЕИ во главе с Д. В. Рудиквистом [9, 15]. Однако и эти работы имеют преимущественно аналитический, а не синтезирующий характер» [11, с. 4]. В данном случае имелось в виду, что проблемам эволюции формаций в различных тектонических условиях, типам надформационных группировок, их ранжированию, восстановлению общих черт рудного процесса уделялось меньше внимания, чем вопросам выделения отдельных формаций, характеристике их рудного содержания.

Отвлечемся, однако, от критических замечаний А. Д. Щеглова и коротко скажем о возможностях развития формационного анализа при использовании системного подхода.

Широкое распространение в рудной геологии получает выявление генетических рядов рудных формаций, моделирование рудообразующих обстановок. В. А. Кузнецов [10], много внимания уделивший этой проблеме, подчеркивает интегральный характер геолого-генетических моделей и рекомендует выделять при моделировании объект как «некоторую систему» среди множества других. Особенно это важно при изучении рудных месторождений, тесно связанных с магматическими породами. «Построение генетических моделей рудных формаций в данном случае базируется на анализе крупных рудно-магматических систем» [10, с. 166].

Выделение генетических рядов рудных формаций позволяет искать и находить недостающие звенья рудной цепи. Но еще не дает представлений о рудообразующей системе в целом. Существуют различные способы группировок рядов рудных формаций: в серии [13], в группы, серии и системы [17] и т. д. Все они представляют условные варианты, которых можно предложить множество. Они не выявляют «целое», не характеризуют достаточно связи между рядами, т. е. не составляют систему.

Большой шаг в сторону выявления действительно природных рудообразующих систем сделал А. А. Сидоров [16], выделивший «базовые формации» — головные в рядах, родоначальные по отношению к рудным формациям ряда, характеризующиеся сложным составом руд. Ряд отражает эволюционно развивающуюся дифференциацию рудного вещества от первичных комплексных образований к вторичным, сравнительно простым. В числе примеров базовых формаций указываются порфиновые руды, колчеданные руды и др. По мнению А. А. Сидорова, все многообразие рудных формаций фанерозоя может быть сведено к ограниченному числу рядов [10—15].

Идея А. А. Сидорова о рудно-формационных рядах с базовыми формациями во главе очень близка к ранее высказанной нами идее о «пропилитовом рудном ряде», генерируемом в порфировой магматогенно-рудной системе [2, 11]. Медно-порфиновый ряд рудных формаций, развитый во внутренней части Охотско-Чу-

котского вулканогенного пояса и в Алазейско-Олонойской эвгеосинклинальной зоне [14], почти тождествен нашему пропилитовому рудному ряду, выделенному на Камчатке. Он включает, по материалам указанных работ, кроме медных, полиметаллические, золотосеребряные, золототеллуридные и сурьмяно-ртутные формации. Наименование «магматогенно-рудная система» в данном случае предпочтительнее, чем «базовая рудная формация», так как для долгоживущей тектономагматической системы, которая питается глубинными флюидами и в которой в течение продолжительного времени (десятики миллионов лет) создается рудно-формационный ряд, вряд ли подходит наименование «формация».

Магматогенно-рудные системы, подобные порфировой, в свою очередь, группируются в эволюционные ряды уже иного порядка. При консолидации подвижных областей, сопровождающейся развитием континентальной коры, увеличением ее мощности, медно-порфировая система последовательно сменяется медно-молибден-порфировой, затем олово(вольфрам)-порфировой и, наконец, редкометалльной альбитито-грейзенной подсистемами [11].

Общая систематика рудообразующих систем — дело будущего. Пока имеются лишь заметки главных их типов, например предложенные недавно А. И. Кривцовым [8].

Системный подход к рудно-формационным рядам позволяет установить некоторые важные, еще недостаточно учитываемые металлогенистами особенности рудообразующих процессов: их прерывисто-непрерывное течение, относительно «стандартный» характер рудоносных растворов при формировании рудно-формационных рядов, подчинение рудных процессов геогенетическому закону филогенеза — онтогенеза [3, 11]. Вкратце существо выявившихся при этом общих условий рудообразования следующее: при прерывисто-непрерывном процессе рудообразования каждый этап характеризуется одинаковой зональностью рудных формаций, но изменяющаяся геологическая обстановка обуславливает в тот или иной этап рудообразования преобладающее развитие определенной рудной формации, образованию которой способствуют существовавшие в это время условия. Эта закономерность присуща рудообразующим процессам как на отдельных месторождениях, так и на всей Земле за время ее геологического существования [3].

Совершенно самостоятельно к близкому выводу подошли Р. А. Еремин, М. М. Константинов и А. А. Сидоров. Это показывает следующая цитата из их работы [5, с. 168]: «Эволюция серебряного оруденения в геологической истории прослеживается на фоне повторяемости рудно-формационных рядов в различные эпохи с «пиками» продуктивности в некоторых из них, наряду с изменениями от древних эпох к молодым составам геологических условий образования месторождений как базовых, так и рядовых рудных формаций».

Много нового об условиях рудообразования дает учет подтока по глубинным разломам в рудообразующие системы глубинных флюидов. В частности, он ставит под вопрос реальность широко распространенных представлений о рудообразующих конвективных системах, широком участии в рудообразовании метеорных вод, заимствовании значительной части металлов руд из вмещающих пород.

Сложную систему представляют сопряженные во времени и в пространстве гидротермально-метасоматические и стратиформные рудные формации, например медно-свинцово-цинковые [6].

Таким образом, отчетливо проявляется у многих исследователей и начинает давать положительные результаты тенденция к познанию рудообразующего процесса как целого в системе, где рудные формации играют роль отдельных элементов. В таком смысле и

сопоставлялись «формации» и «системы» в монографии [11], что дало повод для обвинения А. Д. Щегловым ее авторов в эклектизме.

Системный подход пока отпугивает геологов его кажущейся сложностью. Но, как справедливо подчеркивают многие авторы, он не требует какого-либо сложного аппарата, например математического. Главное в нем — использование основных диалектических законов развития, плюс интуиция, плюс хорошее знание геологических материалов по анализируемому вопросу. Применительно к стоящей перед исследователем задаче используется методика, диктуемая логикой, интуицией и здравым смыслом. Это обстоятельство авторы монографии [11] также старались показать на конкретных примерах.

Общее развитие всякой науки обычно направлено от анализа к синтезу. Системный подход начинает широко и успешно применяться для решения самых разнообразных задач технического и естественного (природного) характера. Неслучайно сейчас говорят и пишут о вступлении человечества в «системный век». Широко уже используется системный подход в минералогии [7, 20 и др.]. Давно он принят как метод исследования в биологии. О большом диапазоне возможного использования системного подхода свидетельствует вывешивающаяся сейчас необходимость обратиться к нему при решении экономических и других вопросов радикальной перестройки в Советском Союзе [4].

Очевидно, в ближайшем будущем разовьются системные исследования и в учении о рудных месторож-

дениях. Начало этому уже положено. «Анализ модельных показателей отдельных месторождений, рудных формаций, их групп и классов должен, — по мнению Л. Н. Овчинникова [12], — привести к синтезу этих показателей». В конечном итоге Л. Н. Овчинников предполагает возможность создания одной генетической модели рудного месторождения, как «целенаправленной саморазвивающейся системы» (с. 5).

В заключение приведем цитату из работы Ю. И. Бакулина [1], отражающую оценку систем высококвалифицированным специалистом, хорошо знакомым с запросами со стороны практики геологических работ: «Рудные системы для целей прогнозирования по сравнению с рудными формациями представляют более совершенные, многообразные и динамичные абстракции, ближе соответствующие реальным геологическим системам. Элементами систем могут быть и рудные формации» (с. 158). Возможно, что Ю. И. Бакулин несколько преувеличивает значение систем и принижает роль рудных формаций в прогнозно-металлогенетических исследованиях, но ясно то, что без системного подхода невозможно дальнейшее успешное и достаточно быстрое развитие формационного анализа.

Выделение и использование в практических целях отдельных характерных формаций еще не «венец», не окончательный итог формационного направления исследований. Открывается перспектива выяснения закономерностей комбинирования формаций в формационных рядах и в магматогенно-рудных системах различного типа. Главным средством для осуществления этого является системный подход.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю. И. Золотоносные и оловорудные системы и оценка их перспектив // Рудные формации зоны перехода континент — океан: Тез. докл. Всесоюз. совещания. Т. 1 / СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1988. — С. 158—160.
2. Власов Г. М. О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах // Геология рудн. месторожд. — 1975. — Т. 17, № 5. — С. 18—24.
3. Власов Г. М. О закономерности эволюции рудообразования // Там же. — 1985. — Т. 27, № 2. — С. 83—87.
4. Гишшани Д. М. Системная природа перестройки // Вопр. философии. — 1988. — № 7. — С. 3—15.
5. Еремин Р. А., Константинов М. М., Сидоров А. А. Ряды серебросодержащих рудных формаций // Рудные формации зоны перехода континент — океан: Тез. докл. Всесоюз. совещания. Т. 1 / СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1988. — С. 167—169.
6. Ефремов И. В. Особенности полиметаллического оруденения, формируемого в зоне перехода континент — океан на примере Тянь-Шаня // Там же. — С. 50—52.
7. Жабин А. Г. Стабильный анализ в генетической минералогии // Исследование рудообразующих минеральных систем / Уральский научный центр АН СССР. — Свердловск, 1981. — С. 45—55.
8. Кривцов А. И. Рудообразующие системы зоны перехода континент — океан // Рудные формации зоны перехода континент — океан: Тез. докл. Всесоюз. совещания. Т. 2 / СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1988. — С. 79—81.
9. Кригерин прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. — Л.: Недра, 1978.
10. Кузнецов В. А. Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. — (Тр./ИГиГ СО АН СССР; Вып. 769).
11. Магматогенно-рудные системы. — М.: Наука, 1986.
12. Овчинников Л. Н. Геохимическая модель образования гидротермальных месторождений // Условия образования рудных месторождений: Тр. Шестого симпозиума МАГРМ. Тбилиси, 1982. — М.: Наука, 1986. — С. 5—10.
13. Панцулая В. И. Надформационные уровни систематизации металлогенетических объектов // Рудные формации структур зоны перехода континент — океан: Тез. докл. Всесоюз. совещания. Т. 1 / СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1988. — С. 131—133.
14. Розенблюм И. С., Сидоров А. А. Рудно-формационный анализ как основа регионального и локального прогноза на Северо-Востоке СССР // Там же. — С. 181—182.
15. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. — Л., Недра, 1981.
16. Сидоров А. А. Рудно-формационные ряды фанерозойских провинций Тихоокеанского пояса // Рудные формации структур зоны перехода континент — океан: Тез. докл. Всесоюз. совещания. Т. 1 / СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1988. — С. 137—139.
17. Холмич В. Г., Василенко В. П., Гвоздев В. И. и др. Рудные формации вулканоплутонических поясов Дальнего Востока // Там же. — С. 149—151.
18. Щеглов А. Д. Основные проблемы современной металлогении: Вопросы теории и практики. — Л.: Недра, 1988.
19. Юшкин Н. П. Проблемы, пути развития минералогической теории // Теория минералогии: Материалы Всесоюз. совещания. Сыктывкар, 1985 / Всесоюз. минералогич. об-во. — Л., 1988. — С. 4—10.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ И КИНЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ*

Показано, что монография является событием в геоморфологии и крайне необходима специалистам, исследующим морфологию и структуру геоморфологической поверхности Земли. Отмечены некоторые дискуссионные моменты и недостатки, а именно: а) проведен

В книге А. Н. Ласточкина «Морфодинамический анализ» сделана во многом удачная попытка создать основы морфокинематического анализа геоморфологической поверхности, основанного на системном подходе. Благодаря этому создан универсальный язык, позволяющий однозначно определять и описывать структуру геоморфологической поверхности. Поставлена серьезная преграда субъективному отбору и характеристике элементов геоморфологической поверхности. Важно то, что предложенная методика пригодна для изучения не только рельефа континентов и дна любых акваторий, поверхностей планет, но и поверхностей тел любого происхождения.

Первая часть книги посвящена изложению системы методов и приемов, позволяющих в наиболее полном виде определить и описать основные элементы морфологии геоморфологической поверхности. Когда читаешь этот раздел книги, вначале создается впечатление, что все это или почти все давно известно. Но такое впечатление пропадает, когда становится очевидным, что основные компоненты геоморфологической поверхности рассматриваются не разрозненно, а во взаимной связи, как представители единой и неразрывной системы. В этом заключается одно из важнейших достоинств книги. Геоморфологи, да и не только они, получили в руки мощный инструмент, который позволит описывать морфологию рельефа независимо от теоретических позиций исследователя.

До сих пор, по сути говоря, различные морфологические построения представляли собой в той или иной мере преобразованную топографическую карту, когда отдавалось предпочтение одному-двум элементам геоморфологической поверхности не только в ущерб другим, но и при полном или почти полном временном их игнорировании. Методология и методика изучения морфологической системы в книге такова, что исключение из рассмотрения хотя бы одного ее элемента делает бессмысленным анализ морфологии геоморфологической поверхности. Хорошо видно, что за достигнутой простотой анализа стоит огромный труд по обобщению и осмыслению всего того, что было достигнуто предшественниками в области анализа строения геоморфологической поверхности. Ее точечные, линейные и площадные элементы рассматриваются в качестве элементарных ячеек, между которыми устанавливается характер пространственных связей. Одновременно элементарные ячейки не образуют простой набор «кирпичиков», а выступают в виде некоего единства со своими эмергентными свойствами, которые выявляются в процессе анализа, сравнения, интерпретации и решения различных задач, где в основе лежат территориальные комплексы со своими геоморфологическими поверхностями.

Вторая часть книги посвящена морфологическому картографированию и анализу организации геоморфологического пространства. Здесь подробно описаны ос-

кинематический, а не динамический анализ потоков вещества; б) нет принципов иерархизации элементарных геоморфологических поверхностей; в) морфологический анализ является лишь частью учения об объектах геоморфологии.

новные приемы конструирования различных моделей, из которых конечными являются морфологическая карта или отдельные профили и карта структурной координатной сети.

Морфологическая карта и методы ее конструирования не имеют аналогов ни в отечественной, ни в зарубежной геоморфологии. Она голоморфна по отношению к рельефу Земли как природному телу со своей геоморфологической поверхностью. Принципы построения таковы, что они позволяют с максимальной полнотой выявлять элементарные ячейки земной поверхности в любом масштабе и проводить их границы даже в тех случаях, когда визуально, при непосредственном наблюдении они устанавливаются с трудом, неоднозначно или даже не подозреваются сам факт их существования. Более точным, на наш взгляд, было бы название «Карта морфологии и структуры геоморфологической поверхности», так как на ней легко читается не только морфология каждой элементарной ячейки, но и сама структура поверхности.

Основными достоинствами карты являются:

а) универсальность легенды, пригодной для карт любого масштаба и содержания независимо от того, в каких условиях формировалась геоморфологическая поверхность; более того, легенда независима и по отношению к теоретическим представлениям ее составителя, которые не накладывают свой отпечаток на конечный результат;

б) легенда учитывает полный набор составляющих элементарной ячейки: характерные точки, структурные линии, типы и виды элементарных поверхностей;

в) каждый раздел легенды может выступать в качестве самостоятельной легенды для специализированных карт: структурных линий, характерных точек, элементарных поверхностей, структурной координатной сети и их любых комбинаций не только друг с другом, но и с многими картами, на которых изображены тела, имеющие свой рельеф;

г) легенда строго определяет содержание карты, которое подчиняется таким требованиям, как абстрактность, метричность, однозначность, непрерывность, наглядность, геометрическое подобие и географическое соответствие, которые сохраняются независимо от того, какую территорию захватывает карта и каков уровень осреднения или масштаб карты;

д) морфологическая карта является картой-обоснованием последующих построений, если в них идет речь о геоморфологической поверхности, так как на ней изображен не синтез, а в достаточной мере объективный и однозначный материал для синтеза;

е) идейное содержание карты и метод ее построения позволяют извлекать из топографической карты и профилей информацию, наиболее полно отображающую основные структурно-морфологические свойства геоморфологической поверхности;

ж) карта пригодна для решения многих негеоморфологических задач: планирования гидрографических и топографических работ, привязки к геоморфологической поверхности любых объектов (месторождений, ландшафтов, биоценозов, инженерных сооружений и

* Ласточкин А. Н. Морфодинамический анализ.— Л.: Недра, 1987.— 346 с.

др.), для навигационных, физико-географических, экологических, природоохранных и многих, многих других целей; это карта общего назначения, возможности которой значительно шире специализированных карт, в том числе и геоморфологических.

Большим достоинством методики является возможность использования любого уровня механизации преобразования материалов дистанционного зондирования, топографических и батиметрических карт и профилей: полунструментального, инструментального и автоматизированного. Исполнитель, таким образом, соотнобразует свои желания и возможности, которые позволяют ему решать в соответствии с ними задачу с максимальной эффективностью. Предложенная методика рациональна, экономична, эффективна и доступна любому.

В третьей части книги показано значение учения о симметрии при структурном анализе рельефа и морфологическом районировании. Привлечение аппарата классической симметрии в столь широком масштабе сделано, пожалуй, впервые, и в этом отношении работу следует считать образцовой. Здесь увязаны между собой строение объектов и формирующие их процессы, т. е. геометрической и динамической аспекты. Обычно обращается внимание на первый. Применение аппарата симметрии в таком объеме стало возможно благодаря тому, что в значительной и достаточной мере проанализированы условия проведения границ элементарных поверхностей и определения геометрии самих элементов (полностью определенных элементарных поверхностей). Конструирование идеальных геометрических образов с последующей их идентификацией с реально существующими объектами значительно повышает возможности структурного анализа особенностей геоморфологической поверхности и, как считает автор, последующей динамической интерпретации рельефа. Применительно к геоморфологии рассмотрены понятия диссимметрии, симметрии, подобия, гомологии, криволинейной и цветной симметрии и др. Все это позволяет сравнивать формы, различающиеся по геометрии, составу и структуре, их устойчивости. Карты структурно-координатной сети являются более упрощенным образом модели земной поверхности — морфологической карты. В представлении о структуре геоморфосистемы включены понятия об уровне симметрии, характере и степени диссимметрии, рядах сочетаний, соотношений между элементами земной поверхности, номенклатурной однородности и энтропии — показателе структурно-номенклатурного многообразия и сложности.

Достоинства работы А. Н. Ласточкина очевидны. Однако в ней содержатся и дискуссионные или вызывающие возражение моменты. Остановимся на некоторых из них.

Опираясь на представления о том, что формы земной поверхности являются следствием функционирования потоков вещества и энергии, автор увидел реальные возможности для применения динамического принципа симметрии П. Кюри. От кинематических характеристик он переходит к различным построениям, устанавливая тем самым единство геометрического и динамического аспектов структуры земной поверхности.

Речь, однако, идет не о динамике, а о кинематике. Анализируется только структура геоморфологической поверхности. Переход от статики к динамике без привлечения вещества в потоке, его развития в пространстве и во времени, скоростей и объемах неправомерен. Движение можно установить, если будет обнаружено и измерено изменение объемов, а движущиеся потоки будут характеризоваться различными состояниями вещественных частиц (состав, характер и теснота связей) и т. д. На самом деле в монографии исследуются траектории возможных потоков, а не сами потоки, как утверждает автор. Создается впечатление, что подмена кинематического анализа динамическим обусловлена тем, что структурным линиям придается какое-то особое значение. Автор забывает, что это всего лишь разграничительные линии, которых в природе нет, как нет и многих других символов, которыми

мы пользуемся для удобства (линии структурных связей между молекулами, орбиты планет и т. д.). На самом деле существуют элементарные поверхности, определенным образом сочетающиеся между собой. Далеко не случайны высказывания типа: «Килевые линии влияют на концентрацию потока, структурные линии бывают активными и пассивными, они трансформируются в элементарные поверхности» и т. д. Это не описки, это позиция автора.

Что же происходит на самом деле? Новые элементарные поверхности формируются не на месте структурных линий, а путем деформации, изменения смежных элементарных поверхностей или их частей. На концентрацию потока влияет не килевая линия, а смежные элементарные поверхности, ориентированные определенным образом в пространстве. Так, например, поток будет канализованным или фронтальным (терминология автора) в зависимости не от того, вдоль каких структурных линий он будет следовать, а от того, какими элементарными поверхностями или их частями он ограничен. Кстати, подразделение потоков на канализованные и фронтальные — прием чисто условный.

Большим недостатком, на наш взгляд, является отсутствие принципа иерархизации элементарных поверхностей и геоморфологических систем. В этом случае морфодинамический анализ становится процессом бесконечным. Исследователь будет вынужден каждый раз проводить анализ вновь, как только появится топо- или батиметрическая карта любого другого масштаба. В идеале требуется другое: определить, какой ранг объектов описывается удовлетворительно топо-материалами соответствующего масштаба? Тогда надо будет изучать не все имеющиеся материалы, а только те, которые обеспечивают наиболее эффективное решение поставленной задачи.

А. Н. Ласточкин неоднократно подчеркивает, что разделение потоков на эндогенные и экзогенные возможно далеко не всегда. Поэтому от генезиса потоков на стадии морфодинамического анализа он вроде бы отказывается. На самом деле, вся динамическая интерпретация ведется с позиции не только поверхностей литодинамических потоков, формирующих рисунок структурно-координатной сети, но и только таких, которые функционируют в непосредственной близости от земной поверхности.

Автор является сторонником концепции геометризации рельефа, когда земная поверхность рассматривается как геометрическое место точек. В монографии показано, что такой методологический подход вполне плодотворен, однако, как нам представляется, это всего лишь часть проблемы выделения и изучения геоморфологических объектов. Кристаллография стала наукой тогда, когда от форм, граней и ребер кристаллов перешла к их содержанию; веществу и способам структурных связей, что позволило ей перейти к конструированию объектов с заданными свойствами. Морфодинамический анализ в том виде, в каком он изложен в монографии, является частью учения об объектах геоморфологии. Он должен предшествовать анализу их вещественно-структурного содержания. Однако этого мало. Так, например, ретроспективные построения, касающиеся налестоповерхности, не могут быть выполнены, если остановиться только на морфодинамическом анализе. Автор справедливо сетует на то, что сторонники концепции оवेशествления рельефа интересуются не столько веществом, сколько формами его залегания. Но это не недостаток самой концепции, а недостаток конкретных исполнителей.

Книга А. Н. Ласточкина — несомненное событие в геоморфологии. Естественно, что здесь еще не все ясно, многое пока только намечено, даны контуры ряда проблем, к решению которых геоморфологи только приступают. Сделанные критические замечания не умаляют ее достоинств. Монография весьма полезна, она намечает реальные пути автоматизации исследований структуры и состава геоморфологической поверхности, ее морфокинетической характеристики.

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ
В 1989 Г.

Абдурахманов А. И., Федорченко В. И., Родионова Р. И. Геохимические особенности и зональность состава четвертичных вулканитов Курильской островной дуги	4	Магматические комплексы окраинно-океанического вала Хоккайдо (по результатам 30-го рейса НИС «Пегас»)	6
Абрамов В. А. К вопросу о глубинном строении дна окраинных морей и прилегающих континентов по геофизическим данным (на примере сочленения Алданского щита и Охотоморской плиты)	1	Клубов Б. А., Мерзляков В. М. Кериты и антраксолиты девонских доманикоидов Омудлевского поднятия (Северо-Восток СССР)	5
Андреев С. И., Линькова Т. И., Аникеева Л. И., Куликов А. Н., Иванов Ю. Ю. Скорости осадконакопления и роста железомарганцевых конкреций в Тихом океане	2	Корсунов Е. Г. Базальтовый магматизм Дальнегорского рудного района (Южное Приморье)	5
Апрелков С. Е., Ольшанская О. Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным	1	Косыгин В. Ю. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Хонсю — Тихий океан	1
Аргентов В. В., Жигулев В. В., Луценко В. И. Новые данные о строении осадочного чехла и акустического фундамента Филиппинского моря	3	Косыгин В. Ю., Люта Я. М. Плотностная модель тектоносферы Алеутской системы окраинное море — дуга — желоб — океан	2
Беляева В. Р., Залищак Б. Л. Образование апортит-содержащих грейзенов одного из рудных полей (Верхнее Приамурье)	3	Косыгин Ю. А. Земля и человек	5
Бормотов В. А., Лунева М. Н., Овчинников В. Е. Проблемы применения цифровых методов обработки и сейсмо моделирования в МОВЗ	2	Лебедев Е. Л., Гурьянов В. А., Рассказов Ю. П., Челыгин В. Е. Геологическое развитие и вулканизм южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	3
Боярко Г. Ю., Сучков В. Н. Парагенезисы минералов и стадии метасоматоза Селигдарского месторождения апатита	2	Малиновский А. И., Тихонова В. И., Трушкова Н. В. О двух типах источников сноса при формировании Олюторского прогиба Восточной Камчатки	3
Булин Н. К. Глубинное строение Верхояно-Чукотской складчатой области по сейсмическим данным	1	Мальцева Н. В. О типах ловушек углеводородов Дальнего Востока	5
Васильев Б. И. Вопросы строения и развития ложа Тихого океана	4	Маракушев А. А. Хондриты и вариолиты — их сходство и различия	2
Васильев Б. И., Волохин Ю. Г., Говоров И. Н., Тарарин И. А., Чудаев О. В., Школьник Э. Л. Фосфориты северо-западной провинции Тихого океана	5	Маркевич В. С., Парняков В. П. О возрасте олистостромовых толщ Дальнегорского района	1
Воеводин В. Н. О рудно-формационном анализе	1	Маслов Л. А., Романовский Н. П. Строение Тихоокеанского подвижного пояса и его динамика по поверхностным и глубинным геолого-геофизическим данным	3
Горкуша С. В., Туезов И. К. Сейсмичность Байкало-Охотского пояса	6	Мельников О. А., Ильев А. Я. О новых проявлениях грязевого вулканизма на Сахалине	3
Дылевский Е. Ф. Базальтоиды Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Восточная Якутия)	6	Михайлов В. А., Волохин Ю. Г., Парняков В. П., Олейник Л. М. О возрасте и объеме горбушинской серии Прибрежной зоны Сихотэ-Алиньской складчатой области	4
Ермаков В. А., Печерский Д. М. Природа включений габброидов из молодых лав Курильских островов	4	Мищенко Б. П., Колмаков Е. А., Мишенкина З. Р., Анненков В. В., Брыксин А. В., Тен Е. Н., Шелудько И. Ф. Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ	3
Зимин С. С. Новая астеносферная модель магматизма и оруденения земной коры	5	Мишин Л. Ф. Морфология и фациальный состав субвулканических интрузий оловоносных вулканических зон Востока СССР	2
Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Цуканов Н. В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка)	3	Морин А. О. Трещиноватость как индикатор эволюции полей тектонических напряжений северо-восточной части Удского вулканогенного пояса	6
Злобин Т. К. Строение литосферы в районе о. Итуруп по сейсмическим данным	3	Наталийн Б. А., Алексеенко С. Н. Структура нижнемеловых отложений фундамента Среднеамурской впадины	1
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Подражанский А. М. Геология хребта Хуан де Фука в районе г. Осевой (Тихий океан)	1	Носырев М. Ю., Парышев В. Г. Петрофизическая характеристика месторождений в вулканотектонических структурах Буреинского массива	4
Карсаков Л. П., Бердников Н. В. Условия образования и преобразования пород Кондерского щелочно-ультраосновного массива и особенности локализации связанного с ним оруденения	5	Олейников А. В. Стратиграфия средневерхнеальбских отложений бассейна р. Самарги (Северное Приморье)	2
Кириллов Е. А. Первые геологические исследования на р. Амур	6	Подгорный В. Я. Положение осадочных бассейнов в структуре земной коры юга Дальнего Востока СССР	4
Кириллова Г. Л. Структурные элементы дна Филиппинского моря (вдоль геотраверса по 18° с. ш.)	6	Потапов С. В., Суровцев Б. П. Сейсмоплотностная характеристика складчатого пояса юга Сибири и Дальнего Востока	6
Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф., Пискунов В. Н.		Саксин Б. Г., Маловицкая Н. Л., Борисенко С. С.	

Глубинное строение и связь с ним оловянного оруденения в Хингано-Олонойском районе	2
Салин Ю. С. Коррелируемость разрезом	5
Саркисов Ю. М., Вольвовский И. С. О корреляции разрезом земной коры континентов и океанов	4
Сахарова М. С., Ряховская С. К. Исследование природного минералообразования в связи с проблемами генезиса близповерхностных месторождений	5
Сей И. И. Состояние изученности и дискуссионные вопросы стратиграфии юрских морских отложений Верхнего Приамурья	4
Сидоров А. А., Томсон И. Н. Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений	6
Синица С. М. К геологии южной части Срединно-Камчатского кристаллического массива	1
Ставский А. И., Березнер О. С., Сафонов В. Г., Злобин С. К. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья	3
Сурнин А. А., Округин А. В. Базит-ультрабазитовый магматизм Южно-Анхойской структуры	5
Суханов М. К., Ряховский В. М., Абрамов А. В. Петрохимия мангерит-анортозитовой формации Дальнего Востока СССР	5
Съедин В. Т. Особенности кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря	2
Табунов С. М., Томановская Ю. И., Старицына Г. Н. Первые находки метеоритов на дне Тихого океана	2
Табунов С. М., Томановская Ю. И., Старицына Г. Н. Комплексы горных пород ложа Тихого океана в районе разломов Кларифон-Клиппертон	4
Тараканов Ю. А., Камбаров Н. Ш., Клинге Р. К., Приходько В. А. Гравитационный эффект плотностных неоднородностей верхней мантии Земли и его интерпретация	5
Тун Юмин, Линь Ка. Геотектонические обстановки карбон-пермского угленакопления в Китае	1
Филимонова Л. Г., Арапов Г. А., Боярская Р. В., Трубкин Н. В. О типоморфных особенностях магнитных сферул орогенных вулканитов Южного Сихотэ-Алиня	4
Фролова Т. И., Бурикова И. А., Дриль С. И., Бейли Д. К., Митрейкина О. Б. Природа низкокременеземистых оливин-анортозитовых включений и условия их формирования	
Шарапов В. Н., Симбирева И. Г. О характере современного смещения толщ литосферы Камчатского региона	6
Шеймович В. С. О происхождении гранитоидов в вулканических поясах	3
Шульдинер В. И., Авченко О. В., Козырева И. В. Проблемы корреляции древнейших метаморфических серий на юге Алдано-Стаонного региона	6
Шило Н. А. Происхождение современных ландшафтов континентального Севера	1
Шило Н. А., Патык-Кара Н. Г. Геохимические аспекты изучения концентрации и рассеяния рудного вещества в россыпях, геохимическая эволюция россыпей	2
Шкабарня Н. Г., Москвичев В. С., Столов Б. Л. Применение математического моделирования электрических полей при поисках рудных объектов в Приморье	5
Ярославцева Н. И., Камаев Н. М., Лойтер П. П. Тектоника Оборо-Уссурийского прогиба (по геофизическим данным)	6

Краткие сообщения

Андреев А. А., Воробьев В. М. Региональные аномалии магнитного поля Охотско-Курильского региона	5
---	---

Архипов В. И. К вопросу об ультразвуковом изучении образцов горных пород	2
Астахов А. С., Горбаренко С. А., Ткалич О. А., Динамика позднечетвертичного осадконакопления на материковом склоне Южно-Китайского моря	4
Беляева Г. В., Переверзев Л. Р. Первые находки археоциат в иниканской свите Юдомо-Майского прогиба	5
Бердников Н. В. Термобарогеохимические модели метаморфизма	3
Быков В. Г. О поглощении сейсмических волн	5
Волков А. В. Близповерхностное оруденение в терригенных толщах перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	4
Волков А. В. К генезису золотосульфидного оруденения	6
Врублевский А. А., Юшманов Ю. И., Кузнецов Д. И. Структура Красногорского полиметаллического месторождения (Приморье) и морфология рудных тел	3
Гилев В. И. Обратная корреляция как критерий сопоставимости разрезом	2
Гончарова Е. И. Расчленение разреза как этап решения задачи стратиграфической корреляции	4
Горкуша С. В., Рейнлиб Э. Л. Корреляция некоторых геофизических параметров и топографического рельефа Приамурья	2
Горнов П. Ю. Результаты геотермических исследований приповерхностных отложений Екатеринославской площади (Среднеамурская впадина)	1
Дудник А. Н., Шашкин К. С. К проблеме образования гранитоидов Хингано-Буреинского массива	2
Каплуи В. Б., Григорина Т. Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в Среднеамурской впадине	6
Максимовский В. А., Дитмар Г. В., Пуринг В. В. Структурно-вещественные типы сиалической части земной коры юга Дальнего Востока	1
Манилов Ф. И., Иволга Е. Г., Маловицкая Н. Л., Борисенко С. С., Зубехина О. Г., Пугина Л. Т. Физические поля оловорудных районов юга Дальнего Востока	3
Мишин В. В., Иванов С. Л., Исаев В. И. Плотностная характеристика осадочного чехла Ичинского прогиба Западной Камчатки	4
Обжиров А. И., Казанский Б. А., Мельниченко Ю. И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря	2
Останчук В. И. О платиноносном массиве Дальнего Востока	2
Роганов Г. В., Нагорный В. А. Углеродистые породы верхнего докембрия и кембрия Буреинского массива	2
Сорокин А. П. Россыпеконцентрирующие структуры Приамурья	4
Фатьянов И. И., Яськин Г. М., Валуй Г. А. Адуляр одного из золотосеребряных месторождений Нижнего Приамурья и особенности его образования	1
Ханкишиева Л. М., Карагодина И. П. Осадочный покров и рельеф поверхности акустического фундамента области перехода от возвышенности Шатского к Императорским горам	3

Критика и дискуссии

Апрелков С. Е., Святловский А. Е. Происхождение Аваицкой бухты на Камчатке	4
Власов Г. М. Отражает ли мировая рифтовая система редкое событие в геологии?	1
Власов Г. М. Почему тектоника плит принимается не всеми	2
Власов Г. М. Тектоника плит, реальные геологические условия и руды металлов	3

<u>Власов Г.М.</u> , Формационный анализ и системный подход	6
<u>Коновалов Ю.И., Васильев Б.И., Говоров И.Н., Безверхний В.Л.</u> , К вопросу о магматизме хребта Оки-Дайто (Филиппинское море) . . .	5
<u>Сальников Б.А., Тазов Н.С.</u> , Лито- и биофациальная цикличность в кайнозойских отложениях Северного Сахалина	1
<u>Сьедин В.Т., Ханчук А.И.</u> , О характере вулканизма хребтов Дайто и Оки-Дайто в Филиппинском море	5
<u>Сывороткин В.Л., Русинова С.В.</u> , Есть ли лавовые плато на о. Кунашир?	4
<u>Таши С.М.</u> , Морфологический и кинематический анализ геоморфологической поверхности . . .	6
<u>Фролова Т.И.</u> , Являются ли хребты Дайто и Оки-Дайто (Филиппинское море) остаточными островными дугами или океаническими островами?	5

<u>Чечельницкий А.М.</u> , Земля и Вселенная – проблемы и парадоксы возраста	1
<u>Шилин Н.Л., Шапиро М.А., Бабушкин Д.А., Се-ливерстов В.А.</u> , О работе А.Г. Миллутина "Эндогенное оруденение Корякско-Камчатской складчатой области"	4

ХРОНИКА

<u>Новые данные по геологии юго-западной части Тихого океана (результаты геолого-геофизических исследований в 10-м рейсе НИС "Академик Александр Несмеянов")</u>	4
<u>Первые результаты нефтепоисковых работ в континентальных впадинах Дальнего Востока . .</u>	3
<u>Тихоокеанская впадина и ее континентальное обрамление</u>	5

1 руб. 80 к.

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207-4028 ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1989. № 6. 1-120.