

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



2

1987

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАРТ — АПРЕЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 2, 1987

СОДЕРЖАНИЕ

<p><b>З. Н. Пояркова, Г. С. Гнибиденко, О. С. Корнев.</b> Геологическое строение и развитие гайота Гуадалупе (северо-западная часть Тихого океана) . . . . .</p>	3	<p><b>В. И. Гончаров, А. В. Альшевский, В. В. Ворцелнев.</b> Типоморфизм самородного золота дайковых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР . . . . .</p>	68
<p><b>С. А. Горбаренко.</b> Изотопно-кислородная стратификация позднеплейстоцен-голоценовых осадков Японского моря и его палеоокеанологические особенности . . . . .</p>	7	<p><b>Э. Л. Рейнлиб, Н. П. Митрофанов.</b> Тектоника Буреинского прогиба Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса . . . . .</p>	78
<p><b>О. В. Чудаев, В. Н. Свальнов, А. Я. Шевченко.</b> Состав и происхождение глинистых минералов северной приэкваториальной зоны Тихого океана . . . . .</p>	13	<p><b>И. В. Панченко.</b> Особенности состава минералов из метаморфизованных даек бассейна р. Нюкжи (северо-запад Становой области)</p>	94
<p><b>В. В. Ревердатто.</b> Дацитовые пемзы из района сочленения желобов Тонга и Кермадек в Тихом океане . . . . .</p>	21	<p><b>А. Д. Чехов, С. В. Левашова.</b> Некоторые тектонические аспекты дешифрирования космоснимков на территорию Северо-Востока СССР . . . . .</p>	102
<p><b>Н. К. Вагина.</b> Палинологическая характеристика радиоляриевых слоев неогена Южного Сахалина (р. Малый Такой) . . . . .</p>	29	<p><b>А. И. Буров, В. В. Власов, Л. Г. Митропольская, А. С. Михайлов, П. О. Аблямитов.</b> О цеолитовых породах Чугуевского месторождения (Южное Приморье) . . . . .</p>	111
<p><b>Е. А. Маргулис, Н. И. Бугаева.</b> Миоценовые кремнистые отложения Восточного Сахалина и условия их образования . . . . .</p>	33	<p><b>Ю. С. Салин.</b> «Вернеровская эра» и «героический период» в истории геологии . . . . .</p>	117
<p><b>А. А. Пейве.</b> Гипербазиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) . . . . .</p>	41	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
<p><b>А. В. Третьяков.</b> Рудоносные морфоструктуры Пенжинского прогиба . . . . .</p>	47	<p><b>И. К. Туезов.</b> Геоэлектрическая модель по профилю оз. Байкал — Тихий океан . . . . .</p>	125
<p><b>О. Г. Эпштейн.</b> Химический состав и генезис силицитов палеозойского и верхнемелового эвгеосинклинальных комплексов района р. Хатырки (Корякское нагорье) . . . . .</p>	51	<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
<p><b>Н. Ю. Брагин, В. Н. Григорьев, К. А. Крылов, С. Д. Соколов.</b> Триасовые отложения в западной части Корякского хребта . . . . .</p>	62	<p><b>Георгий Михайлович Власов</b> (к 75-летию со дня рождения) . . . . .</p>	128

CONTENTS

Z. N. Poyarkova, G. S. Gnibidenko, O. S. Kornev. Geological structure and evolution of the Guadalupe guyot (north-western Pacific)	3	V. I. Goncharov, A. V. Alshevsky, V. V. Vortsepnev. Typomorphism of native gold in the North-East USSR dike gold deposits	68
S. A. Gorbarenko. Isotopic-oxygenous stratification of Late Pleistocene-Holocene sediments in the Sea of Japan	7	E. L. Reinlib. Tectonics of the Bureya trough	78
O. V. Chudaev, V. N. Svalnov, A. Ya. Shevchenko. Composition and origin of clayey minerals of the northern circum-equatorial Pacific zone	13	N. P. Mitrofanov. Subvolcanic formations of the East-Sikhote-Alin volcano-plutonic belt	85
V. V. Reverdatto. Dacitic pumices from the junction region of the Tonga and Kermadec trenches in the Pacific	21	I. V. Panchenko. Compositional peculiarities of minerals from metamorphosed dikes of the Nyukzha River basin (north-western Stanovoy region)	94
N. K. Vagina. Palynological characteristics of Neogene radiolarian layers on Southern Sakhalin (Maly Tokai River)	29	A. D. Chekhov, S. V. Levashova. Some tectonic aspects of deciphering of space photos of the USSR North-East	102
E. A. Margulis, N. I. Bugaeva. Miocene siliceous deposits of Eastern Sakhalin and conditions of their formation	33	A. I. Burov, V. V. Vlasov, L. G. Mitropolskaya, A. S. Mikhailov, P. O. Ablyamitov. On zeolitic rocks of the Chuguevka deposit (Southern Primor'ie)	111
A. A. Peive. Hyperbasites of the Kamchatsky Mys peninsula (Eastern Kamchatka)	41	Yu. S. Salin. The "Wernerian Era" and "Heroic Period" in the history of geology	117
A. V. Tretyakov. Ore-bearing morphostructures of the Penzhin trough	47		
O. G. Epshtein. Chemical composition and genesis of silicites in Paleozoic and Upper Cretaceous eugeosynclinal complexes, Khatyrka River region (Koryak upland)	51	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
N. Yu. Bragin, V. N. Grigoryev, K. A. Krylov, S. D. Sokolov. Triassic deposits in the western part of the Koryak range	62	I. K. Tuezov. Geoelectric model of the profile Lake Baikal — Pacific Ocean)	125
		<i>JUBILEES</i>	
		Georgi Mikhailovich Wlasov (to the 75th anniversary from birthday)	128

З. Н. Пояркова, Г. С. Гнибиденко, О. С. Корнев

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ГАЙОТА ГУАДАЛУПЕ (северо-западная часть Тихого океана)

По мнению авторов, драгированную часть карбонатной «шапки» гайота Гуадалупе следует датировать средним — поздним альбом (может быть, включая и начало сеномана). Присутствие более молодых отложений на изученном гайоте палеонтологически не дока-

зано, хотя и не исключается. История геологического развития Гуадалупе в соответствующее время в общих чертах близка истории Техаса. Погружение гайота, скорее всего, началось в раннем туроне.

Изучение рельефа дна центральной части Тихого океана начато более 40 лет назад и сразу же показало широкое развитие там множества подводных гор, в том числе так называемых гайотов — подводных гор с плоской вершиной [13]. К настоящему времени опубликованы сведения о геологическом строении гайотов Кейп-Джонсон [10, 11], Хорайзн [14] и Дарвина [2, 6, 15] в горной системе Мид-Пасифик и в некоторых других. Основание этих сооружений сложено базальтами, выше располагается «шапка» из органогенно-обломочных известняков преимущественно мелового возраста с большим количеством остатков различных ископаемых организмов.

В настоящей статье излагаются результаты исследований гайота Гуадалупе (27°47' с. ш., 168°46' в. д., рис. 1, система гор Мэпмейкер, центральная часть плиты Картографов), проведенных в сентябре 1982 г. во время 23-го рейса НИС «Пегас».

### ГЕОЛОГИЯ ГАЙОТА ГУАДАЛУПЕ

Гайот Гуадалупе (рис. 2) представляет собой гору высотой около 4300 м с плоской вершиной. Размеры горы: основание — около 55, вершина — 6—7 км в поперечнике. Плоская вершинная поверхность гайота располагается на глубине около 1500 м и наклонена к северу. Объем горы около 4000 км<sup>3</sup>, и, таким образом, она представляет собой гигантскую по объему постройку из вулканогенного материала, относящуюся к северо-западно-тихоокеанскому типу, до классификации М. Хошино [14].

Сейсмопрофилирование, а затем и драгирование (см. рис. 2) показали, что гайот сложен базальтами с «шапкой» белых пористых и ка-

вернозных рифогенных известняков, мощность которых, если принять в них скорость продольных сейсмических волн в 4,0 км/с, около 1 км.

Драгированием склона гайота (ст. 2310, 27°57,5' с. ш., 168°51,0' в. д.; глубина 4,5—4,2 км) поднято около 0,5 т породы, представленной базальтами (97%), глинами (2%) и железомарганцевыми конкрециями (1%). Среди базальтов выделяются плагиофировые базальты, апировые гавайиты и муджериты. Лавы пористые. Структура основной массы главным образом гиалопилитовая. Драгированием в основании «шапки» рифогенных известняков (ст. 2311, 27°42,0' с. ш., 168°45,0' в. д.; глубина 3,2—3,0 км) поднято несколько глыб известняков общей массой более 70 кг и мелкие (1—2 см в поперечнике) железомарганцевые конкреции общей массой около 7 кг. Ядрами роста конкреций являются обломки известняка, различимые порой лишь при увеличении.

Фаунистическая характеристика карбонатных пород гайотов известна пока в общих чертах. Поэтому каждая находка ископаемых организмов, особенно бентосных, представляет большой интерес. Одним из первых описал остатки меловых моллюсков и фораминифер с гайота Кейп-Джонсон Е. Л. Гамильтон [10, 11]. Среди них были установлены *Nerinea* sp., *Cerithium* sp., *Trochus* sp., 12 видов глоботрункан, 7 — гюмбелин и 2 вида вентилабрелл. Два десятилетия спустя на гайоте Дарвина были обнаружены *Pileolus* sp., *Cerithium* sp., *Puzosus*? sp., *Cerithiopsis* sp., *Actaeonella*? sp., *Trochactaeon* sp., неринеиды, *Carotina* sp. [16]. Наконец, несколько лет назад при тралении поверхности одного из гайотов поднятия Маркус-Неккер найдены остатки *Plesioplocus karabakhensis* Pchel., *Plesioplocus* sp. и итеририд, не диагностируемых более точно [2]. Возраст карбонат-

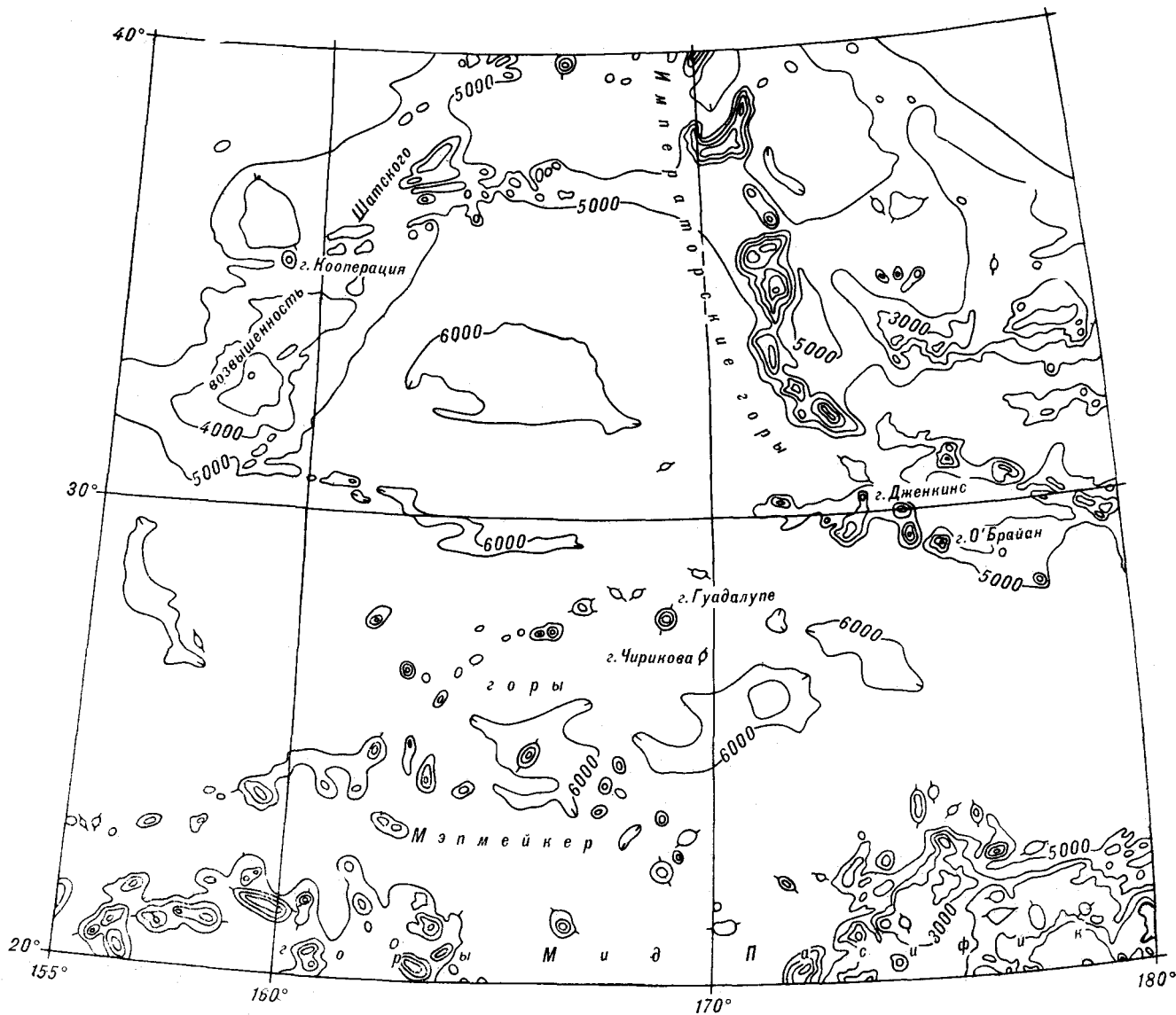


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

ных пород упомянутых объектов датируется альбом — сеноманом или сеноманом. Для ряда других подводных гор Тихого океана палеонтологически доказан более широкий возрастной диапазон карбонатной толщи — от сеномана до плиоцена включительно [6]. При этом альб-сеноманские и сеноманские отложения носят мелководный характер и содержат остатки бентосной фауны — главным образом брюхоногих моллюсков, реже рудистов.

В изученных глыбах известняка с гайота Гуадалупе основная масса раковин тоже принадлежит гастроподам, среди которых удалось определить *Neonerinea* aff. *schotti* (Conr.), *Puzosella* cf. *pecosensis* (Stanton), *Cerithium* (?) cf. *kickapooense* Stanton, *Purpurina* sp. indet. Они обнаруживают большое сходство с видами,

известными из групп Фредериксбург (известняки Эдвардз, средний альб) и Уашита (известняки Девилз Риверс, верхний альб) штата Техас, США [19]. На близость фауны тихоокеанских гайотов к тexasским, мексиканским и другим тетическим комплексам указывали и другие исследователи [2, 10, 11, 16].

В известняках обнаружены также единичные створки крупных устричных плохой сохранности, разрозненные створки мелких рудистов типа *Sargotina* и многочисленные остатки колониальных кораллов. По мнению Б. В. Преображенского (ТИГ ДВНЦ АН СССР), последние принадлежат сем. *Faviidae* и *Astreidae*, представители которых широко распространены в мезозойских и кайнозойских отложениях. Присутствуют в породе и остатки многочислен-

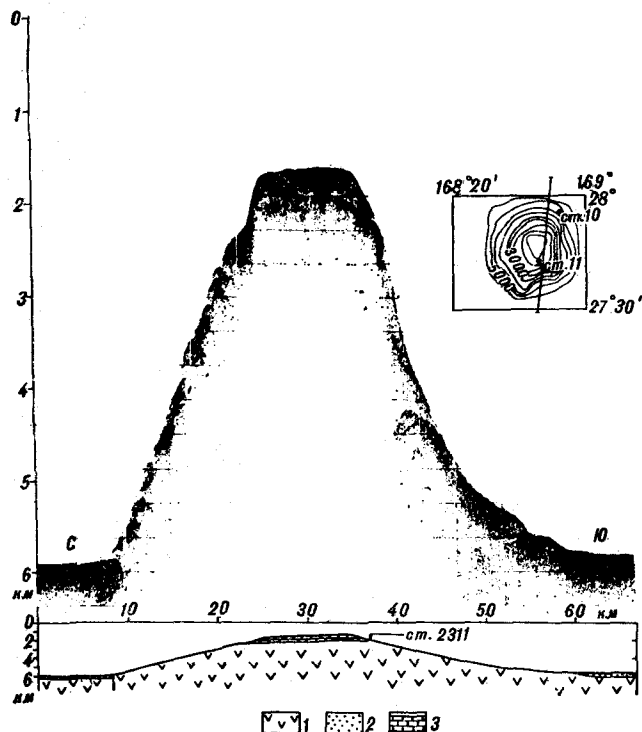


Рис. 2. Запись непрерывного сейсмопрофилирования горы Гуадалупе и ее интерпретация с учетом результатов драгирования.

1 — базальты; 2 — глубоководные океанические осадки; 3 — рифогенные известняки. Вверху на врезке — положение станций драгирования в плане.

ных фораминифер. Однако, согласно устному сообщению Т. В. Туренко (СахалинНИПИНефтегаз), они подверглись сильной перекристаллизации и не поддаются определению.

Остатки головоногих моллюсков на подводных возвышенностях пока не известны. Лишь в скважине, на глубине 1167 м ниже дна океана, в верхнетитонских — нижнеберриасовых отложениях Центральной Пацифики (Магеллан Райз) были обнаружены два аптиха аммонитов [18]. В связи с этим наша находка (рис. 3) в глыбах известняка с гайота Гуадалупе полый инволютной раковины аммонита с четко про-



Рис. 3. Раковина (а) и отпечаток скульптуры (б) аммонита *Nurophylloceras* sp.

слеживающейся скульптурой и шовной линией представляется уникальной. И. А. Михайлова (МГУ) отнесла ее к роду *Nurophylloceras*. По мнению Ю. Д. Захарова и В. С. Грабовской (БПИ ДВНЦ АН СССР), эта раковина, скорее всего, принадлежит новому виду, хотя и напоминает *Nur. simplicatum* Grab. из нижней части быковской свиты (слои с *Marshallites*, сеноман) Найбинского разреза Сахалина [1], *Nur. boulei* Coll. из сеномана Мадагаскара [8] и *Nur. ononense* Stant. из апта Калифорнии [20].

Полученные палеонтологические данные позволяют предполагать, что драгированная часть толщи известняков подводной горы Гуадалупе соответствует среднему и верхнему альбу, хотя, возможно, включает и низы сеномана.

Весь комплекс встречающихся на гайоте Гуадалупе ископаемых организмов по своему составу и характеру захоронения, а также литологические особенности заключающих их пород, по мнению Б. В. Преображенского, типичны для участков лагуны, располагавшихся в непосредственной близости от рифового барьера, и свидетельствуют о глубинах не более 20 м.

#### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Учитывая изложенные данные, логично предположить, что начальная история формирования изученного гайота Гуадалупе была такой же, как и у других гайотов. В общих чертах она представляется следующим образом. В доальбское время на рассматриваемом участке океана сформировалась вулканическая постройка. Во второй половине альба началось постепенное поднятие постройки и на ее вершине, располагавшейся на глубине не более 20 м, стали формироваться карбонатные рифогенные образования. Гайот Гуадалупе и другие подводные горы в это время играли роль «промежуточных станций» при трансокеанических миграциях бентосных организмов [5].

Как известно, в течение мелового периода неоднократно происходили повышения и понижения уровня Мирового океана, связываемые обычно с трансгрессиями и регрессиями [3]. Безусловно, связана с этими процессами и геологическая история гайота Гуадалупе. Строение драгированной части карбонатной «шапки» гайота обнаруживает близость с меловыми отложениями Техаса [9]. Рассмотренные палеонтологические данные позволяют предполагать примерную одновременность воздымания гайота Гуадалупе и образования на нем рифа (средний — поздний альб; возможно, начало сеномана) с одной стороны, и регрессию в Техасе (формирование рудистовых известняков Эдвардз и Гудленд и пририфовой формации Киамичи, средний — поздний альб; [9]) — с другой.

Вывод рифа Гуадалупе на дневную поверхность и его разрушение, скорее всего, произошли в сеномане. Косвенным доказательством перерыва в осадконакоплении в это время служат железомарганцевые корки на поверхности драгированной глыбы и в ядрах некоторых раковин. Однако, располагая только таким материалом, мы не могли бы с уверенностью утверждать, что эти корки возникли в сеномане, а не являются результатом современного подводного выветривания. В связи с последним представляет большой интерес материал, полученный при тралении поверхности одного из гайотов в системе поднятия Маркус-Неккер. Поднятые там раковины сильно исверлены камнегочцами, а сами ходы, внутренняя полость некоторых раковин и поверхность заключающей их карбонатной породы покрыты железомарганцевой коркой толщиной от 2 до 6 см [2]. Наблюдения дают основание предполагать существование там в сеномане фации «твердого дна», соответствующей перерыву в осадконакоплении [4]. Таким образом, логично думать, что вывод рифа Гуадалупе на дневную поверхность следует датировать сеноманом (возможно, поздним), в чем убеждает и регрессивный характер в Техасе [9] всех отложений, близких по возрасту и границе альба и сеномана, а также средне- и позднесеноманских образований.

Начало погружения рифа Гуадалупе, скорее всего, следует датировать ранним туроном, по-

скольку именно на рубеже сеноман — турон произошло изменение уровня моря глобального масштаба [3, 17]. Крупная трансгрессия с максимальными для поздне меловой эпохи глубинами охватила значительные пространства многих континентов, в том числе и Северной Америки [12]. В центральной части Тихого океана большие глубины, вероятно, преобладали до конца позднего мела, поскольку присутствие бентосных фаун соответствующего возраста там нигде не зафиксировано. Для кампанского века (76 млн. лет назад [7]) системы Мид-Пасифик в целом указываются глубины порядка 700—1000 м.

Для гайота Гуадалупе мы пока не располагаем данными о наличии в его осадочном чехле более молодых, чем сеноманские (?), меловых и кайнозойских отложений. Принимая во внимание значительную мощность карбонатной толщи, их присутствие там не исключается (хотя на некоторых гайотах их действительно нет [2]). Однако в таком случае отложения должны быть представлены не рифогенными, а значительно более глубоководными образованиями.

**Заключение.** Итак, по мнению авторов, драгированную часть карбонатной «шапки» Гуадалупе следует датировать средним — поздним альбом (может быть, включая и самое начало сеномана). Присутствие более молодых отложений на изученном гайоте палеонтологически не доказано, хотя и не исключается.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Захаров Ю. Д., Грабовская В. С., Калишевич Т. Г. Сукцессионный ряд морских организмов найбинской и быковской свит в опорном разрезе верхнего мела Сахалина. — В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
2. Лысенко Н. И., Головинова М. А., Свальнов В. Н. О находке поздне меловых неринеид на поднятии Маркус-Неккер в Тихом океане. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 5.
3. Найдин Д. П., Сазонова И. Г. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 5.
4. Найдин Д. П., Беньямовский В. Н., Копачев Л. Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий (на примере поздне меловых бассейнов Западного Казахстана). — М.: Изд-во МГУ, 1984.
5. Полякова З. Н. Значение брюхоногих моллюсков для детальной биостратиграфии мела Дальнего Востока. — Тихоокеанская геол., 1984, № 6.
6. Свальнов В. Н., Ушакова М. Г. и др. Новые данные о геологии подводных гор Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1984, № 1.
7. Седов А. П. Палеогеоморфология подводных гор Тихого океана в поздемелу. — Океанология, 1981, т. 21, № 5.
8. Collignon M. Les Céphalopodes du Cénomaniens pyriteux de Diégo Suarez. 15. Paléontologie de Madagascar. — Ann. paléontol., 1928, t. 17.
9. Cooper M. R. Eustasy during the Cretaceous: its implications and importance. — Paleogeogr., Paleoclimat., Palaeoecol., 1977, N 22.
10. Hamilton E. L. Upper Cretaceous, Tertiary and Recent plankton Foraminifera from Mid-Pacific flat-topped seamounts. — J. Paleontol., 1953, v. 27.
11. Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains. — Mem. Geol. Soc. America, 1956, t. 64.
12. Hancock J. M., Kauffmann E. G. The great transgressions of the Late Cretaceous. — Bull. Geol. Soc. London, 1979, v. 136.
13. Hess H. H. Drowned ancient islands of the Pacific Basin. — Amer. J. Sci., 1946, v. 244.
14. Hoshino M., Fujiwara Y., Kinoshita Y. Classification of seamount topography of the Pacific Basin. — Jour. College of Marine Sci. and Technology Tokai Univ., 1970, N 4.
15. Ladd H. S., Newman W. A., Sohl N. F. Darwin guyot, the Pacific's oldest atoll. — Proc. of the Second Internat. Coral reef Symposium 2. Great Barrier Reef Committee, Brisbane, December 1974.
16. Ladd H. S., Newman W. A. Geologic history of Horizon Guyot: discussion. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84.
17. Najdin D. P., Sazonova I. G. et al. Cretaceous transgressions and regressions on the Russian Platform, in Crimea and Central Asia. — Cret. Res., 1980, N 1.
18. Renz O. Two lamellaphychi (Ammonoidea) from the Magellan Rise in the Central Pacific. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: VS Govern. Print. Office, 1973, v. 17.
19. Stanton T. W. Studies of some Comanche pe'ecypods and gastropods. — Un. St. Dep. Interior. Prof. Paper, 1947, N 211.
20. Wiedmann J. Die systematische Stellung von Hypophylloceras Salfeld. — Neues Jb. Geol. Paläont. Abh., 1962, Bd 115 (2).

УДК 551.8. : 551.9

С. А. Горбаренко

### ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ЕГО ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Изучен изотопный состав кислорода планктонных и (частично) бентосных фораминифер из семи колонок глубоководных осадков, отобранных в разных частях Японского моря. В большинстве изотопных записей по планктонным фораминиферам выделяется граница 1-й и 2-й изотопных стадий. В поздней части 2-й изотопной стадии во всех колонках наблюдается «отрицательный пик» соотношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  планктонных фораминифер,

В работе определен изотопный состав кислорода  $\text{CaCO}_3$  раковин фораминифер из глубоководных осадков Японского моря с целью изучения их стратиграфии и палеоокеанологии бассейна. Имеющиеся к настоящему времени результаты исследования литологии [1, 12 и др.] и геохимии [4, 6 и др.] глубоководных осадков позволяют выявить некоторые особенности изменения вещественного состава позднечетвертичных осадков во времени. С использованием микропалеонтологических методов — фораминиферового, диатомового и палинологического — проведено климатостратиграфическое расчленение позднечетвертичных осадков из нескольких колонок [11, 13 и др.]. Недавно составлена карта скоростей осадконакопления названного бассейна в позднеледниковое время по данным вышеупомянутых методов с использованием радиоуглеродных датировок [7].

Полученные нами результаты по изотопному составу кислорода ископаемых фораминифер позволяют провести более детальное расчленение позднечетвертичных осадков данного бассейна согласно изотопно-кислородной стратиграфической шкалы, разработанной для четвертичных осадков Мирового океана [19]. Помимо этого изотопные данные дают возможность выявить и количественно оценить некоторые особенности палеоокеанологических условий бассейна.

Нами изучался изотопный состав кислорода раковин планктонных и бентосных фораминифер из глубоководных осадков семи колонок, расположенных от южной части Цусимской котловины ( $35,5^\circ$  с. ш.) до возвышенности Первенца ( $42^\circ$  с. ш.) (рис. 1). Колонки отбирались

который отражает некоторое опреснение поверхностных вод Японского моря (ориентировочно на 4–5‰) во время регрессии океана последнего оледенения и может служить дополнительным стратиграфическим репером при корреляции осадков. Пространственное распределение имеющихся изотопных данных не отмечает регионального влияния пресного стока какой-либо крупной реки в прошлом.

преимущественно в местах с относительно ровным рельефом дна с целью предотвращения нарушений нормальной стратификации осадков.

Определение изотопного состава кислорода карбоната кальция раковин фораминифер проводилось по общепринятой методике на модернизированном масс-спектрометре МИ-1309 [8]. Пробы углекислого газа готовили растворением  $\text{CaCO}_3$  в 96%-ной ортофосфорной кислоте при

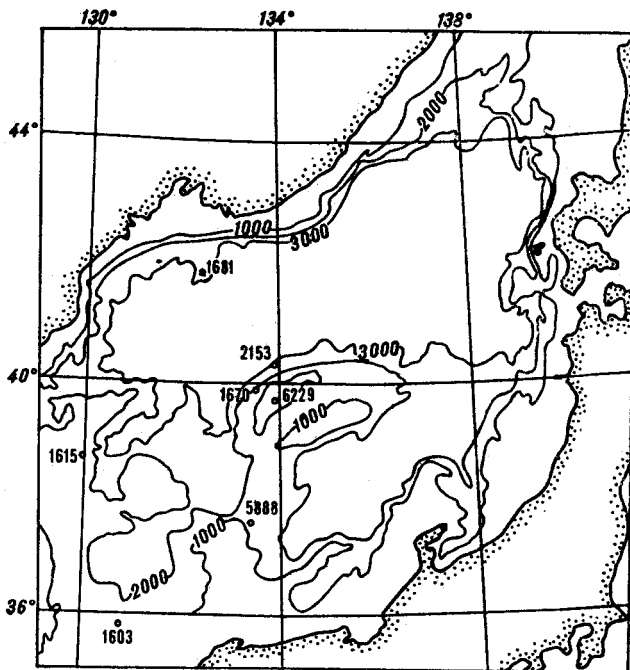


Рис. 1. Схема расположения изученных колонок в Японском море.



С. А. Горбаренко

**ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ  
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ЯПОНСКОГО МОРЯ  
И ЕГО ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ**

Изучен изотопный состав кислорода планктонных и (частично) бентосных фораминифер из семи колонок глубоководных осадков, отобранных в разных частях Японского моря. В большинстве изотопных записей по планктонным фораминиферам выделяется граница 1-й и 2-й изотопных стадий. В поздней части 2-й изотопной стадии во всех колонках наблюдается «отрицательный пик» соотношения  $^{18}O/^{16}O$  планктонных фораминифер,

В работе определен изотопный состав кислорода  $CaCO_3$  раковин фораминифер из глубоководных осадков Японского моря с целью изучения их стратиграфии и палеоокеанологии бассейна. Имеющиеся к настоящему времени результаты исследования литологии [1, 12 и др.] и геохимии [4, 6 и др.] глубоководных осадков позволяют выявить некоторые особенности изменения вещественного состава позднечетвертичных осадков во времени. С использованием микропалеонтологических методов — фораминиферового, диатомового и палинологического — проведено климатостратиграфическое расчленение позднечетвертичных осадков из нескольких колонок [11, 13 и др.]. Недавно составлена карта скоростей осадконакопления названного бассейна в позднепоследледниковое время по данным вышеупомянутых методов с использованием радиоуглеродных датировок [7].

Полученные нами результаты по изотопному составу кислорода ископаемых фораминифер позволяют провести более детальное расчленение позднечетвертичных осадков данного бассейна согласно изотопно-кислородной стратиграфической шкалы, разработанной для четвертичных осадков Мирового океана [19]. Помимо этого изотопные данные дают возможность выявить и количественно оценить некоторые особенности палеоокеанологических условий бассейна.

Нами изучался изотопный состав кислорода раковин планктонных и бентосных фораминифер из глубоководных осадков семи колонок, расположенных от южной части Цусимской котловины (35,5° с. ш.) до возвышенности Первенца (42° с. ш.) (рис. 1). Колонки отбирались

который отражает некоторое опреснение поверхностных вод Японского моря (ориентировочно на 4—5‰) во время регрессии океана последнего оледенения и может служить дополнительным стратиграфическим репером при корреляции осадков. Пространственное распределение имеющихся изотопных данных не отмечает регионального влияния пресного стока какой-либо крупной реки в прошлом.

преимущественно в местах с относительно ровным рельефом дна с целью предотвращения нарушений нормальной стратификации осадков.

Определение изотопного состава кислорода карбоната кальция раковин фораминифер проводилось по общепринятой методике на модернизированном масс-спектрометре МИ-1309 [8]. Пробы углекислого газа готовили растворением  $CaCO_3$  в 96%-ной ортофосфорной кислоте при

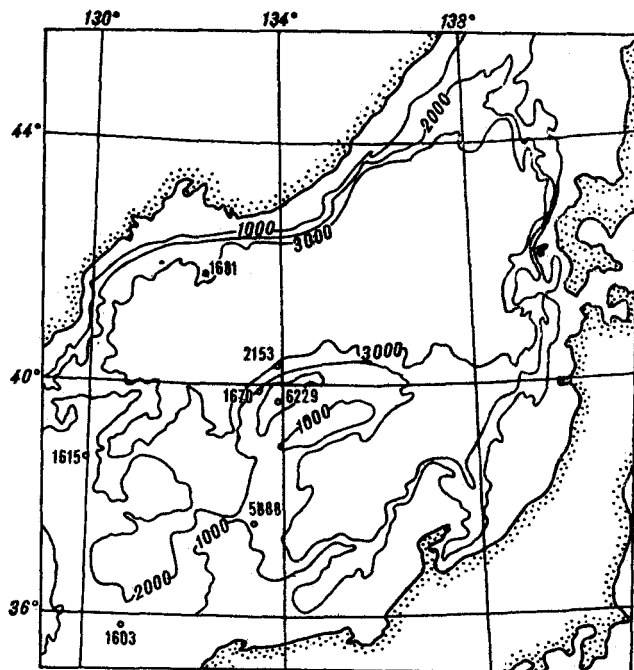


Рис. 1. Схема расположения изученных колонок в Японском море.

температуре 50°C по методике Н. Шеклтона и Н. Опдайка [19]. Изотопный состав кислорода воды определялся методом изотопного уравнивания углекислого газа с анализируемой водой при 25°C [17]. Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) выражен в тысячных долях относительной разницы соотношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ : для карбонатов — по сравнению с международным стандартом РДВ<sub>1</sub>, для воды — по сравнению со стандартным значением океанической воды SMOW. Аппаратурная воспроизводимость изотопных определений составляла  $\pm 0,2\%$  на 96%-м доверительном интервале. Из-за малого количества планктонных фораминифер и угнетенности скелетов анализ их изотопного состава проводился по присутствующему комплексу видов. Бентосные фораминиферы изучали по массивным раковинам рода *Cassidulina*.

Согласно стандартной изотопно-кислородной стратиграфической шкале илейстоцена [19], полученные кривые  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер разделены на изотопные стадии (рис. 2). Региональное уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$  поверхностных вод Японского моря в поздней половине 2-й изотопной стадии могло вызвать некоторую задержку во времени последующего изменения  $\delta^{18}\text{O}$  раковин планктонных фораминифер, поэтому граница между 1-й и 2-й изотопными стадиями для данного бассейна принималась за начало последнего уменьшения  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CaCO}_3$ . При этом учитывались радиоуглеродные датировки по колонкам 1670 и 2153 [7], климато-стратиграфическое деление колонки 6229 по планктонным фораминиферам [3], а также данные по  $\delta^{18}\text{O}$  бентосных фораминифер.

*Стадия 1.* Почти для всех изученных колонок значения  $\delta^{18}\text{O}$  верхней части разреза стадии 1 находятся в пределах  $1 \div 2\%$  и к основанию увеличиваются почти до 3%. В более подробных изотопных записях по колонкам 1670\* и 1603 перед упомянутым увеличением значений  $\delta^{18}\text{O}$  к низу разреза отмечается незначительное уменьшение примерно на 0,5%. Исключение составляет колонка 1615, в которой верхняя часть осадков, видимо, размыта. В колонке 2153 из-за большой глубины моря (2560 м) раковины фораминифер в этой части разреза полностью растворены. Следует отметить, что в настоящее время в Японском море уровень карбонатной компенсации значительно ниже, чем в открытом океане, и составляет, по данным М. Ичикуры и Х. Удзие [18], около 1500 м. Поэтому растворение карбоната является основной причиной, определяющей присутствие раковин фораминифер в осадках этого бассейна. Повышенные значения  $\delta^{18}\text{O}$  планктона в нача-

ле стадии можно объяснить более низкими температурами поверхностных вод при переходе от ледниковых условий стадии 2 к послеледниковым с частично более «тяжелым» изотопным составом кислорода вод Мирового океана. Как известно, при смене межледниковых условий ледниковыми и наоборот глобальные изменения  $\delta^{18}\text{O}$  морских вод в результате колебаний объема материковых льдов составляют, по данным К. Яппа и С. Эпштейна, около 0,8‰ [20].

Малочисленность и угнетенность раковин планктонных фораминифер из-за их интенсивного растворения затрудняют детальный изотопный анализ осадков этой стадии, в силу чего изотопные данные указанной части разреза следует рассматривать как ориентировочные. Необходимо учитывать также возможное влияние частичного растворения раковин на изотопный состав кислорода карбоната кальция скелета [15]. Тем не менее можно отметить малые различия по площади значений  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер из одновозрастных отложений.

Для оценки влияния изменения  $\delta^{18}\text{O}$  морских вод на изотопию кислорода биогенных карбонатов обычно используют раковины бентосных фораминифер, так как считается, что их значения  $\delta^{18}\text{O}$  мало подвержены колебанию температуры. В целом фауна бентосных фораминифер в осадках Японского моря угнетена, и только в верхних частях колонок 1670, 1615, 1603 присутствуют массивные раковины *Cassidulina*, по которым сделан анализ изотопного состава кислорода (см. рис. 2). Полученные значения  $\delta^{18}\text{O}$  этого рода фораминифер для трех изученных колонок мало меняются в пределах стадии 1 (около 4‰), что указывает на довольно стабильные условия температуры и изотопного состава кислорода придонных вод в это время. В колонке 1615 следует отметить увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  бентоса на 0,4‰ для нижнего образца, что может отражать увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  вод. В колонке 1670 подобного эффекта не отмечено, но в ней изотопный анализ нижних образцов сделан по одной-двум раковинам, что не исключает привноса их из вышележащих слоев с обильной фауной *Cassidulina* в результате биотурбации. Отсутствие *Cassidulina* в нижележащих осадках и угнетенность других бентосных форм указывают на определенные изменения гидрологических условий придонных вод на границе изотопных стадий 1—2. Видимо, интенсивная аэрация придонных вод Японского моря на стадии 1, свойственная и для современности (количество растворенного кислорода 5—6 см<sup>3</sup>/л [11]), ранее была слабее, что приводило к угнетению бентосной фауны. Окислительные условия придонных вод приводили также к уменьшению агрессивности их по

\* В отличие от опубликованных ранее данных по колонке 1670 [5] здесь разрез изучен более детально — пробы отбирались на длине 1 см через каждые 5 см.

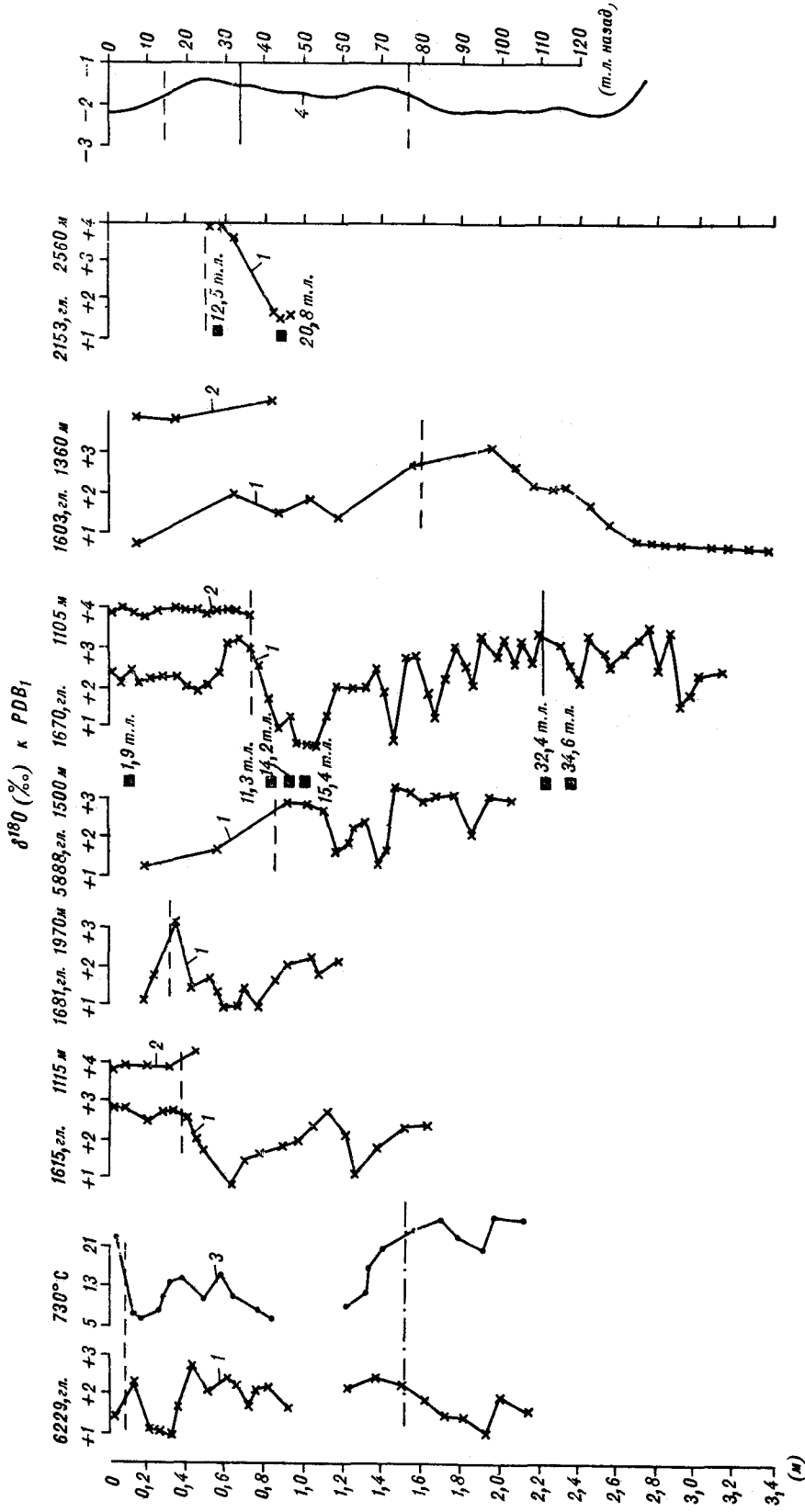


Рис. 2. Значения изотопного состава кислорода планктонных (1) и бентосных (2) фораминифер в ‰ к стандарту PDB<sub>1</sub> в колонках 1603, 1615, 1670, 1681, 2153, 5888, 6229 и температура поверхностных вод в °C колонки 6229 (3), по [3].

Квадраты и цифры возле них показывают положение и значения радиоуглеродных датировок в тыс. лет, по [7]. Пунктирная линия — положение границы 1-й и 2-й изотопных стадий, сплошная — граница 2-й и 3-й стадий в колонке 1670, штрихпунктирная — граница 4-й и 5-й стадий в колонке 6229. 4 — стандартная изотопно-кислородная шкала по Н. Шеклгону и Н. Опдайку [19].

отношению к карбонатному материалу и улучшению сохранности планктонных фораминифер в нижележащих слоях.

*Стадия 2.* Как известно, изотопная стадия 2 характеризует холодные условия последнего оледенения и соответствует повышенным значениям  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер по сравнению с предыдущей стадией 1 в результате низких температур поверхностных вод\* и больших величин  $\delta^{18}\text{O}$  вод Мирового океана. В изученных нами колонках «тяжелый» изотопный состав кислорода  $\text{CaCO}_3$  раковин (около 3‰) отмечается в осадках, соответствующих ранней части стадии и ее окончанию. Характерной особенностью изотопной стадии 2 всех изученных нами колонок является «отрицательный пик»  $\delta^{18}\text{O}$  карбоната планктона с амплитудой около 2‰ в поздней части стадии. Вероятно, это явление в изотопии планктонных фораминифер представляется общим для Японского моря. Поскольку отмеченная закономерность в изотопных записях наблюдается во время холодного ледникового климата, то можно предположить, что уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CaCO}_3$  планктона примерно на 2‰ почти целиком обусловлено изменением  $\delta^{18}\text{O}$  кислорода поверхностных вод (в противном случае необходимо допустить повышение температуры вод на 8°C). В условиях мелководности проливов Японского моря (глубина наиболее глубокого Цусимского около 180—200 м) гляциостатические колебания уровня Мирового океана (до отметки минус 100—120 м во время регрессии [9]) существенно влияли на гидрологию бассейна. При гляциостатическом опускании уровня океана доля тихоокеанских вод в водном балансе бассейна уменьшалась и увеличивалось влияние испарения, пресного, поверхностного и подземного стоков и атмосферных осадков на формирование изотопного состава поверхностных вод Японского моря. Величина  $\delta^{18}\text{O}$  испаряющегося водяного пара зависит от изотопного состава поверхностных вод, водяного пара атмосферы и ее влажности [16] и в реальных условиях несколько больше современных значений  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков в регионе Японского моря (—8‰, [21]). Поэтому, принимая современные значения изотопного состава компонент водного баланса бассейна для оценки тенденции изменения  $\delta^{18}\text{O}$  поверхностных вод во время ледниковой регрессии океана, полученное уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$  карбоната планктонных фораминифер примерно на 2‰ допускается «облегчением» водного фона.

\* Под поверхностными водами здесь и далее подразумеваются воды поверхностной структурной зоны, по В. Н. Степанову [14], до глубин 200—300 м, где формируется основная часть раковины планктонных фораминифер.

Вследствие быстрого перемешивания верхнего слоя воды поверхностными течениями изменения  $\delta^{18}\text{O}$  поверхностных вод Японского моря происходили практически одновременно по всей площади. Следовательно, «отрицательный пик»  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер изотопной стадии 2 можно использовать при корреляции позднеледниковых осадков Японского моря как стратиграфический репер, соответствующий наиболее низкому стоянию моря во время последнего оледенения. По наиболее подробным данным (колонка 1670) в это время отмечаются три отрицательных пика, из которых два более ранних меньше по длительности и интенсивности. В колонке 5888 «отрицательный пик» имеет двугорбую форму. Таким образом, подробные изотопные записи планктонных фораминифер Японского моря поздней части стадии 2 характеризуют преимущественно изменения в изотопном составе поверхностных вод и могут дать детальную информацию о степени гидрологической связи бассейна с Тихим океаном, определяемой в основном колебанием уровня моря.

По величине уменьшения  $\delta^{18}\text{O}$  вод ориентировочно оценим изменение их солёности во время отрицательного изотопного пика. По данным Г. Крейга и Л. Гордона [16], поверхностные воды северной части Тихого океана имеют коэффициент связи изотопный состав кислорода — солёность вод, равный 0,54. В Японском море для поверхностных вод зал. Петра Великого ( $\delta^{18}\text{O} = -0,3\text{‰}$ ,  $S = 32,9\text{‰}$ ) и центральной части моря (глубина 50 м,  $\delta^{18}\text{O} = 0,1\text{‰}$ ,  $S = 33,9\text{‰}$ ) аналогичный коэффициент отличается незначительно и составляет 0,4 (данные В. А. Зайко и автора). Исходя из этих соотношений (0,5), можно заключить, что во время максимума регрессии моря при последнем оледенении поверхностные воды Японского моря опреснялись на 4—5‰.

Рассмотрим распределение одновозрастных значений  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CaCO}_3$  фораминифер по площади. Во время терминала стадии 2 значения  $\delta^{18}\text{O}$  планктона в шести колонках изменяются от 2,8 до 3,2‰. Увеличение значения  $\delta^{18}\text{O}$  до 4‰ в самой глубоководной колонке 2153 вызвано, вероятно, сильным растворением раковин фораминифер. Минимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в период опреснения поверхностных вод заключены в интервале 0,6—0,9‰ и только для станций 5888 и 2153 повышаются до 1,3 и 1,5‰ соответственно. В колонках 6229, 1670 и 5888, где зафиксированы более древние осадки стадии 2, значения  $\delta^{18}\text{O}$  раковин из них составляют около 3‰. Таким образом, во время стадии 2 значения  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер из одновозрастных отложений отличаются по площади незначительно. Следовательно, во время ледниковой эпохи стадии 2, по имею-

щимся изотопным данным, не отмечается значительных аномалий по площади в изотопии и солености поверхностных вод.

*Стадии 3—5.* Из анализируемых колонок только в двух — 6229 и 1970 — зафиксированы последующие изотопные стадии. В остальных колонках из-за интенсивного растворения отсутствует карбонатная составляющая или они ограничены по длине. В колонке 1670, отобранной на террасовидной поверхности северной части возвышенности Ямато при глубине моря 1105 м, осадки изотопной стадии 3 расположены ниже 220 см, что примерно согласуется с имеющимися радиоуглеродными датировками. Кратковременные уменьшения величины  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CaCO}_3$  в это время до  $1,5 \div 2\%$ , вероятно, были обусловлены, помимо влияния изотопии кислорода воды, некоторым потеплением климата, отмеченным по континентальным реконструкциям [22] и в стадии 3 других изотопных кривых [2].

Колонка 6229 отобрана с более крутой части склона возвышенности Ямато на глубине 730 м, что обусловило большей интенсивности снос тонкой пелитовой составляющей и соответственно меньшие скорости осадконакопления. Осадки середины колонки (около 100 см) претерпели значительное карбонатное растворение и не содержат планктонных фораминифер. В силу этих причин, а также из-за больших интервалов опробования здесь трудно выделить границы изотопной стадии 3. Результаты С. П. Плетнева [11] по реконструкции температур поверхностных вод по видовому составу планктонных фораминифер этой колонки показывают, что ниже 150 см отмечаются температуры вод выше голоценовых. Изотопный состав кислорода планктонных фораминифер в это время уменьшался до величин, ниже современных значений. Вероятно, этот интервал ко-

лонки соответствует известному ресс-вюрмскому межледниковью, а по изотопной шкале плейстоцена — стадии 5 [19]. Поскольку в указанное время уровень океана был на несколько метров выше современного [10], то, вероятно, гидрологическая связь Японского моря с Тихим океаном существенно не нарушалась и уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$  раковин фораминифер было обусловлено повышением температуры вод их обитания и глобальным изменением  $\delta^{18}\text{O}$  морских вод.

**Выводы.** По результатам анализа изотопного состава кислорода планктонных фораминифер из осадков Японского моря выделены изотопные стадии 1—3, что позволяет проводить детальную стратиграфию осадков этого бассейна и корреляцию с открытым океаном на основе эталонной изотопной стратиграфической шкалы.

Во время регрессии океана последнего оледенения (изотопная стадия 2) по «отрицательному пику»  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер, отмеченному по всем колонкам, установлено уменьшение изотопного состава кислорода и солености поверхностных вод. Опреснение обусловлено уменьшением гидрологической связи бассейна с Тихим океаном при регрессии моря и увеличением в балансе вод относительного участия «легких» по изотопному составу атмосферных осадков и вод речного стока. Величина опреснения поверхностных вод составила около  $2\%$  по изотопному составу кислорода и примерно  $4—5\%$  по солености.

Пространственное распределение  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер из одновозрастных отложений изотопной стадии 2 довольно однородно по площади бассейна и не отражает значительного влияния пресного стока какой-либо крупной реки в прошлом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Боцул А. И., Деркачев А. Н., Уткин И. В. Некоторые особенности четвертичного осадконакопления к северу от о. Уллыдо (Японское море).— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
2. Боуэн Д. Четвертичная геология.— М.: Мир, 1981.
3. Горбаренко С. А., Борзова Л. М. и др. К вопросу о палеогеографии центральной и южной частей Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
4. Горбаренко С. А., Токарчук Т. Н. Изменение содержания элементов органической триады в осадках Японского моря (поздний плейстоцен — голоцен).— В кн.: Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
5. Горбаренко С. А. Палеогеографические условия центральной части Японского моря в голоцене и позднем плейстоцене по данным отношений  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в раковинках фораминифер.— Океанология, 1983, № 2.
6. Грамм-Осинов Л. М., Репечка М. А. и др. К геологии осадков Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
7. Деркачев А. Н., Уткин И. В. и др. Корреляция и скорости накопления осадков Японского моря в позднеледниковое время.— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.
8. Игнатьев А. В., Горбаренко С. А., Кисилев В. И. К методике исследования температуры роста морских организмов изотопно-кислородным методом.— В кн.: Биогеохимия морских беспозвоночных. Новосибирск: Наука, 1979.
9. Каплин П. А. Плейстоценовые изменения береговой линии дальневосточных морей СССР.— В кн.: Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982.
10. Мернер Н. А. Положение уровня океана в период интерстадиала, около 30 тыс. лет назад, с климатогляциологической точки зрения.— В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974.

11. Плетнев С. П., Гребенникова Т. А. Климатостратиграфия донных отложений и палеогеография южной части Японского моря поздний плейстоцен — голоцен.— В кн.: Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
12. Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
13. Сечкина Т. В. Диатомовые в длинной колонке донных отложений из Японского моря.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 1.
14. Степанов В. Н. Мировой океан.— М.: Знание, 1974.
15. Vonneau M.-C., Vergnaud-Grazzini C., Berger N. H. Stable isotope fractionation and differential dissolution in recent planktonic foraminifera from Pacific box-cores.— *Oceanologica acta*, 1980, v. 3.
16. Craig H., Gordon L. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. 1. Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures.— Spoleto, 1965.
17. Epstein S., Mayeda T. Variation on  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, v. 4.
18. Ichikura M., Ujiie H. Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores.— *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C (Geol.)*, 1976, v. 2 (4).
19. Shackleton N. J., Opdyke N. D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale.— *Quaternary Research*, 1973, v. 3.
20. Yapp C. J., Epstein S. Climatic implications of D/H ratios of meteoric waters over North America (9500—22 000 B. P.) as inferred from ancient wood cellulose C-H hydrogen.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 34.
21. Yurtsever Y., Gat J. R. Stable isotopes in atmospheric waters. Stable isotope hydrology. Vienna: IAEA, 1981.
22. Zagwijn W., Paepa R. Die Stratigraphie der Weichseitlichen Ablagerungen der Niederlande and Belgiens.— *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1968, Bd 19.

ТОИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
9 января 1985 г.

О. В. Чудаев, В. Н. Свальнов, А. Я. Шевченко

## СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ СЕВЕРНОЙ ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

В осадках северной приэкваториальной зоны Тихого океана широко распространены аутигенный смектит, терригенные гидрослюда и хлорит. Соотношение их в основном зависит от скорости седиментации. В зонах активных разломов формирование смектита

стимулируется воздействием гидротермальных растворов, которое приводит также к окремнению, фосфатизации, хлоритизации глинистых осадков, образованию магнезиальных алюмосиликатов ряда сепиолит — палыгорскит.

Внимание исследователей [2, 5, 7, 9] к приэкваториальной области Тихого океана обусловлено широким распространением здесь железомарганцевых конкреций, на формирование которых, как считают [8], влияет аутигенное глинообразование. Наиболее полные сведения о глинистых минералах приведены по рудной провинции Кларион-Клиппертон [2, 5, 7], для остальной части региона данных мало.

На основе материала, полученного в 28-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», изучены глинистые минералы в пределах семи геологических полигонов северной приэкваториальной зоны океана (см. рис. 1). Полигоны I (ст. 2474), II (ст. 2483) и III относятся к провинции Кларион-Клиппертон (Северо-Восточная котловина), а полигоны IV, V (ст. 2512), VI и VII (ст. 2520) расположены в Центральной котловине.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глинистые минералы во фракции меньше 1 мкм (100 образцов) изучались комплексом физико-химических методов в лабораториях ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Рентгеновские исследования выполнены О. В. Чудаевым и Н. В. Ряполовой на дифрактометре ДРОН-1,5 с  $\text{CuK}_\alpha$ -излучением, Ni-фильтром, при 40 кВ и 22 мА, щели: 0,5; 1; 1; 0,5. Г. А. Юдиной осуществлялось изучение образцов на электронографе ЭГ-100М. Электронно-микроскопическое исследование глинистых минералов проводилось Н. Н. Бариновым в электронном микроскопе BS-540 и А. Я. Шевченко (ИОАН) в сканирующем микроскопе IS M-U3. Химические и

спектральные анализы выполнены В. В. Грачевой, С. П. Баталовой, Г. И. Макаровой, Т. В. Сверкуновой.

Количественные соотношения глинистых минералов рассчитаны по П. Бискайю [6].

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КОЛЛОИДНОЙ ФРАКЦИИ ОСАДКОВ

Глинистые минералы изученных пелагических осадков представлены смектитом, гидрослюдой и хлоритом, т. е. состав их довольно однообразен.

Смектит принадлежит к диоктаэдрической разновидности. Параметр  $b$  изменяется в пределах 9,01—9,05 Å. Минерал хорошо растворяется в 10% HCl в течение 1 ч при 90°C и, по видимому, может быть отнесен к Fe-смектиту. Химический анализ коллоидной фракции (см. таблицу) показывает высокое содержание окисленного железа (от 7,27 до 9,79%). Под электронным микроскопом смектит морфологически выражен одинаково для всех полигонов. Как правило, это «воздушные» агрегаты без четко выраженных границ. Значение  $d(001)$ , полученное от загнутых краев смектита в электронном микроскопе, изменяется от 10,1 до 10,3 Å.

Гидрослюда железисто-алюминиевая диоктаэдрическая, морфологически выделяется на фоне «воздушных» агрегатов смектита четкими границами частиц часто удлиненной формы. Она имеет характерную микродифракционную картину; значение параметра  $q$  равно 9,00 Å.

Хлорит триоктаэдрический, так же как и смектит, легко растворяется в 10% HCl. Среднее значение параметра  $b$  равно 9,20 Å.

**Химический состав осадков полигонов фракции меньше 1 мкм**

Станция	Горизонт, см	Тип осадка*	Окислы, %												Сумма
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	
<i>Полигон I</i>															
2474-14	0-5	РГД	47,20	0,40	15,51	9,75	0,95	0,26	4,18	1,06	2,10	0,65	11,14	6,96	100,15
	310-315	МГР	46,70	0,58	15,70	9,68	1,21	0,19	4,00	1,12	1,84	0,49	10,75	8,0	100,26
	420-425	МГР	46,40	0,48	14,50	8,57	0,64	0,21	4,79	0,80	1,73	0,65	11,05	9,69	99,51
2474-20	0-5	ГРД	47,80	0,70	15,31	6,68	0,80	0,35	4,04	1,54	2,21	0,73	13,41	6,0	99,57
	150-155	РГ	46,60	0,47	14,32	8,65	0,32	0,49	4,90	0,90	1,54	0,53	11,79	9,40	99,91
2474-39	320-325	МГР	47,0	0,38	14,30	8,35	0,64	0,46	6,05	1,24	1,54	0,53	11,07	8,70	100,26
	0-5	ГРД	47,30	0,51	15,88	8,77	0,89	0,31	4,16	1,04	2,02	0,65	10,35	7,87	99,75
	215-220	МГР	46,90	0,60	15,58	7,44	1,43	0,29	4,58	0,72	1,89	0,57	11,13	8,40	99,53
	660-665	МГР	45,70	0,52	15,30	9,74	0,32	0,47	4,31	1,02	1,45	0,49	10,26	10,70	100,38
<i>Полигон II</i>															
2483-9	0-2	ГР	50,35	0,99	15,97	7,37	2,23	0,48	3,66	0,55	2,20	0,67	10,94	4,20	99,61
2483-19	0-1	ГР	51,65	1,17	16,51	7,55	1,79	0,32	3,24	0,77	2,39	0,91	11,02	2,44	99,75
2483-20	0-2	ГРД	49,33	1,14	16,46	8,16	1,97	0,32	3,61	0,47	2,40	0,80	11,39	3,48	99,53
2483-39	0-5	РГ	50,61	1,04	16,35	8,24	1,59	0,16	3,21	0,65	2,39	0,90	11,17	3,66	99,97
	385-390	МГ	50,48	0,91	15,21	7,74	1,27	0,10	3,84	0,88	2,02	0,75	11,02	5,62	99,84
	560-565	МГ	50,83	0,87	15,25	7,51	1,40	0,40	4,07	0,66	1,80	0,53	10,34	5,97	99,63
<i>Полигон III</i>															
2492	0-5	ЭГ	46,75	0,60	15,66	9,05	0,75	0,54	4,23	0,63	2,23	0,59	8,67	9,93	99,63
	95-100	ЭГ	47,96	0,58	13,50	9,78	0,33	0,68	4,28	0,97	2,06	0,55	8,42	10,57	99,68
	315-320	ЭГ	47,61	0,65	14,14	8,30	0,71	1,05	4,20	1,05	2,31	0,61	7,96	10,92	99,51
	410-415	ЦГ	46,77	0,83	14,5	9,77	0,25	1,58	3,42	0,93	2,03	0,46	8,30	10,72	99,56
	485-490	ЦГ	47,13	0,96	13,44	9,23	0,92	1,63	3,25	1,07	1,91	0,46	8,82	11,08	99,90
<i>Полигон V</i>															
2512-2	0-7	ГРД	50,65	0,99	16,74	7,83	1,97	0,57	3,40	0,41	1,71	0,64	11,5	3,34	99,75
	220-225	МГР	49,44	0,88	17,30	7,62	1,27	0,69	3,70	0,69	1,81	0,74	10,8	4,83	99,77
	325-330	МГР	49,46	0,88	17,49	7,58	1,40	0,65	3,57	0,36	1,64	0,61	10,94	5,15	99,73
	420-425	МГ	49,30	1,01	16,61	7,83	1,27	0,77	3,72	0,72	1,53	0,61	12,37	4,17	99,91
	625-630	МГ	49,45	0,86	16,36	7,32	1,72	0,49	3,69	0,74	1,62	0,79	11,27	5,39	99,70
2512-17	0-5	ГРД	51,19	1,03	15,99	8,48	1,65	0,53	3,45	0,69	1,94	0,80	11,13	2,73	99,61
	240-245	МГР	49,81	0,85	16,66	7,74	1,78	0,56	3,40	0,74	1,73	0,76	10,94	4,79	99,76
	457-459	МГР	49,32	0,95	16,72	8,08	1,46	0,92	3,40	0,53	1,57	0,61	11,81	3,91	99,88
<i>Полигон VII</i>															
2520-4	0-2	ГР	50,12	1,03	17,0	7,41	2,04	0,55	3,70	0,60	2,20	0,91	10,7	3,27	99,53
2520-5	0-1	ФК	41,28	0,74	14,85	7,27	1,34	0,36	2,75	8,79	2,34	0,79	16,17	2,95	99,63
2520-14	0-1	ФКР	48,12	0,91	17,44	8,04	1,78	0,62	3,36	1,81	2,27	0,81	12,32	2,18	99,86
2520-23	0-2	МГ	48,49	0,73	17,47	9,79	0,73	0,77	2,16	1,40	2,07	0,69	10,6	4,69	99,59
2520-26	0-1	МГ	48,45	0,86	18,56	8,32	1,91	0,51	3,49	1,00	2,04	0,65	10,66	3,11	99,56

\* ГР — глинисто-радиоляриевый ил, ГРД — то же, обогащенный диатомеями, РГ — радиоляриево-глинистый ил, РГД — то же, обогащенный диатомеями, МГ — миецеллагическая глина, МГР — то же, обогащенная радиоляриями, ЭГ — эвцеллагическая глина, ЦГ — цеолитово-глинистый осадок, Ц — цеолитит, ФК — фораминиферово-коллоидный ил, ФКР — то же, обогащенный радиоляриями. Аналитики С. П. Баталова, Г. И. Макарова.

Наряду с глинистыми минералами в коллоидной фракции постоянно присутствует примесь терригенных кварца и полевого шпата, повсеместно выявлен филлипсит, а в более древних отложениях — клиноптилолит.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ  
В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ  
ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОСАДКОВ**

На полигонах I, II и VII проведено детальное изучение распределения глинистых минералов в поверхностном слое осадков (рис. 1), отдельными пробами охарактеризованы поли-

гоны III и V. В пределах полигона I распространены преимущественно глинисто-радиоляриевые и радиоляриево-глинистые илы, обогащенные диатомеями. Содержание смектита в осадках колеблется от 24 до 60% при среднем значении 37%. Концентрация гидрослюда выше смектита и варьирует от 32 до 64% при среднем значении 49%. Колебания в содержании хлорита менее значительны (11-19%), при среднем — 14%. Таким образом, в коллоидной фракции осадков преобладает гидрослюда при подчиненном значении смектита и хлорита. Связь состава глинистых минералов с формами рельефа практически отсутствует.



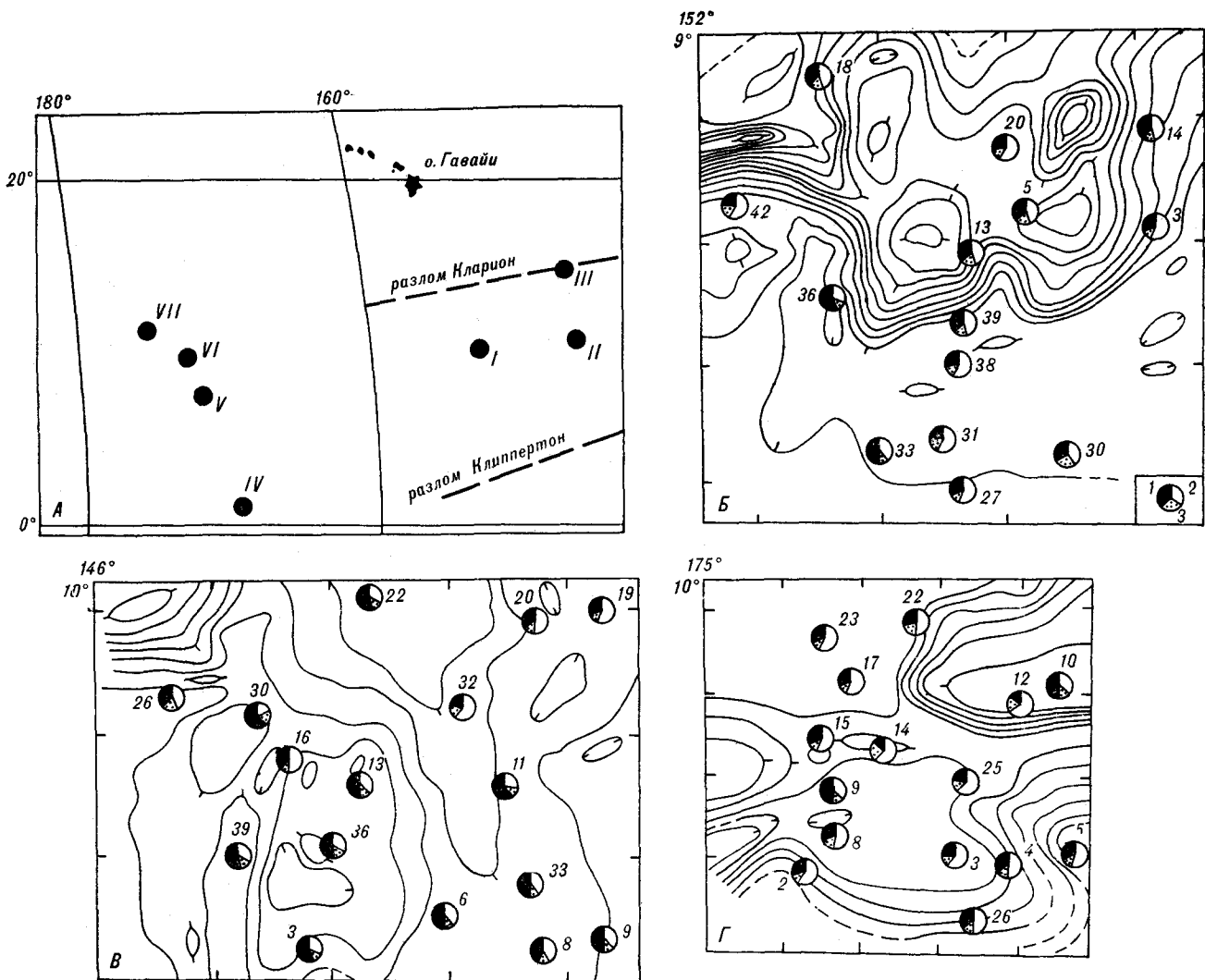


Рис. 1. Состав глинистых минералов во фракции меньше 1 мкм осадков поверхностного слоя полигонов. А — местоположение полигонов, В—Г — полигоны: В — I (ст. 2474), В — II (ст. 2438), Г — VII (ст. 2550); 1—3 — глинистые минералы. 1 — смектит, 2 — гидрослюда, 3 — хлорит. Арабские цифры на схемах — номера геологических станций.

На полигоне II широко распространены глинисто-радиоляриевые илы, нередко обогащенные диатомеями. Осадки поверхностного слоя характеризуются высокими содержаниями смектита в коллоидной фракции (20—65%, в среднем 49%). Среднее содержание гидрослюда составляет 39% (28—64%), хлорита — 12% (7—19%). Следовательно, для полигона свойственно преобладание смектита в коллоидной фракции осадков. Подобно полигону I, здесь не наблюдается отчетливой связи состава глинистых минералов с формами рельефа.

Единичные пробы эвпелагических глин, характеризующие поверхностный слой осадков полигона III, свидетельствуют о преобладании смектита в разломе Кларрион (во фракции менее 1 мкм 59% смектита, 32% гидрослюда и 9% хлорита).

На полигоне V смектит играет подчиненную роль по отношению к гидрослуде в коллоидной фракции (34—45%). Содержание гидрослюда колеблется от 40 до 47%, хлорита — от 15 до 18%.

В пределах полигона VII поверхностный слой в основном представлен глинисто-радиоляриевыми илами, часто обогащенными диатомеями. В коллоидной фракции, так же как и на полигоне I, преобладает гидрослюда (38—67%, в среднем 52%). Количество смектита составляет в среднем 31% (вариации от 16 до 49%). Таким образом, на полигоне VII, подобно полигону I и V, среди глинистых минералов преобладает гидрослюда и также не проявляется связь состава глинистых минералов с рельефом.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ТОЛЩЕ ОСАДКОВ

Прямоточными трубками были подняты плиоцен-плейстоценовые кремнисто-глинистые мио- и эвпелагические глины, а также миоценовые пелагические глины. Максимальная глубина проникновения трубки в осадок не превышает 7 м. Распределение глинистых минералов в толще осадков очень однообразное (рис. 2, 3). К основанию разрезов, как правило, увеличивается содержание смектита в коллоидной фракции. При этом последнее не приводит к заметным изменениям химического состава фракции, в первую очередь содержания  $Fe^{3+}$  и Al. Наблюдаемые вариации соотношения окислов в основном обусловлены сменой типов осадков (см. таблицу). Так, пониженные значения содержания  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $Na_2O$  и повышенные —  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$  характерны для эвпелагических глин. Существенная аутигенность этих глин подчеркивается высоким содержанием  $H_2O^-$ , входящей, вероятно, в состав цеолитов; с увеличением доли биогенного опала в осадках местами отмечается рост количества закисного железа в коллоидной фракции и т. д.

Рассчитанные парные коэффициенты корреляции между содержанием глинистых минералов в коллоидной фракции и концентрацией в

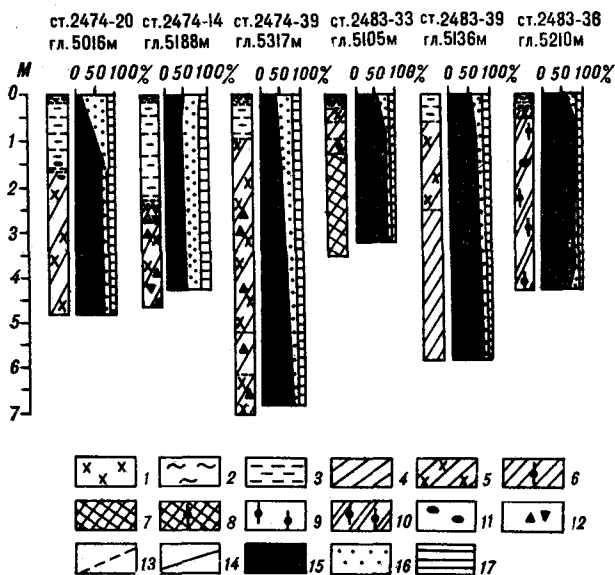


Рис. 2. Распределение глинистых минералов в толще осадков (фракция меньше 1 мкм) полигонов I (ст. 2474) и II (ст. 2483).

1—9 — преимущественно плиоцен-плейстоценовые илы: 1 — глинисто-радиоляриевые, 2 — то же, обогащенные диатомеями, 3 — радиоляриево-глинистые, 4 — миопелагические глины, 5 — то же, обогащенные радиоляриями, 6 — то же, обогащенные цеолитами, 7 — эвпелагические глины, 8 — цеолитово-глинистые осадки, 9 — цеолиты; 10 — миоценовые пелагические глины, обогащенные цеолитами; 11 — железомарганцевые конкреции; 12 — обломки конкреций; 13, 14 — границы раздела: 13 — постепенные, 14 — редкие; 15—17 — глинистые минералы: 15 — смектит, 16 — гидрослюда, 17 — хлорит.

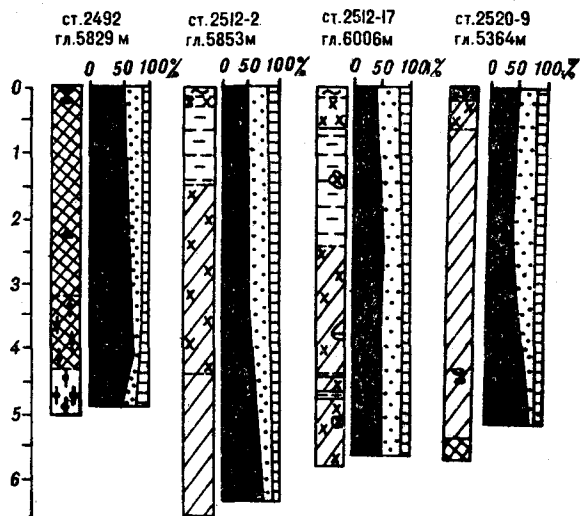


Рис. 3. Распределение глинистых минералов в толще осадков (фракция меньше 1 мкм) полигонов III (ст. 2492), V (ст. 2512), VII (ст. 2520). Условные обозначения см. на рис. 2.

ней химических элементов показывают наличие прямой корреляции смектита с Mg, Mo, Ni, Co, Cu и обратной — с Al,  $Fe^{2+}$ , Na. Гидрослюда имеет положительную связь с Al,  $Fe^{2+}$ , K, Na, отрицательную — с Mg и Co. Хлорит положительно коррелирует с Si, Al,  $Fe^{2+}$ , имеет отрицательную связь с Mg, Cu, Mo, Ni, Co. Отчетливо выражена прямая корреляция Mn с Co, а также Cu с Cr, Zn, Mo, Ni, Co, Sn.

Характер распределения глинистых минералов в поверхностном слое осадков и в разрезах, результаты изучения химического и минерального состава коллоидной фракции позволяют предположить, что смектит имеет аутигенное происхождение, а гидрослюда и хлорит — терригенное. Не случайно на полигонах с относительно повышенными скоростями седиментации (ст. 2474, 2512) в осадках преобладают гидрослюда и хлорит. В то же время на ст. 2483, где роль терригенного материала ослабевает, в пелитовых фракциях преобладает смектит. Кроме того, смектит (в противоположность слюде и хлориту) имеет тесную корреляционную связь с Ni-, Co- и Cu-профилирующими элементами приэкваториальной зоны.

Аутигенное происхождение смектита кремнисто-глинистых илов провинции Кларифон-Клиппертон допускается и другими исследователями [2, 7]. На основе изучения изотопного состава кислорода коллоидной фракции радиоляриевых осадков площади «DOMES» показано, что аутигенный Fe-смектит формируется при раннем диагенезе на разделе вода — осадок [7]. Исследования в сканирующем микроскопе подтверждают эти представления. Аутигенный облик (ажурность) смектита четко проявлен в

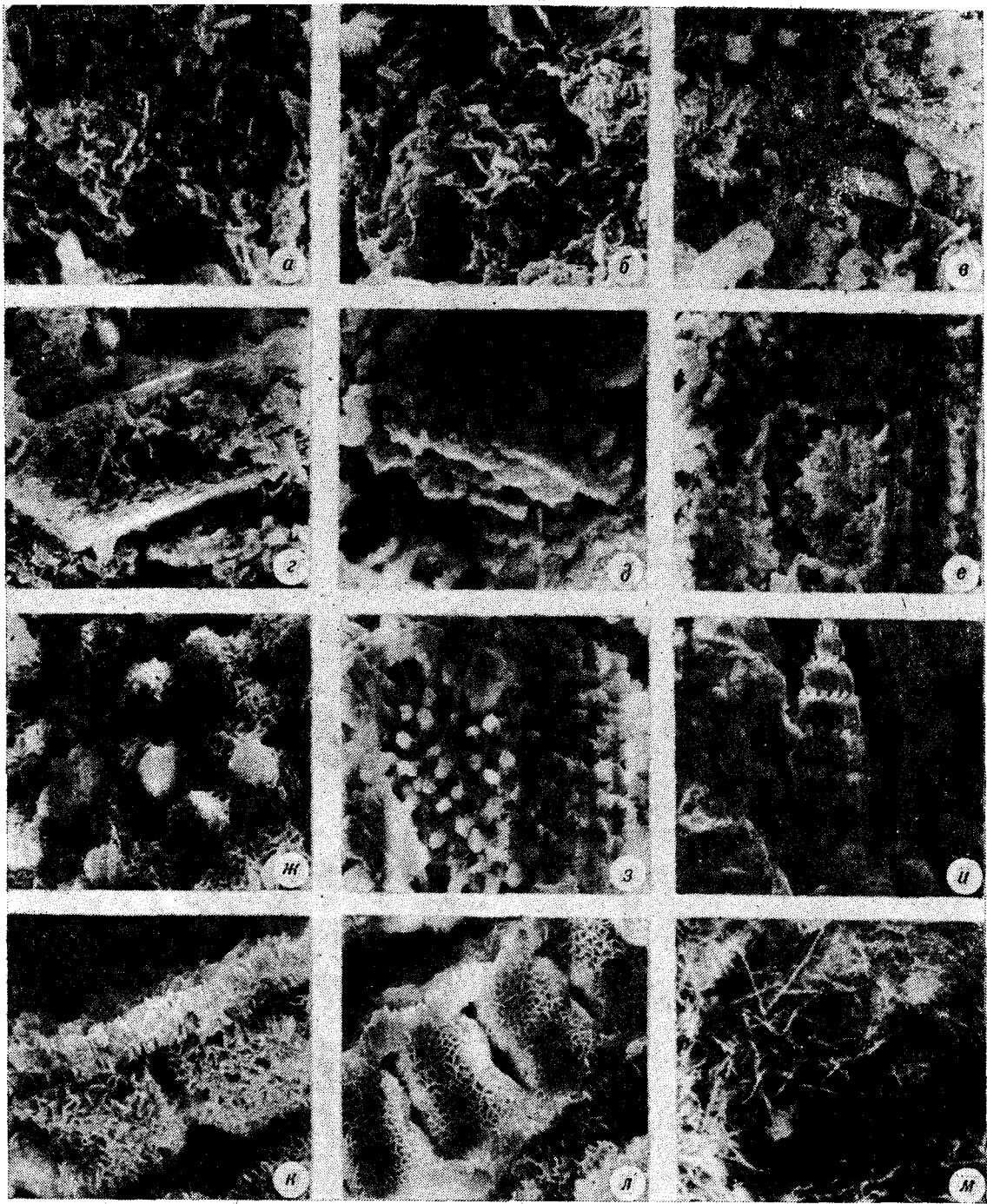


Рис. 4. Электронные микрофотографии осадков.

а — миоцелагическая глина, ст. 2483-39, горизонт 473 см,  $\times 3500$ ; б — эвпелагическая глина, ст. 2520-15, горизонт 118 см,  $\times 3000$ ; в — цеолитит, ст. 2492, горизонт 493 см,  $\times 1250$ ; г — цеолит,  $\times 3000$ ; д — характерный вид смектитовой глины, обр. 2513/5,  $\times 375$ ; е, ж — опаловые биогенные фрагменты, замещенные смектитом, обр. 2513/5; е — радиолярия (?),  $\times 300$ , ж — диатомея (?),  $\times 1500$ ; з — диатомея (?),  $\times 500$ ; и — радиолярия (?),  $\times 200$ ; к — диатомея,  $\times 1500$ ; л — то же,  $\times 3000$ ; м — сепиолит-палыгорскит, обр. 2515/3,  $\times 3000$ .

эвпелагических глинах со значительной примесью цеолитов (рис. 4, б, в, г, ж, к, л). Для плейстоценовых миоцелагических и миоцено-

вых пелагических глин более характерны листоватые обломочные формы глинистых минералов (см. рис. 4, а).

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ЗОН РАЗЛОМОВ

При драгировании склонов в зонах разломов Клариион (полигон III), Нова-Кантон (полигон IV) и в Магеллановом троге (полигон VI) были собраны многочисленные образцы глин с признаками гидротермальной переработки, включая окремнение, замещение биогенных остатков смектитом, формирование магниезальных алюмосиликатов из группы сепиолита — палыгорскита. Ниже приведены некоторые результаты исследования этих образцов.

Из разлома Клариион (ст. 2486, глубина 6215 см) поднято большое количество уплотненных ЖМК, щебенки и глыб глинисто-кремнистых псаммитовых пород кремового цвета, которые обычно пропитаны дендритами гидроокислов марганца и покрыты местами рыхлой железомарганцевой коркой. Наиболее окремненные участки расчленены на плитки толщиной 3—20 мм. Плитки разноориентированные, иногда изогнутые, поэтому измененная порода выглядит в целом как брекчия с крупными кавернами. Для краевых частей образцов характерны мелкие каверны выщелачивания, стенки которых ожежены. Нередко плотная основная масса включает окатыши мягкой желтовато-коричневой эвпелагической глины, размер их по длинной оси колеблется от 5 до 40 мм.

В большинстве образцов вторичное окремнение проявляется в виде фарфоровидного опала, внутри которого местами наблюдаются халцедоновые обособления, иногда раскристаллизованные до щеточек кварца. Щеточки нередко приурочены и к ядрам плиточных конкреций. По периферии конкреций развита концентрически расслоенная зона марганцевых минералов. Ниже этой зоны всегда наблюдаются марганцевые дендриты в опаловой массе, затем прослеживается «чистый» опал и в самом центре — халцедон и криптокристаллический кварц. Основная масса породы характеризуется слабой реакцией на фосфор.

Микроскопическое изучение показывает, что окремнению подверглись осадки типа пелагических глин. В измененной трепеловидной породе резко преобладает микрозернистый (редко крупнозернистый) мозаичный кварц (60—80%), примесь радиально-лучистого халцедона и аморфного опала незначительная. Замещение первичного субстрата кремнеземом пятнистое, иногда прожилковое. Часто наблюдаются округлые «поры» и обособления размером 0,1—0,2 мм (измененные радиолярии?), выполненные микрозернистым кварцем. Количество их составляет 2—30% объема породы. Редкие цеолиты приурочены к скоплениям глинистого материала или к нижней границе распростра-

нения марганцевых дендритов. Последние иногда рассеяны ветвистыми прожилками халцедон-кварцевого состава. Весьма характерны единичные обломки костей. На долю глинистых минералов приходится 20—25%. Они рассеяны в породе, образуют слойки и комочки. Основная часть их представлена смектитом.

Как уже отмечалось, изученные образцы включают окатыши эвпелагической глины, в которой содержание цеолитов достигает 40%, а костных остатков — 5%. Среди глинистых минералов, как и в трепеловидной породе, преобладает смектит, что косвенно свидетельствует о близости состава и условий формирования материала окатышей и первичного субстрата вмещающих пород. Окатыши являются, по-видимому, реликтами глин, развитых в разломе Клариион и подвергшихся гидротермальному воздействию. В пределах разлома обнаружены придонные воды с температурой 28°C, а также рудные корки и конкреции, которые могли сформироваться, как полагают [4], за счет продуктов вулканической деятельности.

При драгировании в разломе Нова-Кантон с глубин 6800—7000 м (ст. 2502, 2503) подняты поздреватые аргиллиты, обогащенные цеолитами (литифицированные эвпелагические глины). Эти осадки цементируют адафогенный материал — мелкие обломки и щебенку базальтов. Аргиллиты покрыты марганцевыми корками и пленками. Основным глинистым минералом в них является смектит.

В процессе изучения Магелланова трога с глубин 5400—6100 м драгами были подняты (наряду с базальтами и конкрециями) в разной степени измененные пелагические глины (ст. 2513, 2514, 2515). Желтовато-белые окремненные глины псаммитовой структуры аналогичны собранным в разломе Клариион, но литифицированы в меньшей степени. Они включают пересекающиеся прожилки (толщина 1—3 мм) халцедона, что придает осадку брекчиевидный облик. Порода покрыта пленками и корками гидроокислов марганца, участками ожежена, слабо фосфатизирована. Псевдобрекчированность образцов, обусловленная специфической замещения первичного субстрата кремнеземом, отчетливо выявляется и при изучении шлифов. Основная масса трепеловидной породы сложена мозаичным кварцем (55—80%), встречаются прожилки и скопления халцедона, среди глинистых минералов рассеян изотропный опал (20—35%). Весьма характерны (5—30%) округлые поры и обособления, выполненные микрозернистым кварцем и напоминающие реликты радиолярий. Участки, обогащенные глинистым материалом, содержат редкие обломки костей и единичные мелкие кристаллы цеолитов. Глинистый субстрат представлен главным образом смектитом.

Довольно многочисленные образцы представлены зеленовато-серыми (под рудными корками), красновато-коричневыми и светло-коричневыми эвпелагическими глинами, нередко обогащенными цеолитами (до цеолититов). Основной глинистый минерал в них — смектит.

Среди собранных образцов обнаружены обломки измененных базальтов, в существенно железистом агрегате основной массы которых видны игловидные лейсты плагноклазов, порфиновые выделения трещиноватых пелитизированных плагноклазов, довольно редкие кристаллы пироксенов; выявлены участки окварцевания по трещинам и прожилки хлорита.

Весьма своеобразными оказались глины розовато-коричневого, красновато-коричневого и коричневатозеленого цвета, залегающие под рудными корками или в ядрах конкреций. В глинистой массе этих осадков, участками хлоритизированной, рассеяны многочисленные угловатые изотропные обломки бурого цвета, по периметру которых иногда видна желтоватосерая оторочка. В осадках обнаружены также трудноопределимые измененные биогенные остатки. Представляется, что первоначально это были миопелагические глины со значительной примесью гялокластики, которые в дальнейшем претерпели интенсивную переработку гидротермальными растворами. Об этом, в частности, свидетельствует изучение образцов в сканирующем микроскопе (см. рис. 4).

В основном глина сложена аутигенным смектитом, нередко образующим почковидные формы (см. рис. 4, *д*). Смектит замещает гялокластику, первичную основу глины, а также опаловые скелеты радиолярий, диатомей и другой биогенный детрит. При этом он постепенно заполняет поры в скелетах, которые утрачивают свои правильные очертания (см. рис. 4, *е, ж, л*). В межпоровых пространствах смектит образует относительно правильные вроски (см. рис. 4, *з*), что приводит к частичной инверсии формы скелета и затрудняет диагностику биогенных остатков. Крайним выражением такой инверсии может быть напоминающая радиолярная форма, приведенная на рис. 4, *и*.

Кроме описанных образцов на ст. 2515 обнаружены желтовато-белые сепиолит-пальгорскитовые глины (см. рис. 4, *м*). Формирование этих магнезиальных алюмосиликатов в океане обычно связывают с воздействием гидротермальных магнезиальных растворов на существенно смектитовые глины [1, 3].

Комплексное исследование осадков поверхностного слоя и колонок показывает, что основными глинистыми минералами в северной приэкваториальной зоне Тихого океана являются Fe-смектит, гидрослюда и хлорит. При этом на терригенный фон гидрослюды и хлорита накладывается образование аутигенного смектита, наиболее характерное для эвпелагических глин. Площади с минимальными скоростями осадконакопления (полигоны II и III) характеризуются преобладанием смектита в коллоидной фракции. Нарастание скорости поставки терригенного материала приводит к увеличению содержания гидрослюды во фракции. Рост концентрации смектита вниз по разрезу связан, по-видимому, с диагенетическим преобразованием рентгеноморфных компонентов осадков поверхностного слоя в кристаллический смектит по мере их погружения.

Соотношение глинистых минералов в осадках поверхностного слоя не обнаруживает связи с формами рельефа, что объясняется широким распространением терригенных хлорита и гидрослюды, а также, вероятно, повсеместным образованием аутигенного смектита. Более детально связь аутигенного и терригенного процессов глинообразования можно выявить только при крупномасштабных съемках больших участков дна. Представляется, что на крутых склонах (включая локальные поднятия и желоба) количество смектита должно резко преобладать над другими глинистыми минералами.

Благоприятным обстоятельством для формирования аутигенного смектита следует признать воздействие гидротермальных растворов на осадочный субстрат, что подтверждается результатами изучения материала из активных разломов Клариян, Нова-Кантон и Магелланова трога. Признаками гидротермальной деятельности в этих структурах являются окварцевание и литификация глин, развитие процессов выщелачивания, хлоритизации и фосфатизации, формирование минералов группы сепиолита — пальгорскита, замещение смектитом первичного субстрата глин (включая гялокластику и опаловые биогенные остатки); а также аномально высокая температура придонных вод.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунова З. Н. Пальгорскиты в осадках из кернов глубоководного бурения в Тихом океане. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
2. Скорнякова Н. С., Курносое В. В. и др. Литолого-стратиграфическое расчленение и минеральный сос-

тав осадков радиоляриевого пояса (полигон ст. 1936). — Литол. и полезн. ископаемые, 1983, № 1.

3. Скорнякова Н. С., Курносое В. В. и др. Сепиолиты и пальгорскиты Индийского океана. — Там же, 1976, № 6.

4. *Beiersdoref H., Gundlach H., Heyc D. et al.* "Heated" bottom water and associated Mn-Fe-oxide crust from the Clarion fracture zone southeast of Hawaii.— In: *The dynamic environment of the ocean floor*/Eds K. A. Fanning, F. T. Manheim. Lexington Books D. C. Heath and Company Lexington, Massachusetts. Toronto, 1982.
5. *Bischoff J., Heath G., Leinen M.* Geochemistry of deep-sea sediments from the Pacific manganese nodule province: Domes sites A, B and C.— In: *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*/Eds J. Bischoff, D. Piper. N. Y., 1979.
6. *Biscaye P.* Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean — *Geochem. Techn. Rept.*, 1964, v. 8.
7. *Hein J., Ross C. et al.* Mineralogy and diagenesis of surface sediments from Domes Area A, B and C.— In: *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*/Eds J. Bischoff, D. Piper. N. Y., 1979.
8. *Lyle M., Dymond J., Heath G.* Copper — nickel enriched ferromanganese nodules and associated crusts from the Bauer Basin, northwest Nazca Plate.— *Earth and Planet. Sci.*, 1977, v. 35.
9. *Piper D., Leong K., Cannon W.* Manganese nodule and surface sediment composition: Domes Sites A, B and C.— In: *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*/Eds J. Bischoff, D. Piper. N. Y., 1979.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР, Владивосток  
Институт океанологии АН СССР, Москва

Поступила в редакцию  
5 марта 1985 г.

В. В. Ревердатто

**ДАЦИТОВЫЕ ПЕМЗЫ ИЗ РАЙОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ЖЕЛОБОВ ТОНГА И КЕРМАДЕК В ТИХОМ ОКЕАНЕ**

Исследованы дацитовые пемзы, поднятые при морском драгировании со дна Тихого океана в районе сочленения желобов Тонга и Кермадек. Приведены химические составы образцов пемз, результаты микронзондовых анализов стекол и минералов-вкрапленников: клино- и ортопироксенов, плагиоклазов, оливина, рудных минералов. Изучены содержания редких земель в

пемзах. Сделан вывод, что дацитовый расплав был образован за счет кристаллизационной дифференциации андезитобазальтовой магмы. Снижение внешнего давления при подъеме магмы к поверхности земли сопровождалось вскипанием и эксплозиями. Вулканическая деятельность в районе исследования проявлялась весьма интенсивно.

Во время 19-го рейса НИС «Пегас» в 1980 г. со склонов подводных возвышенностей, расположенных на стыке желобов Тонга и Кермадек в южной части Тихого океана, были подняты многочисленные обломки пемз. Драгирование производилось в восьми пунктах:

Координаты	Глубина, м	Станция
26°39' ю. ш., 174°38' з. д.	2000	Ст. 3
26°02' ю. ш., 175°05' з. д.	3100	Ст. 4
26°50' ю. ш., 174°59' з. д.	2600	Ст. 5
25°51' ю. ш., 175°17' з. д.	6300	Ст. 6
25°52' ю. ш., 175°35' з. д.	4200	Ст. 7
25°44' ю. ш., 176°19' з. д.	2700	Ст. 8
25°34' ю. ш., 176°43' з. д.	500	Ст. 9
25°18' ю. ш., 176°30' з. д.	400	Ст. 10

миллиметра до 0,5 см. Порфиновые выделения представлены зернами пироксенов, плагиоклаза, оливина, кварца, рудными минералами. Силикатные вкрапленники большей частью идиоморфны, резорбированные зерна редки; встречаются сростки пироксенов с плагиоклазом и магнетитом. Иногда пемзы содержат мелкие ксенолиты андезитобазальтов. Это обломки темно-серой пористой породы пилотакситовой структуры с порфировыми выделениями пироксенов и плагиоклаза.

Химические составы пемз, поднятых на шести станциях драгирования, приведены в табл. 1. В четвертой колонке таблицы пред-

Экспедиция в этот район была организована Институтом морской геологии и геофизики ДВНЦ АН СССР в г. Южно-Сахалинске, начальник рейса Г. И. Аносов.

Западнее желобов Тонга и Кермадек расположены островные дуги того же названия, протягивающиеся от Новой Зеландии в северном направлении на расстояние более 2 тыс. км. Для островов Тонга и Кермадек характерен активный современный базальт-андезит-дацитовый вулканизм, проявляющийся как в наземных условиях, так и под водой. Неоднократно отмечалась интенсивная эксплозивная деятельность, нередко выброшенные из вулканов пемзы покрывали огромные участки океанской поверхности, формируя так называемые «пемзовые плоты».

Пемзы представляют собой сильно пористые (пузыристые) порфиновые стекловатые аналоги дацитов. В их составе преобладает бесцветное, зеленоватое или светло-коричневое пенистое стекло. Вкрапленники в пемзах составляют не менее 0,1 об.%, размер их — от долей

Таблица 1  
Химические составы пемз, мас. %

Оксид	Станции драгирования						
	3	4	5	6	7	9	
	Пробы						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	64,9	66,9	66,5	55,6	65,7	63,5	64,1
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,49	0,51	0,77	0,55	0,54	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,0	12,1	13,4	15,6	13,4	13,9	14,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,07	1,77	1,54	4,25	2,43	1,59	2,03
FeO	3,63	3,09	3,02	5,53	3,66	2,44	3,84
CaO	6,49	4,96	5,57	8,47	4,85	4,33	4,29
MgO	1,19	1,15	1,94	3,74	1,51	1,51	1,58
MnO	0,16	0,17	0,20	0,21	0,17	0,18	0,19
Na <sub>2</sub> O	3,43	3,93	4,18	2,83	3,80	5,20	4,73
K <sub>2</sub> O	0,86	0,86	0,71	0,36	0,86	1,00	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,15	0,14	0,16	0,14	0,14	0,21
H <sub>2</sub> O	0,16	0,22	0,10	0,04	0,12	0,46	0,12
П. п. п.	4,44	4,46	3,02	1,66	2,97	5,31	3,45
Сумма	99,98	100,25	100,83	99,92	100,16	100,10	100,34

ставлен результат химического анализа андезитобазальта — обломок в пемзе с 5-й станции. Пересчет результатов на сухое вещество показывает, что большинство пемз по петрохимическим признакам может быть классифицировано как аналоги дацитов. Данные в колонке 2 указывают на близость к риодациту.

Стекло пемз весьма неоднородно, причем неоднородность связана с тонкой флюидальностью, обнаруживаемой при микроскопических исследованиях. Изучение стекол на микрозонде показывает, что содержание  $\text{SiO}_2$  в них варьирует от 63 до 74 мас.%; содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  колеблется от 1,5 до 4—5 мас.%; содержание  $\text{K}_2\text{O}$  никогда не превышает 1 мас.%. Результаты анализов, приведенных в табл. 2, случайны, но в какой-то мере иллюстрируют колебания состава. Вариации, во всяком случае частично, обусловлены гидратацией и взаимодействием пемз с морской водой, но, по видимому, имеет место и первичная неоднородность стекол, наследуемая из расплава.

Минералы-вкрапленники в пемзах также изучались на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом. Содержания главных химических компонентов в оливине, орто- и клинопироксенах, плагиоклазе и рудных минералах по шести станциям драгирования представлены в табл. 2 (в мас.%). В табл. 3 приведены результаты пересчета на кристаллохимические коэффициенты.

Зональность в силикатных вкрапленниках проявлена слабо. Исключение составляют зерна магнезиальных клинопироксенов, в которых иногда фиксируется весьма узкая железисто-глиноземистая кайма (рис. 1).

Примечательно, что пироксеновые вкрапленники очень разнородны по составу даже в одном образце пемзы. В частности, железистость  $F = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \cdot 100\%$  клинопироксенов колеблется от 8 до 40%, ортопироксенов — от 29 до 59%; коэффициент окисленности  $K = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}} \cdot 100\%$  клинопироксенов меняется от 0 до 69%; глиноземистость  $A = \frac{\text{Al}^{\text{IV}}}{\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Si}} \cdot 100\%$  клинопироксенов варьирует от 0,6 до 5,5%, ортопироксенов — от 0,2 до 3,5%. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в клинопироксенах меняется от 0 до 0,5—0,6 мас.%,  $\text{Na}_2\text{O}$  в ортопироксенах — от 0 до 0,7 мас.%.  
Сравнивались пемзы, собранные на двух станциях драгирования (4-й и 7-й), по составу пироксеновых вкрапленников. Вычисленные средних содержаний химических компонентов и их дисперсий в орто- и клинопироксенах выявило высокую степень их сходства по обеим станциям. Сравнение средних содержаний (кристаллохимических коэффициентов,

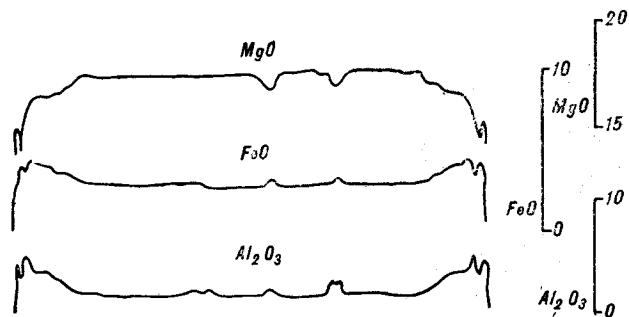


Рис. 1. Микрозондовый профиль через зерно зонального клинопироксена; длина профиля — 0,8 мм. Вертикальный м-б в мас.%. Результат рентгено-спектрального анализа данного зерна (проба из центральной его части) приведен в табл. 2 под № 28.

см. табл. 3) по  $t$ -критерию Стьюдента позволило сделать вывод о наличии значимых (5%) различий лишь для Mn и Na (в клинопироксенах). Значимо (5%) различные дисперсии выявлены при помощи  $F$ -критерия Фишера только для Ti, Ca и Fe в ортопироксенах; в моноклинных пироксенах дисперсии содержаний практически одинаковы. Подобие составов пироксеновых вкрапленников, проявляющееся в небольших по численности выборках, и другие признаки указывают на минералого-геохимическое сходство пемз, драгированных на станциях 4 и 7. Наиболее вероятной причиной этого является рассеивание легкого экструзивного материала из единого центра вулканической деятельности. Очень возможно, что данный вывод может быть распространен на пемзы других станций района исследования.

Составы орто- и клинопироксенов из пемз со станций драгирования 3—7 и 9 показаны на треугольной диаграмме (рис. 2, А). Для построения диаграммы использованы результаты, приведенные в табл. 3. Примечательно, что области составов пироксенов из пемз (см. рис. 2, А) и лав островов Тонга (см. рис. 2, Б, В) в общем близки. Некоторое отличие для вкрапленников из пемз состоит в том, что ряд клинопироксенов простирается дальше в сторону диопсида, а ряд ортопироксенов сдвинут к ферросилиту (по сравнению с лавами).

А. Эвертом и др. [8] установлена зависимость состава пироксенов от состава лав, в которых они содержатся. В андезитах и андезитобазальтах присутствуют клинопироксены, составы которых сопоставимы с авгитом из лагового озера на Гавайях (см. рис. 2, Б, В). Дацитам соответствуют более железистые клинопироксеновые вкрапленники. Сосуществующие с клинопироксенами ортопироксены по составу тоже разделяются на две группы; на диаграммах Б и В (см. рис. 2) из положения коннод. Сравнение диаграмм на рис. 2 позволяет до-



Состав минералов и стекла, мас. %

Окисел	Оливин		Ортопироксены					Клинопироксены					Стекло					Ортопироксены										Клинопироксены											
	1	2	3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		
			21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38																			
SiO <sub>2</sub>	39,92	51,39	51,44	53,44	51,22	51,67	54,09	71,30	53,02	53,00	53,63	52,90	49,75	51,39	51,54	53,43	51,53	52,14	51,44	49,79																			
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,21	0,19	0,13	0,27	0,32	0,12	0,46	0,15	0,20	0,16	0,19	0,40	0,23	0,29	0,15	0,34	0,23	0,19	0,78																			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,63	0,68	1,61	1,02	1,27	1,39	12,00	0,43	1,12	0,64	0,87	0,92	0,85	1,67	1,44	1,86	2,12	2,63	3,08																			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,05	0,15	0,03	0,00	0,17	—	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,10	0,54	0,05	0,03	0,02																				
FeO	15,00	27,78	27,16	3,34	15,11	14,30	3,23	4,62	21,62	18,70	18,25	19,63	33,48	25,73	8,79	2,90	9,75	8,14	9,09	12,95																			
MnO	0,48	1,54	1,52	0,36	1,06	0,91	0,14	0,19	1,55	0,40	0,48	0,51	1,60	0,15	0,40	0,00	0,26	0,27	0,21	0,68																			
MgO	45,17	16,89	17,37	17,49	14,21	11,10	16,84	0,66	22,37	24,70	25,26	24,30	13,17	19,91	16,29	23,18	20,13	20,46	15,89	12,90																			
CaO	0,20	1,49	1,51	22,47	18,85	19,50	22,96	4,07	1,05	1,90	1,79	1,75	1,62	1,51	20,34	18,01	20,43	20,46	15,89	12,90																			
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,03	0,07	0,12	0,25	0,28	0,09	1,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,72	0,09	0,10	0,12	0,09	0,06	0,24																			
K <sub>2</sub> O	0,02	0,06	0,02	0,01	0,01	0,04	0,04	0,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00																			
Сумма	100,88	100,03	100,01	99,12	99,03	99,39	99,07	96,02	100,24	100,05	100,21	100,15	100,94	100,52	99,51	99,76	99,44	100,34	100,09	100,13																			

Продолжение табл. 2

Окисел	Плагиоклазы		Стекло					Ортопироксены					Клинопироксены					Плагиоклазы																					
	21	22	23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38						
			39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68							
SiO <sub>2</sub>	45,16	44,06	74,04	51,61	51,55	51,41	52,19	53,27	53,54	52,79	51,31	53,10	52,78	54,10	54,51	58,27	54,10	54,10	54,51	56,54																			
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,03	0,43	0,14	0,22	0,20	0,16	0,10	0,14	0,16	0,30	0,13	0,30	0,03	0,04	—	0,03	0,03	0,04	—																			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,78	35,93	13,77	0,47	0,65	0,51	0,50	1,58	1,50	2,10	0,91	1,61	2,39	28,40	28,01	26,48	28,40	28,01	28,01	27,14																			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,00	—	0,03	0,00	0,00	0,01	0,38	0,20	0,31	0,00	0,22	0,24	—	—	—	—	—	—	—																			
FeO	0,69	0,67	3,90	27,68	27,46	28,26	27,39	3,03	3,32	3,89	14,48	3,51	6,09	0,40	0,35	—	0,40	0,35	0,35	0,38																			
MnO	0,02	0,02	0,24	1,51	1,58	1,64	1,53	0,40	0,35	0,44	1,10	0,12	0,24	0,03	0,02	—	0,03	0,02	0,02	0,01																			
MgO	0,17	0,02	0,66	16,81	16,93	15,95	17,46	17,65	17,52	17,02	12,28	17,70	18,53	0,00	0,00	—	0,00	0,00	0,00	0,00	—																		
CaO	19,73	18,79	3,74	1,48	1,57	1,51	1,50	22,62	22,63	22,56	18,43	23,20	19,50	11,57	11,03	8,50	11,57	11,03	11,03	10,52																			
Na <sub>2</sub> O	0,62	0,70	1,67	0,03	0,05	0,02	0,04	0,14	0,13	0,11	0,21	0,10	0,15	5,01	5,00	6,65	5,01	5,00	5,00	5,88																			
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,56	0,04	0,05	0,01	0,04	0,01	0,00	0,03	0,01	6,03	0,00	0,03	0,06	0,16	0,03	0,06	0,01	0,04																			
Сумма	100,17	100,22	99,01	99,80	100,06	99,51	100,82	99,18	99,33	99,41	99,23	99,72	100,22	99,57	99,02	100,06	99,57	99,02	99,02	99,82																			

Оксид	Ильменит	Стекло	Ортопироксен		Клинопироксен		Плагиоклазы					Ортопироксен					Ортопироксен				
			40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55			
SiO <sub>2</sub>	—	68,22	51,87	51,32	51,22	46,37	46,45	47,02	51,38	50,93	51,41	51,60	52,29	51,75	49,99	50,68	51,74				
TiO <sub>2</sub>	47,26	0,82	0,25	0,33	0,35	0,02	0,00	0,03	0,12	0,24	0,29	0,29	0,30	0,25	0,31	0,23	0,27				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	17,85	1,38	1,36	1,49	33,38	33,36	32,89	29,37	0,59	0,53	0,63	0,43	0,42	1,18	0,40	0,50				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	—	0,03	0,00	0,00	—	—	—	—	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02				
FeO	49,53	3,51	24,89	13,73	13,11	0,79	0,67	0,81	1,32	29,25	23,02	22,76	22,76	28,03	23,50	27,55	22,77				
MnO	1,17	0,13	0,86	0,53	0,73	0,00	0,01	0,02	0,02	1,35	1,44	1,47	1,39	2,16	1,23	2,09	1,44				
MgO	1,98	0,66	18,70	12,25	13,14	0,00	0,00	0,00	0,00	16,91	21,70	21,69	21,67	16,20	20,30	16,61	21,70				
CaO	0,02	5,46	1,80	19,35	19,23	17,61	17,49	17,22	14,28	1,56	1,69	1,69	1,64	1,78	1,40	1,78	1,69				
Na <sub>2</sub> O	—	3,61	0,04	0,14	0,19	1,43	1,40	1,63	3,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00				
K <sub>2</sub> O	—	0,45	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Сумма	100,11	100,71	99,82	99,01	99,48	99,62	99,40	99,64	99,97	100,89	99,81	100,13	100,49	100,59	98,30	99,34	100,13				

Окончание табл. 2

Оксид	Клинопироксен					Плагио- клас	Магне- тит	Ортопи- роксен	Клинопироксен					Плагиоклазы					Магне- тит
	56	57	58	59	60				61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	
SiO <sub>2</sub>	54,02	51,44	51,50	50,68	51,28	51,15	49,40	0,07	53,47	52,14	52,34	51,03	51,40	51,92	50,61	46,79	47,63	—	
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,56	0,44	0,53	0,60	0,37	0,00	42,56	0,19	0,37	0,31	0,55	0,42	0,36	0,10	0,03	0,04	8,82	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	1,30	1,12	1,61	1,68	1,49	31,61	2,25	0,68	1,53	1,25	2,49	1,82	1,57	30,66	32,97	32,53	2,26	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,63	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	—	0,17	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	—	—	—	0,00	
FeO	2,89	11,91	11,93	11,62	11,54	12,36	0,48	79,45	20,67	10,00	9,97	12,67	10,58	10,17	0,96	0,60	0,60	82,91	
MnO	0,11	0,72	0,90	0,77	0,83	0,93	0,02	0,79	1,13	0,77	0,79	0,73	0,79	0,82	0,04	0,01	0,03	0,65	
MgO	18,47	14,51	14,43	14,49	14,16	14,49	0,02	1,61	22,77	14,31	14,35	14,99	14,65	14,35	0,00	0,00	0,00	1,85	
CaO	22,18	19,36	19,75	19,62	19,99	19,16	15,33	0,10	1,38	20,30	20,25	17,04	19,45	20,06	14,59	17,01	16,52	0,07	
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,23	0,19	0,23	0,22	0,23	3,29	0,00	0,05	0,27	0,23	0,28	0,24	0,26	2,88	1,73	2,10	—	
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,02	0,02	—	
Сумма	99,54	100,04	100,26	99,56	100,31	100,19	100,25	97,03	100,37	99,72	99,51	99,78	99,35	99,51	99,96	99,16	99,47	96,56	

Примечание. Содержание окислов химических элементов в микралах и стеклах определены при помощи рентгеноспектрального микроанализатора с электронным зондом фирмы «Камебэк». Спектратор Е. Н. Илларионов. В качестве стандартов использованы природный гранит, диоксид, хром т, альбит, ортоклас. Все железо определено как FeO. Содержание окислов (в мас. %) вычлены на ЭВМ способом последовательных приближений.

Анализ 1—8 относятся к ст. 3, 9—23 — к ст. 4, 24—40 — к ст. 5, 41—47 — к ст. 6, 48—63 — к ст. 7, 64—73 — к ст. 9.

Ортопироксен 25 находится в сростании с клинопироксеном 31 и плагиоклазом 34; ортопироксен 24 находится в сростании с плагиоклазом 35; клинопироксен 30 ассоциирует со стеклом 40; ортопироксен 41 находится в сростании с клинопироксеном 42; клинопироксен 65 находится в сростании с плагиоклазом 72; клинопироксен 67 находится в сростании с плагиоклазом 71 и магнетитом 73; ортопироксен 27 находится в сростании с плагиоклазом 38; клинопироксен 32 и 33 и плагиоклазы 36 и 37 — из коллекции андезитобазальта в пеще со ст. 5.

## Кристаллохимические коэффициенты минералов

Элемент	Оливин		Ортопироксены		Клинопироксены			Српироксены							Клинопироксены				
	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Si	0,995	1,982	1,978	1,962	1,978	1,981	1,985	1,977	1,949	1,964	1,952	1,958	1,948	1,927	1,919	1,933	1,924	1,912	1,889
Ti	0,000	0,006	0,005	0,004	0,008	0,009	0,002	0,004	0,006	0,004	0,005	0,012	0,007	0,008	0,004	0,010	0,006	0,005	0,022
Al	0,000	0,029	0,031	0,070	0,046	0,060	0,062	0,019	0,049	0,028	0,038	0,043	0,038	0,074	0,062	0,082	0,092	0,115	0,138
Cr	0,000	0,000	0,002	0,004	0,001	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,033	0,016	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe <sup>+2</sup>	0,313	0,896	0,874	0,095	0,480	0,458	0,099	0,674	0,576	0,559	0,606	1,102	0,816	0,208	0,061	0,257	0,193	0,223	0,334
Fe <sup>+3</sup>	—	—	—	0,008	0,008	0,600	0,000	—	—	—	—	—	—	0,067	0,027	0,049	0,059	0,060	0,080
Mn	0,010	0,050	0,050	0,011	0,035	0,030	0,004	0,049	0,012	0,015	0,016	0,053	0,005	0,013	0,000	0,008	0,008	0,007	0,022
Mg	1,678	0,971	0,996	0,957	0,645	0,634	0,921	1,243	1,354	1,378	1,337	0,773	1,125	0,908	0,979	0,861	0,927	0,881	0,729
Ca	0,005	0,062	0,062	0,884	0,780	0,802	0,901	0,042	0,075	0,070	0,069	0,068	0,061	0,815	0,906	0,809	0,809	0,820	0,800
Na	0,000	0,002	0,005	0,009	0,019	0,022	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,053	0,007	0,007	0,009	0,006	0,004	0,018
K	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	2,991	4,001	4,004	4,004	4,000	3,996	3,987	4,009	4,022	4,018	4,023	4,009	4,054	4,030	4,011	4,019	4,025	4,028	4,030

## Продолжение табл. 3

Элемент	Плагиоклазы		Ортопироксены					Клинопироксены					Плагиоклазы				
	21	22	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
Si	2,092	2,036	1,992	1,984	1,997	1,970	1,955	1,962	1,941	1,976	1,943	1,923	2,461	2,485	2,607	2,238	2,536
Ti	0,000	0,001	0,004	0,006	0,006	0,005	0,003	0,004	0,004	0,009	0,005	0,008	0,000	0,000	—	—	—
Al	1,846	1,957	0,021	0,029	0,023	0,022	0,068	0,065	0,091	0,041	0,070	0,105	1,525	1,507	1,398	1,675	1,434
Cr	—	—	0,001	0,000	0,000	0,000	0,011	0,006	0,009	0,000	0,009	0,008	—	—	—	—	—
Fe <sup>+2</sup>	0,027	0,026	0,894	0,884	0,918	0,863	0,075	0,091	0,098	0,451	0,108	0,151	0,016	0,014	—	—	0,016
Fe <sup>+3</sup>	—	—	—	—	—	—	0,018	0,011	0,022	0,013	0,000	0,035	—	—	—	—	—
Mn	0,000	0,001	0,049	0,052	0,054	0,050	0,042	0,011	0,014	0,036	0,002	0,001	—	—	—	—	—
Mg	0,012	0,001	0,967	0,974	0,923	0,981	0,965	0,957	0,933	0,702	0,965	1,006	0,000	0,000	—	—	—
Ca	0,979	0,930	0,061	0,065	0,063	0,061	0,889	0,889	0,889	0,758	0,910	0,761	0,563	0,537	0,409	0,764	0,504
Na	0,056	0,062	0,002	0,004	0,002	0,004	0,010	0,009	0,008	0,016	0,008	0,002	0,441	0,444	0,576	0,244	0,512
K	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,010	—	—
Сумма	5,012	5,014	3,993	3,997	3,986	3,956	4,006	4,005	4,010	4,002	4,020	4,000	5,006	4,991	5,000	4,921	5,002

Элемент	Ортопироксены															
	Клинопироксены					Плагиоклазы										
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	
Ильменит	39															
Si	—	1,970	1,966	1,950	2,150	2,153	2,157	2,358	1,961	1,938	1,945	1,960	1,991	1,931	1,976	1,950
Ti	0,877	0,007	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,002	0,007	0,008	0,008	0,008	0,007	0,009	0,007	0,008
Al	0,004	0,062	0,061	0,067	1,822	1,822	1,774	1,586	0,027	0,024	0,028	0,019	0,019	0,054	0,018	0,022
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	—	—	—	—	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe <sup>+2</sup>	0,783	0,791	0,433	0,381	0,030	0,025	0,030	0,050	0,942	0,730	0,718	0,713	0,902	0,759	0,899	0,718
Fe <sup>+3</sup>	0,239	—	0,007	0,036	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	0,024	0,028	0,017	0,024	—	—	—	—	0,044	0,046	0,047	0,044	0,070	0,040	0,069	0,046
Mg	0,073	1,059	0,699	0,746	0,000	0,000	0,000	—	0,970	1,226	1,219	1,211	0,929	1,168	0,965	1,219
Ca	0,001	0,073	0,794	0,785	0,875	0,869	0,846	0,697	0,064	0,069	0,068	0,066	0,073	0,058	0,074	0,068
Na	—	0,003	0,010	0,014	0,128	0,128	0,148	0,292	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000
K	—	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	2,001	3,994	3,997	4,014	5,005	4,997	4,970	4,990	4,017	4,042	4,033	4,021	3,991	4,048	4,008	4,032

Элемент	Клинопироксены										Плагиоклазы					Магне-тит		
	Клинопироксены					Плагио-клиз					Клинопироксены							
	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70		71	72
Si	1,968	1,939	1,941	1,922	1,929	1,930	2,261	0,002	1,978	1,956	1,967	1,921	1,941	1,951	2,316	2,176	2,202	—
Ti	0,004	0,016	0,012	0,015	0,017	0,011	0,000	0,406	0,005	0,010	0,009	0,016	0,011	0,011	0,002	0,000	0,000	0,294
Al	0,044	0,058	0,050	0,072	0,074	0,066	1,703	0,117	0,030	0,068	0,055	0,110	0,081	0,072	1,649	1,805	1,772	0,123
Cr	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	—	0,005	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	—	—	—	—
Fe <sup>+2</sup>	0,084	0,310	0,305	0,283	0,296	0,311	0,018	2,861	0,639	0,285	0,294	0,347	0,296	0,288	0,036	0,022	0,022	3,080
Fe <sup>+3</sup>	0,004	0,065	0,071	0,086	0,067	0,079	—	—	—	0,029	0,019	0,052	0,040	0,033	—	—	—	—
Mn	0,003	0,023	0,029	0,025	0,026	0,030	—	0,028	0,035	0,024	0,025	0,023	0,025	0,025	—	—	—	0,024
Mg	1,003	0,815	0,810	0,819	0,794	0,815	0,000	0,104	1,256	0,800	0,804	0,841	0,825	0,804	—	0,000	0,000	0,123
Ca	0,866	0,782	0,797	0,797	0,806	0,775	0,752	0,005	0,055	0,816	0,815	0,687	0,787	0,808	0,714	0,846	0,816	0,003
Na	0,006	0,017	0,014	0,017	0,016	0,017	0,292	—	0,004	0,020	0,017	0,020	0,014	0,048	0,258	0,155	0,188	—
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	—	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	—
Сумма	4,000	4,025	4,029	4,036	4,025	4,034	5,030	3,528	4,003	4,009	4,006	4,017	4,020	4,010	4,981	5,004	5,000	3,647

Примечание. Структурные формулы пироксенов рассчитаны на основе 6 атомов кислорода, плагиоклаза — 8, оливина — 4, магнетита — 4, ильменита — 3. Нумерация соответствует анализам табл. 2. (Позиции 8, 23, 40 относятся к стеклам, и поэтому в табл. 3 отсутствуют.) Железо в клинопироксенах рассчитывалось по формулам: Fe<sup>3+</sup> = 2(2-Si) + Na - (Ti + Al + Cr); Fe<sup>2+</sup> = Feобп - Fe<sup>3+</sup>.

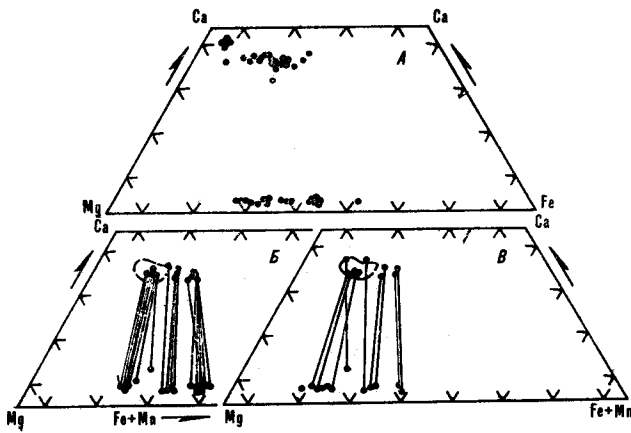


Рис. 2. Диаграммы состав — парагенезис для пироксенов.

А — вкрапленники из пемз по табл. 3, Б — мономинеральные фракции из лав островов Тонга по А. Эверту и др. [8], В — вкрапленники из лав островов Тонга по результатам микрондовым анализам [8]. Сосуществующие орто- и клинопироксены соединены тонкими линиями. Пунктиром очерчена область составов авгитов из лавового озера на Гавайях.

пустить, что среди вкрапленников в пемзах имеются пироксены, происходящие как из основных, так и из кислых лав. Наиболее магниевые клинопироксены близки по составу к пироксеновым вкрапленникам из обломка андезитобазальта со станции 5 (см. табл. 3).

Содержание аноктитового компонента в плагиоклазах — вкрапленниках в пемзах колеблется от 41 до 98%; максимум распространенности (встречаемости) приходится на битовнит. По сросткам зерен в пемзах установлено, что имеет место четкая отрицательная корреляция между железистостью пироксенов и основностью плагиоклаза: чем кислее плагиоклаз, тем железистее сосуществующий пироксен.

Редко присутствующие в пемзах зерна оливина представлены хризолитом. Оливин, результат анализа которого помещен в табл. 2, 3, содержит почти 84% форстеритового компонента.

Оливин, основной плагиоклаз и магниевые пироксены не могли кристаллизоваться из дацитового расплава и должны рассматриваться как чужеродные, т. е. ксено- или диакристы [5]. Они генетически связаны с основной магмой, о чем свидетельствует и находка в пемзе обломка андезитобазальта. С другой стороны, кварц, средний плагиоклаз и железистые пироксены могли образоваться из дацитового (или андезитового) расплава. По отношению к пемзе они, по всей вероятности, являются авто- или диакристами. В качестве протокристов, т. е. реликтов твердого субстрата, сохраняющихся при плавлении [5], вкрапленники кварца, по-видимому, рассматриваться не могут, поскольку кварцсодержащие осадочные

или метаморфические породы или гранитоиды в фундаменте молодой островной дуги Тонга — Кермадек практически отсутствуют [1, 8]. Считается, что в основании подводного хребта Тонга — Кермадек находятся основные породы верхней части офиолитовой серии [7].

Согласно оценкам по минеральному геотермометру Вуда и Банно [12, 13], температуры кристаллизации орто- и клинопироксенов (см. табл. 2 и 3) из равновесного расплава варьировали от 1100 до 1230°C. Такие температуры, судя по экспериментальным данным [2, 3, 6, 10, 11], предполагают образование оливина, пироксенов, плагиоклаза и магнетита из водоненасыщенного (водно-углекислого) расплава типа андезитобазальта с содержанием  $H_2O \sim 2$  мас. % или менее при общем давлении 2 кбар и менее. Кварц и плагиоклаз из риолитового расплава кристаллизуются при том же общем давлении в температурном интервале  $\sim 800-1100^\circ C$  [11].

Андезитобазальтовые, андезитовые и дацитовые лавы островов Тонга проанализированы А. Эвертом и др. [8] на содержание редкоземельных элементов. Результаты анализов приведены в табл. 4. Здесь же даны содержания редких земель в пемзе со ст. 5. От основных лав к кислым имеет место отчетливое возрастание суммы редких земель, а также накопление гафния, урана и тория (рис. 3). Это же наблюдается и в пемзах, отличааясь особенно заметным концентрированием европия и тяжелых редкоземельных элементов.

Таблица 4

Результаты анализов на редкоземельные элементы (г/т)

Элемент	Андезитобазальты		Андезит	Дацит	Пемза
	1	2	3	4	5
La	1,6	1,8	2,9	5,3	4,3
Ce	3,6	4,7	7,1	9,5	10
Pr	0,62	0,78	1,2	1,7	—
Nd	3,0	3,5	5,45	7,85	10
Sm	1,2	1,3	1,9	2,6	2,5
Eu	0,45	0,44	0,69	0,90	1,6
Gd	1,5	1,5	2,4	3,2	2,2
Tb	0,30	0,29	0,43	0,57	0,8
Dy	2,1	2,1	3,0	3,9	—
Ho	0,51	0,51	0,70	0,88	—
Er	1,5	1,5	2,1	2,4	—
Tm	—	—	—	—	0,8
Yb	1,5	1,5	2,3	2,5	4,5
Lu	—	—	—	—	0,6
Hf	0,73	0,79	0,92	1,2	2,0
Th	0,16	0,23	0,27	0,49	1,2
U	0,13	0,18	0,21	0,38	1,15

Примечание. Результаты анализов проб 1—4, относящихся к островам Тонга, заимствованы из работы [8]. Анализ пробы 5 (пемза со ст. 5) выполнен в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, аналитик В. А. Бобров. Методика анализа изложена в [4].

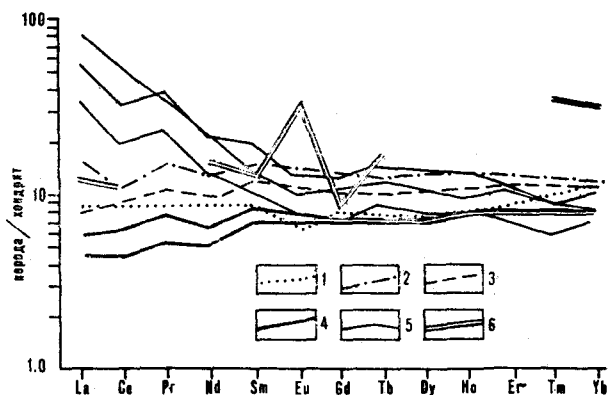


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в лавах островов Тонга [8] и пемзах. Данные нормализованы по отношению к хондриту [9].

1 — дациты Метис Шоэл; 2 — дациты Фонуалеи; 3 — андезиты; 4 — андезитобазальты; 5 — андезиты Новой Зеландии; 6 — пемзы со ст. 5.

Правило фазового соответствия требует, чтобы минеральные включения в пемзах происходили из магм, варьирующих по составу от базальтовой или андезитобазальтовой до дацитовой. Образование дацитового расплава из базальтовой магмы возможно при простом фрак-

ционировании пироксенов, основного плагиоклаза и титаномагнетита. Соответствующие расчеты, до деталей моделирующие составы магм, были выполнены А. Эвертом и др. [8] для лав островов Тонга. Фракционирование ранних минеральных фаз при низком общем давлении сопровождалось ростом в остаточной жидкости содержаний, главным образом кремния, натрия и калия, при снижении концентраций остальных элементов. Происходил относительный рост железистости (Fe/Mg-отношения); поскольку фракционировали безводные фазы, то остаточный расплав обогащался водой.

Образованная в результате кристаллизационной дифференциации дацитовая магма собиралась в верхней части магматической камеры над основным расплавом. Конвекция и движение к земной поверхности, очевидно, приводили к частичному смешиванию кислой и основной магм. Только этим может быть объяснен разнородный состав включений в пемзах. Снижение внешнего давления при подъеме сопровождалось вскипанием и взрывами, выбросами дацитового материала на поверхность.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О. А., Цветков А. А., Коваленко В. И. Магматическая эволюция островных дуг.— Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
2. Кадик А. А., Максимов А. П. Генезис андезитовых магм: проблема режима воды и температуры.— Геохимия, 1982, № 6.
3. Максимов А. П., Кадик А. А. и др. Кристаллизация андезитового расплава при заданной концентрации воды в области давлений до 12 кбар.— Геохимия, 1978, № 5.
4. Пархоменко В. С. Анализ элементного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии.— В кн.: Спектрометрические методы анализа в геохимии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980.
5. Попов В. С. Петролого-геохимическая модель формирования орогенных известково-щелочных серий.— В кн.: Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982.
6. Egger D. H., Burnham C. W. Crystallization and fractionation trends in the system andesite — H<sub>2</sub>O — CO<sub>2</sub> at pressure to 10 kbars.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, N 8.
7. Ewart A., Bryan W. B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tonga islands.— Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, N 11.
8. Ewart A., Bryan W. B., Gill J. B. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. W. Pacific.— J. Petrol., 1973, v. 14, p. 3.
9. Frey F. A., Haskin M. A. et al. Rare earth abundances in some basic rocks.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18.
10. Holloway J. R., Burnham C. W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure.— J. Petrol., 1972, v. 13, p. 1.
11. Stern Ch. S., Wu-Liang Huang, Peter J. Wyllie. Basalt — andesite — rhyolite — H<sub>2</sub>O: crystallization intervals with excess H<sub>2</sub>O and H<sub>2</sub>O-undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis.— Earth and Planet. Sci., letters, 1975, v. 28, N 2.
12. Wood B. J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems.— Contrib. Miner. and Petrol., 1973, v. 42, N 2.
13. Teruaki Ishii. Pyroxene geothermometry of basalts and an andesite from the Palau-Kyushu and West Mariana ridges, Deep Sea Drilling Project Leg 59.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Nat. Sci. Foundation, USA, 1981, v. LIX.

УДК 561.31 : 561.4(571.642)

Н. К. Вагина

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
РАДИОЛЯРИЕВЫХ СЛОЕВ НЕОГЕНА ЮЖНОГО САХАЛИНА

(р. Малый Такой)

Издаются результаты палинологического анализа неогеновых отложений Южного Сахалина (р. Малый Такой), примененного вместе с радиоляриевым анализом. Датированные уровни радиоляриевых слоев опре-

делили положение палинокомплексов, что позволило дать более обоснованную характеристику изменениям климатических условий.

Палинокомплексы морских отложений неогена Южного Сахалина изучались в программе комплексных исследований стратотипического разреза маруямской свиты по р. Малый Такой (Долинский район). Материалы были предоставлены сотрудником СВКНИИ ДВНЦ АН СССР В. И. Ремизовским. Литологическое описание разреза проводилось И. И. Ратновским [3], Л. С. Маргулисом и В. О. Савицким [4], а также С. В. Точилиной по полевым наблюдениям 1978, 1982 гг. Сведения по палинологической характеристике отложений маруямской свиты Южного Сахалина приведены в работах [4—6, 8, 9]. Однако по Малотакойскому разрезу опубликованные результаты автору неизвестны.

В настоящей работе приведены результаты совместного изучения в одних и тех же образцах остатков планктонной радиоляриевой фауны и палинологических спектров. Это позволяет уточнить возраст палинокомплексов, так как стратиграфические уровни, выделенные по группе планктонных радиолярий, имеют значительно более обоснованные возрастные определения.

В связи с этим палинокомплексы были выделены из образцов, ранее изученных методом радиоляриевого анализа С. В. Точилиной. Из 116 изученных проб только в 33 образцах сохранилось достаточное количество миоспор. Автор счел необходимым дополнить общепринятую методику подсчета пыльцевых зерен и спор, увеличив число просматриваемых препаратов до 12—13, что является обязательным условием для получения объективной характеристики палинокомплексов, выделенных из морских осадков.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛИНОКОМПЛЕКСОВ

**Верхний миоцен.** Радиоляриевые слои с *Luchnocanium nipponicum* (образцы 82—99). Палинологический комплекс *Picea*, *Tsuga* \* содержится в осадках, представленных алеврولитами светло-серого цвета. Спорово-пыльцевому комплексу (СПК) присуще доминирование пыльцы древесных пород (86,67%) при незначительном содержании спор (9,33%) и пыльцы травянистых и кустарничковых растений (4%). В группе пыльцы древесных пород преобладают голосеменные (66,4%): *Picea* (28%), *Abies* (4,8%), *Tsuga* (11,2%), *Pinus* sect. *Cembrae* (7,2%), *P. sect. Eupitys* (9,07%). Умеренно теплолюбивые хвойные представлены единичными пыльцевыми зернами *Podocarpus*, *Cedrus*, *Genkgo*, *Sciadopitys*, *Taxodiaceae* (на пыльцу последних приходится только 1,07%). Покрытосеменные (24,27%) представлены пыльцой *Betulaceae* (7,73%; из них 2,67% приходится на *Carpinus*, 3,73% — на *Alnus*). Пыльца умеренно теплолюбивых широколиственных пород составляет в палинокомплексе 12,27%, из них 4,27% приходится на пыльцу *Quercus*, по 2,4% на *Zelkova* и *Ulmus*, а пыльцевые зерна *Fagus*, *Juglans*, *Pterocarya* единичны. Среди пыльцы трав и кустарничков преобладают сем. *Ericaceae*, *Compositae*, присутствуют единичные пыльцевые зерна *Tara*, *Nymphaeae*.

В целом палинокомплекс можно характеризовать как умеренный, на что указывает доминирование пыльцы растений умеренного климата. Палинокомплекс *Picea*, *Tsuga* хорошо сопоставляется с нижнемаруямским СПК Юж-

\* Здесь и далее название палинокомплексов дано по доминирующим родам в большинстве спектров.

ного Сахалина [6] и с СПК II пачки маруямской свиты района р. Бачинской [4] по процентному составу пыльцы основных групп растений. Однако в отложениях р. Малый Такой в этом интервале осадков содержание пыльцы покрытосеменных несколько меньше, чем в нижнемаруямском СПК и СПК р. Бачинской, что может быть связано с тем, что анивские разрезы, характеризующие поздний миоцен, расположены южнее.

#### Нижний плиоцен.

1. Радиоляриевые слои с *Stychocorys delmontensis* (образцы 138—254). Палинологический комплекс *Ulmaceae*, *Betulaceae* приурочен к алевrolитам светло-серого цвета. В нем преобладает пыльца древесных растений (50,82%) и характерным является то, что большая ее часть (42,38%) принадлежит покрытосеменным. Пыльца сем. *Betulaceae* составляет (20,12%), из них 3,31% *Carpinus* (в отдельных спектрах до 8,94%); 1,82% *Corylus*, 8,72% *Alnus* (до 19,45%). На пыльцу умеренно теплолюбивых широколиственных приходится 9,73% (*Ulmus* 3,12%, в некоторых спектрах до 7,77%; *Juglans* 1,07%, в отдельных спектрах до 4,75%; *Carya* 0,25%; *Pterocarya* 0,62%, в отдельных случаях до 1,86%; *Quercus* 1,34%, в отдельных спектрах до 3,34%; *Fagus* 0,27%, *Tilia* 0,45%, *Magnolia* 0,73%, *Zelkova* 0,49%; единичны *Liquidambar*, *Acer*, *Castanea*, *Пех*, *Celtis*). Голосеменные (24,03%) в палинокомплексе представлены пыльцой *Picea* (6,91%), *Tsuga* (4,01%), *Abies* (0,45%), *Pinus sect. Cembrae* (3,49%), *P. sect. Eupitys* (1,34%), *Taxodiaceae* (3,08%, до 17,71%); единичны *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Larix*, *Ephedra*.

Споры (36,59%) занимают в СПК второе место после пыльцы древесных растений и представляют в основном высшие споровые растения: *Polypodiaceae*, *Bryales*, в меньшей степени *Osmunda*, *Selaginella*, *Sphagnum*, *Ophyoglossaceae*, *Botrichium*, *Lycopodium*.

Пыльца травянистых и кустарничковых растений немногочисленна (12,11%), но довольно разнообразна и представлена семействами: *Cyperaceae*, *Graminea*, *Ericaceae*, *Compositae*, *Cruciferae*, *Saxifragaceae*, *Rosaceae*, *Scrophulariaceae*, *Violaceae*, *Onagraceae*, *Caryophyllaceae*, *Sparganiaceae*, *Chenopodiaceae*, *Labiatae*, *Typhaceae*, *Primulaceae*, *Polygonaceae*, *Umqelliferae*, *Nymphaeaceae*, *Verberidaceae*, *Fabaceae*.

Палинокомплекс *Ulmaceae*, *Betulaceae* в целом можно характеризовать как теплоумеренный по совокупности таксонов, присутствующих в его спектрах. Он сходен по процентным соотношениям основных групп растений с верхнемаруямским СПК Южного Сахалина [6], с палинокомплексом III литологической пачки маруямской свиты района р. Бачин-

ской [4], с палинокомплексом отложений верхнего миоцена — нижнего плиоцена Курильской котловины [2] и с СПК нижнего плиоцена 436 скв. [10], расположенной в районе Японского желоба.

2. Радиоляриевые слои с *Clathrocyclas bicornis* (образцы 260—270). Палинокомплекс *Tsuga*, *Alnus*, содержащийся в осадках, представлен алевrolитами, характеризуется доминированием пыльцы древесных пород (70,06%), среди которых преобладают голосеменные (47,74%): *Picea* (17,39%), *Tsuga* (19,65%), *Abies* (1,44%), *Pinus sect. Cembrae* (5,45%), *P. sect. Eupitys* (3,29%); пыльцевые зерна *Taxodiaceae*, *Podocarpus*, *Larix* встречены единично. Покрытосеменные составляют 31,17%, причем на *Betulaceae* приходится 16,05% (*Alnus* 9,16%, *Corylus* 2,06%, *Carpinus* 1,65%), а на теплоумеренные широколиственные породы 6,89% (*Ulmus* 1,44%, *Quercus* 0,93%, *Fagus* 0,93%, *Juglans* 0,93%, *Carya* 0,31%, *Pterocarya* 1,03%, *Tilia* 0,72%); единичны пыльцевые зерна *Zelkova*).

На споры в этом палинокомплексе приходится 23,15%, представлены они почти полностью сем. *Polypodiaceae*, споры пор. *Bryales*, сем. *Ophyoglossaceae*, *Sphagnum*, *Selaginella* единичны.

Пыльца травянистых и кустарничковых растений (6,79%) представлена сем. *Caryophyllaceae*, *Ericaceae*, *Cyperaceae*, *Primulaceae*, *Compositae*, *Violaceae*, *Saxifragaceae*, *Scrophulariaceae*, единично присутствует пыльца *Traa*.

Палинокомплекс *Tsuga*, *Alnus* не обнаруживает сходства со спорово-пыльцевыми комплексами, описанными в литературе, и, по-видимому, характеризует какие-то локальные палеогеографические условия. Возможно, его особенности связаны с трансгрессией, которая устанавливается при изучении радиолярий.

Верхний плиоцен. Радиоляриевые слои с *Spongodiscus osculosus* (образцы 300—338). Палинокомплекс *Picea sect. Omorica*, *Pinus sect. Cembrae* приурочен к осадкам, представленным чередующимися песчаниками и алевrolитами. По сравнению с предыдущими в этом СПК увеличивается содержание спор (до 28,87%) за счет сем. *Polypodiaceae* и пыльцы трав и кустарничков (до 7,9%). Доминирующее значение по-прежнему остается за пыльцой древесных пород (61,70%), большая часть которых относится к голосеменным: *Picea* (25,04%), *Tsuga* (4,47%), *Abies* (1,7%), *Pinus sect. Cembrae* (5,29%, до 10,19%), *P. sect. Eupitys* (3,41%), пыльца сем. *Taxodiaceae* составляет всего 1,47%. Покрытосеменные представлены в комплексе пыльцой сем. *Betulaceae* (10,23%, из них 5,41% приходится на пыльцу *Alnus*; 1,23% на *Corylus*; 1,12% на *Carpinus*) и пыльцой широколиственных умеренно тепло-



любивых пород (7,91%): *Quercus* (2,41%), *Fagus* (0,41%), *Ulmus* (1,88%), *Juglans* (0,88%), *Pterocarya* (0,24%); единичными пыльцевыми зёрнами представлены *Zelkova*, *Ilex*, *Magnolia*, *Carya*, *Acer*, *Tilia*.

Палинокомплекс *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Cembrae* по составу и процентным соотношениям можно сравнить с палинокомплексом V пачки маруямской свиты Анивского района и района р. Бачинской [4], а также палинокомплексом, характеризующим верхнюю часть III фазы развития растительности Южного Сахалина [6]. Во всех комплексах наблюдается увеличение содержания спор и пыльцы травянистой и кустарничковой растительности; доминирование представителей темнохвойной тайги: *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Cembrae* при участии пыльцы широколиственных пород.

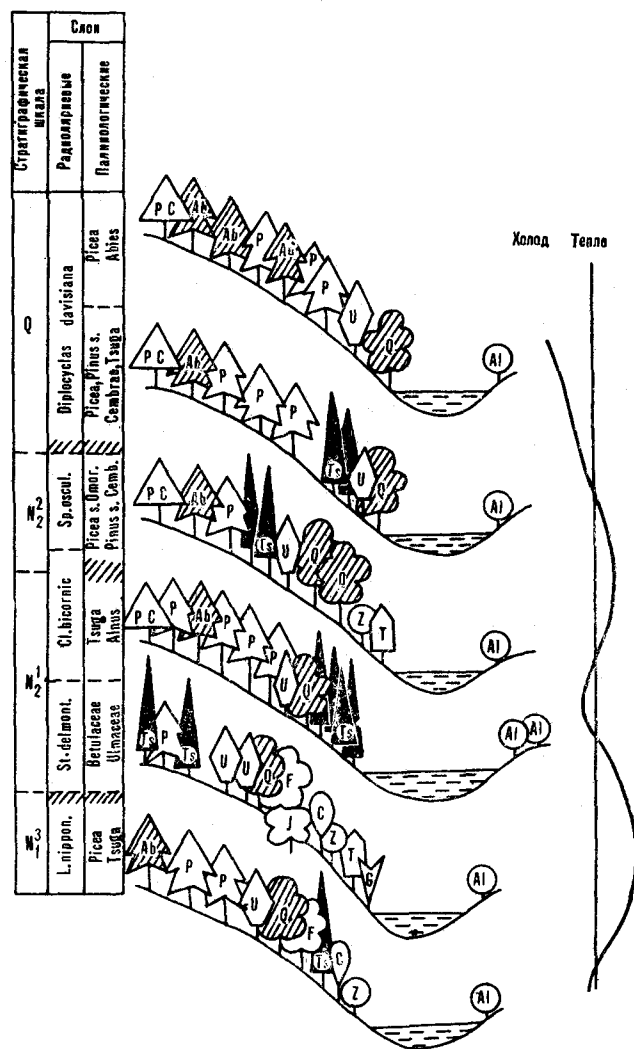
**Нижний плейстоцен.** Радиоляриевые слои с *Diplocyclas davisiana* (образцы 352—375). Палинокомплекс *Picea*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Tsuga*, содержащийся в песчаных алевролитах, характеризуется почти равными значениями пыльцы голосеменных (37,09%) и покрытосеменных (37,81%). Первые представлены пыльцой *Picea* (16,16%), *Abies* (2,16%, до 3,17%), *Tsuga* (5,36%), *Pinus* sect. *Cembrae* (7,51%, до 11,81%), *Pinus* sect. *Eupitys* (2,79%), сем. *Taxodiaceae* (1,76, до 5,96%). Покрытосеменные представлены пыльцой сем. *Betulaceae* (13,91%, из них 6,95% принадлежит пыльце *Alnus*; 1,28% *Corylus*; 0,96% *Carpinus*) и пыльцой широколиственных пород (8,15%, из которых 2,16% приходится на *Ulmus*, 1,59% на *Quercus*; остальные встречены в виде единичных пыльцевых зёрен *Acer*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Castanea*, *Zelkova*, *Tilia*, *Ilex*).

Характерным для этого палинокомплекса является также сравнительно большое содержание пыльцы трав и кустарничков (13,19%, достигающее в отдельных пробах 20,74%). Среди споровых растений (25,09%) наиболее обильно представлены сем. *Polypodiaceae* (в некоторых образцах до 24,72%).

Палинокомплекс *Picea*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Tsuga* можно сопоставить со спорово-пыльцевым комплексом II горизонта плейстоцена (пос. Ново-Троицкое, Сусунайская депрессия) [1]: как в том, так и в другом СПК наблюдается повышенное (по сравнению с предшествующими СПК) процентное содержание пыльцы трав и кустарничков. Среди древесных доминируют *Picea*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Alnus*. В малотайском разрезе, однако, наблюдается повышенное содержание пыльцы *Tsuga*, что связано с местными условиями. В отложениях плейстоцена Сусунайской депрессии содержание пыльцы *Betula* больше, чем в осадках нижнего плейстоцена района р. Малый Такой.

Пыльца широколиственных в разрезах этих районов представлена одними и теми же родами. Наблюдается сходство этого палинокомплекса и с СПК плейстоцена 436 скв. (Японский желоб) [10]. Отличием является лишь более высокое содержание пыльцы *Taxodiaceae* в отложениях скв. 436, что может быть связано с более южным расположением последней.

В палинокомплексе *Picea*, *Abies* (образцы 380—386) содержание пыльцы древесных растений составляет 81,13%, причем большая часть представлена пыльцой голосеменных сем. *Pinaceae* (74,67%): *Picea* (38,44%), *Abies* (21,55%), *Pinus* sect. *Cembrae* (11,05%); единично встречаются пыльцевые зёрна *Tsuga*, *Pinus* sect. *Eupitys*, *Larix*. Пыльца сем. *Taxodiaceae* в этом СПК отсутствует. Меньшая часть древесной пыльцы принадлежит сем. *Be-*



Миграция растительности Южного Сахалина с возвышенностей в низины в связи с изменениями климата. Ab — *Abies*; P — *Picea*; Ts — *Tsuga*; PC — *Pinus* sect. *Cembrae*; T — *Taxodiaceae*; G — *Glyptostrobus*; Al — *Alnus*; C — *Carpinus*; F — *Fagus*; Q — *Quercus*; U — *Ulmus*; Z — *Zelkova*; J — *Juglans*.

tulaseae (4,53%, из которых 3,02% *Alnus*) и очень немногочисленным широколиственным (1,99%): *Ulmus*, *Juglans*, *Quercus*, *Fagus*. Пыльцы трав и кустарничков мало (2,53%).

Палинокомплекс *Picea*, *Abies* может быть сопоставлен с СПК Курильской котловины [2] по преобладанию среди голосеменных пыльцы *Picea* и *Abies*, а также *Pinus sect. Sembrae*; по обилию спор сем. *Polypodiaceae*, по единично встреченным пыльцевым зернам *Tsuga*. Однако в Курильской котловине содержание пыльцы трав и кустарничков выше, чем в однообразных отложениях района р. Малый Такой.

Таким образом, в результате палинологических исследований выделено шесть палинокомплексов, последовательно сменяющих друг друга по разрезу. Три из них, соответствующие большей части разреза, относятся к плиоцену и характеризуют единый этап развития растительности Южного Сахалина в районе р. Малый Такой.

Палинологические исследования, приведенные в работе, позволяют предположить в качестве рабочей гипотезы положение растительных сообществ в плиоцене и начале плейстоцена в районе р. Малый Такой в виде, изображенном на рисунке.

Изменение растительного покрова шло в на-

правлении замены умеренно теплолюбивых формаций раннего плиоцена формациями умеренного климата позднеплиоценового и холодно умеренными плейстоценового времени. Под влиянием изменяющихся климатических условий происходили изменения и в составе флоры. В растительных группировках позднего плиоцена и тем более плейстоцена все больший удельный вес приобретают бореальные элементы — *Picea*, *Abies*, *Pinus sect. Sembrae*. Формации с участием *Tsuga*, по предположению автора, были тонкими индикаторами климатических условий и, реагируя на похолодания, постепенно мигрировали с более высоких гипсометрических уровней вниз по склонам и в начале плейстоцена почти полностью исчезли. Ольхово-березовые ассоциации были широко развиты в течение всего плиоцена и начала плейстоцена. К концу плиоцена значительно уменьшается роль в растительности умеренно теплолюбивых широколиственных сем. *Ulmaceae*, *Fagaceae*, *Juglandaceae*. К началу плейстоцена исчезают растения сем. *Taxodiaceae*, *Podocarpus*, *Carya*, *Celtis*, *Castanea*, и только *Ulmus*, *Quercus*, *Fagus*, *Juglans*, *Carpinus* — представители листопадных широколиственных лесов — остаются в качестве незначительной примеси в растительных группировках плейстоценового времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова А. Н. Плейстоцен Сахалина.— М.: Наука, 1982.
2. Васильев Б. И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4.
3. Ратновский И. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина.— Недра, 1969 (Тр. ВНИГРИ, вып. 271).
4. Савицкий В. О., Маргулис Л. С. и др. Маруямская свита Южного Сахалина (Анивский район).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 5.
5. Седова М. А. Палинологические комплексы третичных отложений некоторых районов Дальнего Востока и их стратиграфическое значение.— В кн.: Сопоставление по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. Хабаровск: Министерство геологии и охраны недр СССР, 1956.
6. Таболякова Л. А. Комплексы спор и пыльцы верхнемиоценовых и плиоценовых отложений Южного Сахалина и их стратиграфическое значение.— Изв. Сахалинского отделения географического общества СССР. Вып. 3. Южно-Сахалинск, 1972.
7. Таболякова Л. А. Палинологические комплексы верхнемиоценовых и плиоценовых отложений о. Сахалин и их стратиграфическое значение.— М.: Наука, 1973.
8. Таболякова Л. А., Грохотова Н. М., Павлова Н. М. Палинологические комплексы третичных толщ Сахалина в свете проблемы нижней границы палеогена на Дальнем Востоке.— В кн.: Палинология в СССР. Статьи советских палинологов к IV Международной палинологической конференции. Лакнау, Индия. М., 1976.
9. Таболякова Л. А., Павлова Н. М. Особенности развития растительности позднего миоцена и плиоцена Южного Сахалина.— В кн.: Палинология в СССР (1976—1980). Статьи советских палинологов к V Международной палинологической конференции, Кембридж. М.: Наука, 1980.
10. Sato S. Pollen Analysis of Site 436 Cores, leg. 56, Deep Sea Drilling Project.— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1980, v. LVI, LVII, p. 2.

УДК 551.782 : 552.55 (571.642)

*Е. А. Маргулис, Н. И. Бугаева*

## МИОЦЕНОВЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Исследованы отложения миоценовой пиленгской свиты Пограничного прогиба Сахалина. Кремнистые породы свиты представлены опоковидными силицитами и халцедонолитами. Опоковидные силициты имеют пластинчато-глобулярную структуру и состоят преимущественно из глобулярного халцедона с зачатками кристаллической огранки. Халцедонолиты обладают гранулярной структурой с реликтами глобулярной,

На восточном побережье Сахалина в разрезе миоценовых преимущественно терригенных и туфогенно-осадочных отложений присутствует толща, резко отличающаяся от вмещающих высоким содержанием хорошо раскристаллизованного свободного кремнезема, тонкой ритмичной слоистостью и пелитоморфным характером слагающих пород. Сходные кремнистые отложения известны в терригенных кайнозойских разрезах других регионов (менилитовая серия Карпат, формация Монтерей в Калифорнии, эоценовые кремни, установленные при глубоководном бурении). На основе проведенного детального литологического анализа сделана попытка восстановить условия образования таких отложений и определить причины обогащения их аутигенным кремнеземом и аномально высокой раскристаллизации последнего.

Пиленгская свита изучена нами в пределах Окружного месторождения нефти в керне одиннадцати глубоких разведочных скважин, три из которых пройдены в отложениях свиты с полным отбором керна. Породы исследованы в прозрачных шлифах (450 обр.), пришлифовках (200 обр.), под электронным микроскопом (13 обр.), с помощью рентгеноструктурного (13 обр.), силикатного анализов (141 обр.) и многократных содовых вытяжек (30 обр.).

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

Пиленгская свита (нижний — средний миоцен Пограничного прогиба [3]) с размывом залегает на нижнемиоценовой мутновской свите и согласно перекрывается средне-верхнемиоценовой (?) борской свитой. В пределах нефтяного Окружного месторождения мощность пи-

слжены также преимущественно халцедоном. Обе разновидности пород содержат реликты нераскристаллизованного кремневого геля. Предполагается, что рассматриваемые отложения были сформированы в морском сейсмически активном бассейне при пульсационном поступлении кремнезема экзгалиционно-гидротермального происхождения.

ленгской свиты изменяется от 150—200 м на юге до 500 м на севере, максимальная мощность в прогибе достигает 1300 м.

Отложения характеризуются тонким ритмичным переслаиванием пород, обусловленным периодическим осаждением кремнистого и пирокластического материала на фоне медленно накопления глинистого вещества. Характер ритмичности, распределение типов пород и их состав были изучены в скв. 25, где разрез свиты можно разделить на три части (рис. 1).

Нижняя часть свиты (192 м) сложена преимущественно серыми кремнистыми туфоаргиллитами, туфоалевролитами и темно-серыми кремнистыми аргиллитами (рис. 2, а). Образованные этими породами ритмы имеют мощность 5—6 см; мощности отдельных элементов в ритмах составляют 2—3 см. Периодически в составе ритмов появляются опоковидные силициты в слойках мощностью менее 1 см. Для описанной части разреза типичны нечеткие, «смазанные» переходы между составляющими ритмов и отдельными ритмами.

Средняя часть разреза (61 м) представлена преимущественно опоковидными силицитами, а также халцедонолитами и кремнистыми аргиллитами. Туфогенно-осадочные породы в качестве закономерных составляющих ритмов здесь отсутствуют. В разрезе иногда встречаются тонкие прослои литокластических туфов и туффитов. Разрез характеризуется четкими границами слоев, высокой конкрециенностью. Ритмы имеют обычно трехкомпонентный состав (см. рис. 2, б), хотя нередко отмечаются и двучленные ритмы с вариациями в наборе компонентов (опоковидные силициты-халцедонолиты; опоковидные силициты — кремнистые аргиллиты и т. д.). Мощность ритмов 3—11 см.

Для верхней части разреза (81 м) характерно значительное преобладание силицитов.

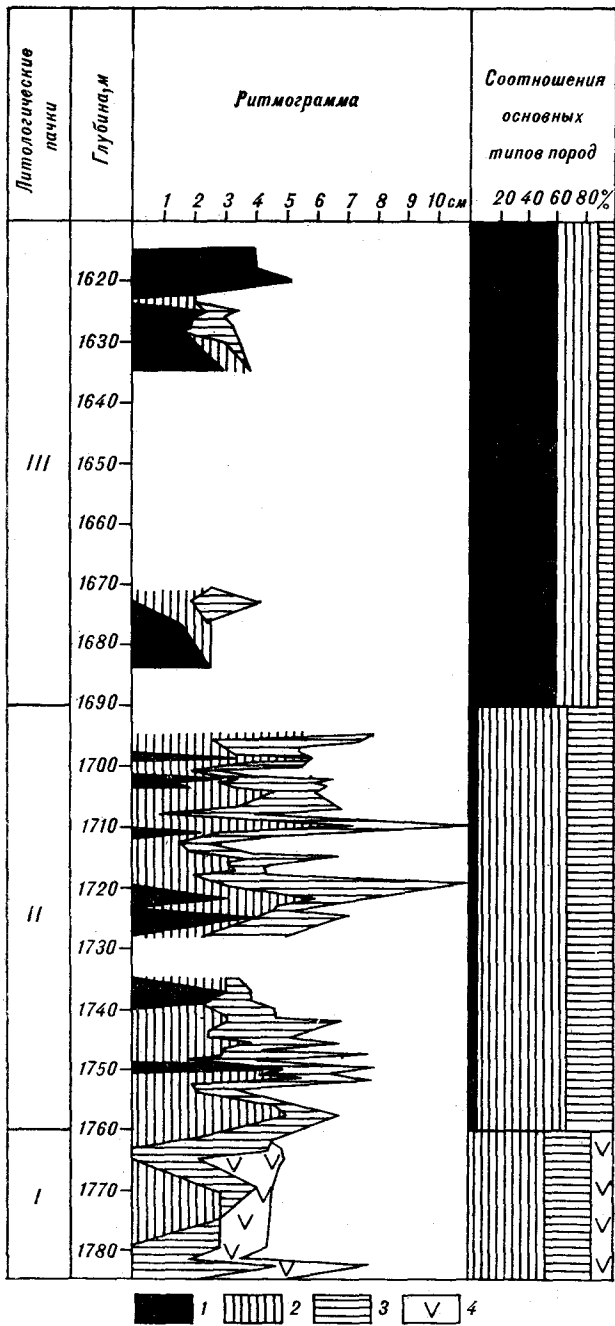


Рис. 1. Литологический состав и характер ритмичности пиленгской свиты. 1 — халцедонолиты; 2 — опоконидные силициты; 3 — кремнистые аргиллиты; 4 — туфоаргиллиты.

По внешнему облику и микроскопически последние весьма сходны с кремнистыми породами древних геосинклинальных областей — яшмами и фтанитами. Элементарный ритм здесь имеет в основном трехчленное строение. Границы между ритмами и их составляющими резкие. Мощности ритмов составляют 3—10 см; слойки силицитов достигают 5—8 см, кремни-

стых аргиллитов — обычно не более 1 см (см. рис. 2, в, г). В разрезе встречаются тонкие прослой витро- и кристаллокластических туфов. Трехчленное деление разреза прослеживается в целом на всей изученной территории. Однако в северном направлении на фоне общего возрастания мощности свиты происходит обеднение верхней части разреза кремнеземом и появление взамен силицитов кремнистых туфогенно-осадочных пород.

Всё части разреза содержат в небольшом количестве ископаемые остатки сравнительно глубоководных моллюсков родов *Nuculana*, *Joldia*, *Malletia*, *Cuspidaria*, *Delectopectan*; бентосные фораминиферы представлены агглютированными формами родов *Haplophragmoides*, *Budashevella*, *Cyclamina* [3]. В шлифах встречаются полые раковины планктонных фораминифер.

В отдельных слоях пиленгской свиты обнаруживаются мелкие оползневые текстуры в виде «закрутышей» и текстуры «встряхивания», развитые преимущественно на границах между ритмами.

Наряду с седиментационными в отложениях широко распространены текстуры седиментационно-диагенетические, выраженные волнообразными изгибами кремнисто-глинистых слойков около конкреций и линзовидных прослоев силицитов, свидетельствующие об образовании конкреций и консолидации силицитов до начала уплотнения обедненных кремнеземом осадков.

Конкреционные образования в пиленгской свите имеют раннедиагенетическую природу, преимущественно карбонатный состав. Карбонаты составляют 70% массы конкреций. Среди них преобладает карбонат кальция (до 69%). 5—10% объема конкреций составляют остатки диатомовых водорослей. Наибольшее число конкреций приурочено к средней части разреза (коэффициент конкреционности для нижней, средней и верхней частей соответственно равен 0,12; 0,87 и 0,13).

Характерной особенностью пород пиленгской свиты является их высокая трещиноватость. Преобладают диагенетические трещины, залеченные песчано-глинистым материалом. Трещины наиболее ранней генерации ориентированы субпараллельно слоистости, слабо извилисты, огибают остатки фауны, обломки, конкреции. Более поздние — сутуроподобные — располагаются под углом 45—70° к слоистости, ветвятся, огибают различные включения, пересекают более ранние трещины. Диагенетические трещины пересекаются системами трещин предположительно тектонической природы, полых или залеченных кальцитом, опалом, реже каолинитом или халцедоном. Во всех изученных образцах фиксируются четкая при-

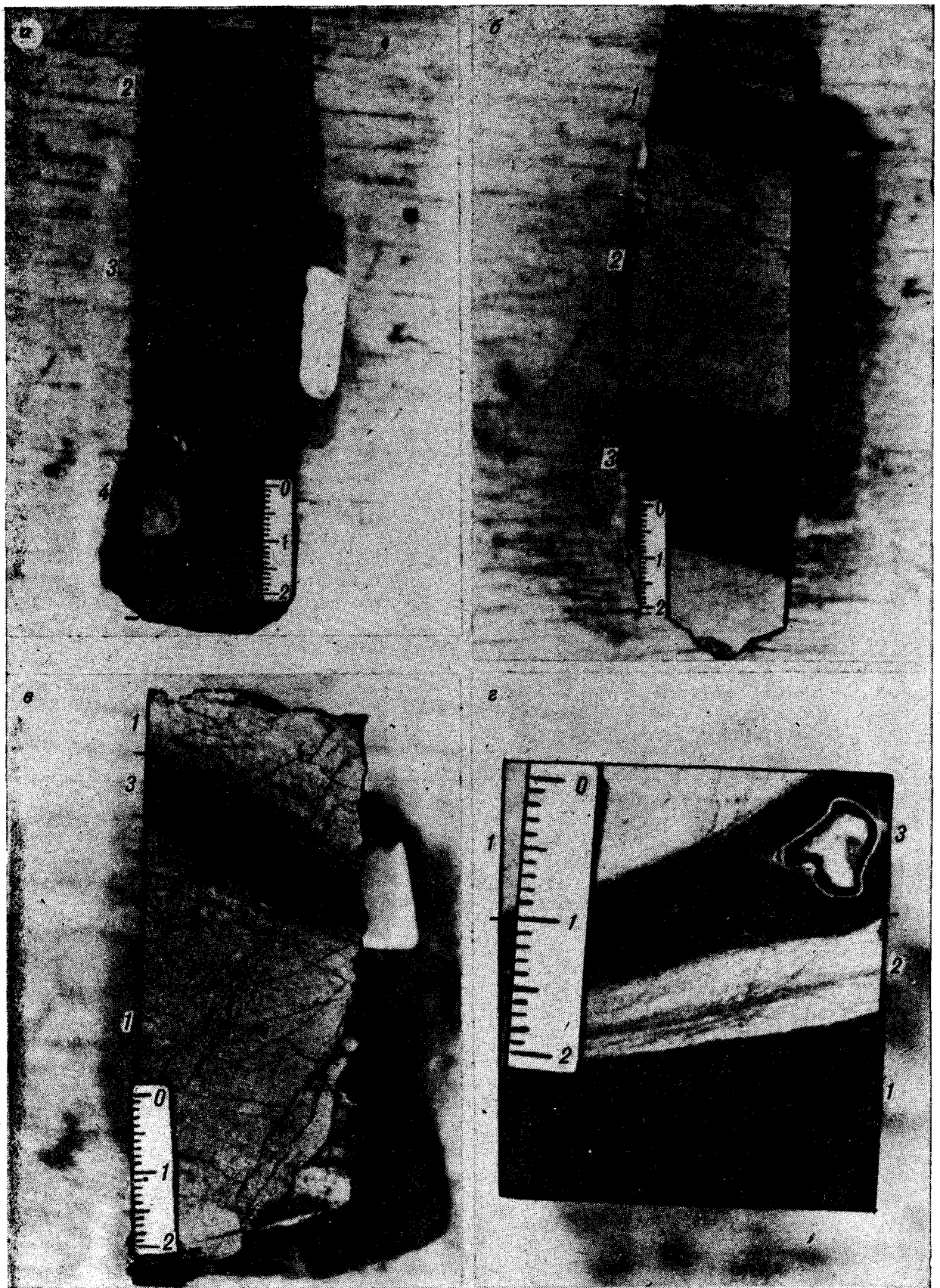


Рис. 2. Элементарные ритмы: а — нижней, б — средней, в, г — верхней части разреза 1 — халцедополит; 2 — опоквидный силицит; 3 — кремнистый аргиллит; 4 — туфоаргиллит.

Средний химический состав пород пиленгской свиты, % \*

Порода	Количество образцов	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	C <sub>орг</sub>	C <sub>карб</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S <sub>общ</sub>	Свободный SiO <sub>2</sub> по пересчету силикатных анализов
Халцедонолиты	09	1,91	0,47	0,22	88,31	3,94	0,85	1,3	0,14	0,43	0,36	0,03	0,81	0,53	0,04	0,56	79,48
Опоковидные силициты	68	2,03	0,54	0,9	85,77	5,31	1,24	1,12	0,23	0,53	0,61	0,04	1,09	0,72	0,06	0,75	68,74
Кремнистые аргиллиты	62	2,72	0,87	0,65	74,18	10,00	2,37	1,69	0,43	1,27	1,10	0,07	1,8	1,5	0,12	1,23	47,26
Кремнистые туфоаргиллиты	2	3,1	1,03	0,43	75,10	9,30	2,31	2,06	0,41	0,91	1,10	0,04	1,82	1,73	0,1	1,24	—

\* На высушенное при 110° вещество.

уроченность диагенетических трещин ранней генерации к силицитам и распространение более поздних, сутуроподобных трещин во всех типах пород. Такое распределение диагенетических трещин свидетельствует о ранней (диагенетической) литификации пиленгских отложений в целом и об ускоренной консолидации силицитов в сравнении с другими типами пород.

#### ТИПЫ ПОРОД

В отложениях пиленгской свиты основной объем составляют пелитоморфные породы, главными породообразующими компонентами которых являются аутигенный кремнезем и глинистый материал, смешанные в различных пропорциях. Терригенный и пирокластический обломочный материал присутствует в породах в виде примеси. Вниз по разрезу количество обломочного (в основном пирокластического) материала возрастает (см. рис. 1). По соотношению кремнезема и глинистого материала пелитоморфные породы можно разделить на силициты и кремнисто-глинистые породы. Силициты могут быть отнесены к глинистым и сильно глинистым разностям, по классификации И. В. Хворовой [5]. Они обычно характеризуются отсутствием признаков органогенной структуры и сложены преимущественно кристалоидным (халцедоновидным) кварцем. Силициты разделены на опоковидные силициты и халцедонолиты. Выделенные разности отличаются содержанием аутигенного кремнезема, более высоким в халцедонолитах. Среди кремнисто-глинистых пород могут быть выделены кремнистые аргиллиты, кремнистые туфоаргиллиты и туфоалевролиты. Кроме того, в составе пиленгских отложений установлены туфы и туффиты андезитового состава, песчаники и алевролиты. Эти породы сцементированы также кремнисто-глинистым материалом;

входящий в состав цемента кремнезем присутствует в форме халцедоновидного кварца или опала.

Преимущественным распространением пользуются опоковидные силициты и кремнистые аргиллиты, образующие по соотношению кремнезема и глинистого материала непрерывный ряд. Граничным содержанием кремнезема в опоковидных силицитах и аргиллитах принимается 60%; на этом уровне улавливается изменение облика пород и их физических свойств.

Опоковидные силициты (60—75% свободного SiO<sub>2</sub>, см. таблицу) — плотные светло-серые микрослоистые породы с объемным весом 2,04—2,38 г/см<sup>3</sup>.

Под электронным микроскопом устанавливается их пластинчато-глобулярное строение\* (рис. 3, а). Основным компонентом породы являются глобулы кремнезема размером 0,8—1,6, иногда до 2—9,3 мкм. Глобулы имеют правильную шарообразную форму, в некоторых случаях обнаруживают зачатки кристаллической огранки; на дифрактограммах идентифицируются как кварц. В отдельных участках наблюдается агрегация глобуль в глобулиты размером 17—20 мкм.

Глобулы кремнезема образуют каркас, в полостях которого располагаются изометричные, близкие к гексагональным, пластинки монтмориллонита толщиной 0,2 мкм и меньше. В виде обособленных частиц присутствуют также плоские, сильно вытянутые пластинки гидрослюды (от 4,0 до 16,5 мкм в длину при 0,5—2,6 мкм в поперечнике). Габитус и характер размещения в породе чешуек гидрослюды позволяют предположить ее обломочное происхождение. Пластинки монтмориллонита, как и глобулы кремнезема, имеют аутигенную при-

\* Термины, характеризующие микроструктуру кремнезема, принимаются в смысле, определенном И. В. Хворовой [4].



Рис. 3. Опоковидный силицит с опаловыми «обособлениями»: а — увел. 2000, б — шлиф без анализатора, увел. 200.

роду. Полное замещение монтмориллонитом витрокластических туфов, наблюдаемое в верхних частях разреза свиты, свидетельствует о возникновении этого минерала за счет разложения тонких частиц вулканического стекла. Нередко в опоковидных силицитах отмечаются обособления изотропного кремнезема, по оптическим свойствам отвечающего опалу. Эти обособления размером 0,12—0,5 мм в поперечнике имеют субизометричную форму, «рваные» очертания (см. рис. 3, б) и занимают до 10—15% объема породы. Под электронным микроскопом они характеризуются мелкоглобулярным строением и, вероятно, представляют собой «останцы» нераскристаллизованного кремневого геля и свидетельствуют о быстрой, массовой раскристаллизации последнего.

Обломочный материал в опоковидных силицитах составляет 5—10% объема породы. Преобладают обломки размером 0,01—0,03 мм. Наиболее распространены пирокластические обломки плагиоклазов и андезитов. Присут-

ствуют также кварц, калиевые полевые шпаты, слюды, обломки кремнистых пород и аргиллитов.

Аутигенные минералы-примеси представлены обильным пиритом, кальцитом, сидеритом и глауконитом.

Халцедонолиты (75—85% свободного  $\text{SiO}_2$ , см. таблицу) имеют однородную текстуру, раковистый излом, стеклянный блеск и высокую твердость. Их объемный вес 2,19—2,52 г/см<sup>3</sup>. Среди халцедонолитов встречаются как светло-серые, почти белые породы, так и темные, коричневато-серые, черные. Темные разновидности слабо просвечивают на тонких сколах. Судя по рентгенограммам, кремнезем в халцедонолитах присутствует в форме кварца (рис. 4).

Микроструктура халцедонолитов неоднородна. Преобладает гранулярная (зернистая) структура. Зерна (0,05—0,9 мкм) изометричные, часто с ясно выраженными кристаллическими гранями (рис. 5, а). Встречаются также глобулярные участки, в которых глобулы имеют те же размеры (0,6—0,9 мкм) и обнаруживают зачатки кристаллической огранки. Отмечаются отдельные глобулиты размером 5—9 мкм; слагающие их глобулы также частично огранены.

Изучение халцедонолитов в шлифах показало, что они состоят из микрокристаллического кремнезема ( $n = \sim 1,53$ ), в массе которого рассеяны крупные (0,05—0,2 мм) волокнистые

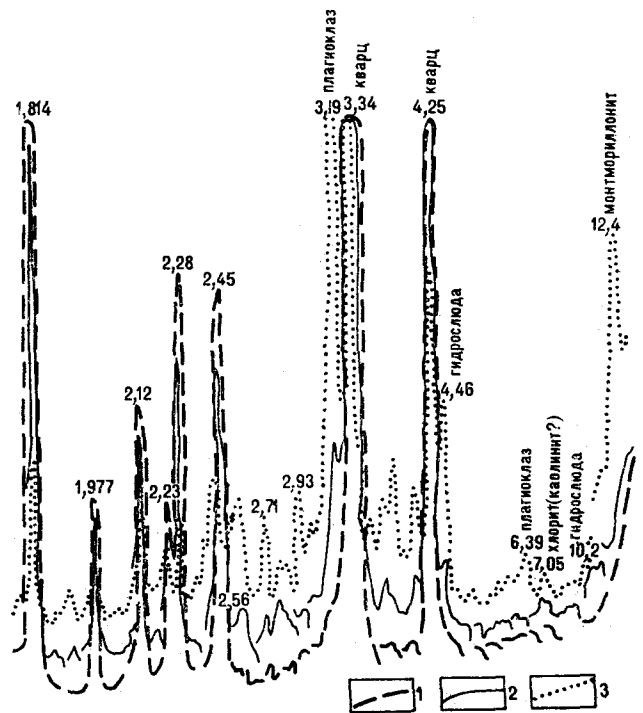


Рис. 4. Диффрактограммы пород пиленгской свиты. 1 — халцедонолит; 2 — опоковидный силицит; 3 — кремнистый аргиллит.



Рис. 5. Халцедонит: а — электронно-микроскопический снимок, увел. 5000; б — шлиф, увел. 500.

агрегаты халцедона. Последние чаще всего представляют собой округлые, иногда уплотненные бобовины, имеющие концентрическое строение и состоящие из одного или нескольких сферолитов (см. рис. 5, б). В некоторых образцах аналогичные агрегаты халцедона слагают центральные зоны шаровидных халцедон-пирит-кальцитовых конкреций. Вероятно, описанные выделения волокнистого халцедона соответствовали центрам кристаллизации кремневого геля.

Как и в опоковидных силицитах, в халцедонитах нередко отмечаются участки, сложенные опалом, которые могут составлять 10—30% породы. Кроме опаловых «останцев», свидетельством формирования этих пород из высокоминерализованных растворов служат халцедониты, содержащие «законсервированные» опаловые скорлупки диатомовых водорослей.

Примесь обломочного материала составляет 0—10%. Размер и состав обломков аналогичны описанным в опоковидных силицитах. Аутигенные минералы-примеси представлены пири-

том, пелитоморфным кальцитом, розетками сидерита и редкими зернами глауконита.

Кремнистые аргиллиты (30—60% свободного  $\text{SiO}_2$ , см. таблицу) — темно-серые, тонкослоистые породы с объемным весом 2,25—2,52 г/см<sup>3</sup>. Под электронным микроскопом устанавливается глобулярно-пластинчатая структура. Основную ткань породы слагают гексагональные пластинки монтмориллонита 0,3—0,7 мкм в поперечнике; толщина наиболее крупных пластинок достигает 0,2 мкм. В виде примеси присутствуют сильно вытянутые пластинки гидрослюды длиной 0,2—0,9, в поперечнике 0,03—0,15 мкм. Правильные шарообразные глобулы кремнезема беспорядочно разбросаны между пластинками глинистых минералов. Глобулы крупнее, чем в силицитах (от 1,4 до 8,5 мкм), на некоторых заметны отдельные кристаллические грани. Отмечаются глобулиты, по размеру близкие к наиболее крупным глобулам. В отдельных участках наблюдается пластинчато-глобулярная структура.

В шлифах кремнистые аргиллиты представлены смесью глинистого материала и кристоллического кремнезема (кварца, по данным дифрактометрии). Опал в кремнистых аргиллитах встречается преимущественно в виде мономинеральных линзовидных прослоев, мелких включений, заполняет отдельные трещины. Его содержание возрастает в породах, обогащенных обломочным материалом.

Содержание обломочного материала в кремнистых аргиллитах, по данным подсчета в шлифах, варьирует от 10 до 35%. Наиболее распространены породы с содержанием обломков 10—20%. Терригенные обломки концентрируются в мелкоалевролитовой фракции (в основном 0,01—0,03 мм). В их составе преобладают кварц и олигоклаз; отмечены слюды, калиевые полевые шпаты, обломки кремнистых пород. Характерно присутствие обломков аргиллитов, сходных с вмещающей породой. В составе пирокластического материала наиболее распространен андезин, встречаются андезиты. Размер обломков 0,05—0,1 мм.

Новообразованные минералы представлены пиритом (в некоторых прослоях до 50%, в среднем до 15%), кальцитом (0,5—13%) и сидеритом (меньше 1%). Отмечен также каолинит, который замещает центральные части зерен плагиоклаза, образует мелкие округлые обособления, заполняет камеры фораминифер и отдельные трещины. В единичных зернах встречаются глауконит и титанистый минерал.

Кремнистые туфоаргиллиты и туфоалевролиты по своему составу близки к кремнистым аргиллитам, в ритмичном переслаивании с которыми они слагают нижнюю часть свиты. От кремнистых аргиллитов они отличаются толь-



ко повышенным содержанием пирокластического материала, достигающего в них 20—40%. Пирокласты в породе распределены неравномерно. Они образуют линзовидные скопления, ими обогащены отдельные прослои. Состав пирокластики: плагиоклазы андезитового ряда (20—65% обломков), андезиты (10—30%) и вулканическое стекло (0—10%). Размер обломков варьирует от 0,05 до 0,5 мм. Состав цементирующего материала аналогичен составу вышеописанных кремнистых аргиллитов. Линзовидные прослои опала встречаются здесь чаще, чем в кремнистых аргиллитах. Туфоалевролиты и туфоаргиллиты богаче глауконитом (5—10%), чем все описанные породы, содержат пирит и сидерит.

### МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОРМЫ КРЕМНЕЗЕМА, ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПО РАЗРЕЗУ

Как указывалось выше, минералы кремнезема в породах пиленгской свиты представлены опалом и халцедоном.

Опал ( $n = 1,46$ , изотропен) встречается во всех разностях пород: в силицитах в виде «останцев» нераскристаллизованного геля; в переслаивающихся с силицитами породах — преимущественно в виде линзовидных прожилков и обособлений. В кремнисто-глинистых породах он залечивает трещины, в тонкой смеси с монтмориллонитом слагает цемент в туфах. По наблюдениям в шлифах его количество в силицитах может составлять от 10 до 30%, в кремнистых аргиллитах и туфогенно-осадочных породах — 10—20%. Разовой содовой вытяжкой извлекается до 5% аморфного кремнезема. Под электронным микроскопом опал представлен мелкими шарообразными глобулами, не имеющими признаков кристаллической огранки. На рентгеноструктурных диаграммах присутствие опала не фиксируется, так как гало, очевидно, маскируется пиками глинистых минералов и кварца.

Халцедон (халцедоновидный кремнезем,  $N_0 = N$  канадского бальзама,  $N_g - N_p$ , 0,005—0,008) имеет преимущественное распространение в изученных породах. В кремнистых аргиллитах и опоковидных силицитах в шлифах он представлен криптокристаллическими агрегатами, в халцедонолитах — микрозернистыми в основной массе породами, а также волокнистыми и радиально-лучистыми агрегатами в бобовинах. На электронно-микроскопических снимках халцедон представлен глобулами с частичной кристаллической огранкой. В халцедонолитах преобладают изометричные зерна с ясно выраженными кристаллическими гранями. Для всех силицитов характер-

на неоднородность раскристаллизации кремнезема, особенно ярко представленная в халцедонолитах, где отмечаются шаровидные глобулы опала, частично ограненные глобулы и кристалломорфные зерна халцедона. На дифрактограммах халцедон интерпретируется как кварц (см. рис. 4).

По данным электронной микроскопии, начальной формой выделения описываемых минералов были глобулы — продукт коагуляции гелей кремнезема. Процесс упорядочения кристаллической структуры кремнистого вещества характеризовался некоторым ростом глобул и их дальнейшей кристаллической огранкой. В общих чертах можно предположить, что по стадийности образования опал предшествовал халцедону, что согласуется с традиционными представлениями о трансформации минералов кремнезема, однако это входит в противоречие с распределением минералов по разрезу. Как указывалось выше, породы, характеризующиеся наиболее высокой степенью кристаллизации кремнезема, располагаются преимущественно в верхней части разреза, менее раскристаллизованные — ближе к подошве свиты, опал же распространен по всему разрезу (см. рис. 1). Обращают на себя внимание присутствие аморфной фазы во всех типах пород и различная морфология опаловых участков: «останцы» кремневого геля в силицитах и линзы, пятна, прожилки опала в остальных породах. Пестрота в распределении минеральных форм кремнезема проявляется также в тонком переслаивании пород, содержащих кремнезем в разном фазовом состоянии.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что процесс трансформации опала в халцедон под влиянием температуры и давления не имел определяющего значения в изученных отложениях. Основным фактором, коррелятивно связанным со степенью кристаллизации кремнезема, является его общее содержание в породе. Чем выше содержание кремнезема, тем более совершенна его кристаллическая структура.

### СТЕПЕНЬ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПИЛЕНГСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ КРЕМНЕЗЕМА

Поскольку распределение минералов кремнезема в изученных отложениях зависит в основном от общего содержания аутигенного кремнезема, о постседиментационных преобразованиях этих пород можно судить только по составу глинистых минералов и уплотнению.

Монтмориллонит по данным дифрактометрии характеризуется серией рефлексов, кратных 12,0—12,8 Å. Межплоскостные расстоя-

ния при обработке глицерином увеличиваются до 17—17,5 А. Известно, что породы, содержащие в составе разбухающих минералов только монтмориллонит, находятся на стадии эпигенеза, характеризующейся палеотемпературами менее 50°. Извлечение из скважин монтмориллонитизированных туфов в пластичном состоянии также указывает на отсутствие значительного воздействия на породы температуры и давления.

Уплотненность пиленгских отложений в целом невелика, хотя и различна для разных типов пород. В опоквидных силицитах под электронным микроскопом устанавливается достаточно большое количество незаполненных пор. Наиболее крупные поры (до 4 мкм) имеют треугольную и четырехугольную форму и располагаются между -правильными, без следов деформации глобулами кремнезема. Эти поры соединяются между собой каналами сечением 0,5—0,6 мкм. Поры между пластинками монтмориллонита имеют щелевидную форму и обычно не сообщаются. Значения пористости насыщения в опоквидных силицитах колеблются около 20%. Гораздо меньший объем порового пространства в халцедонолитах, где кристалломорфные частицы достаточно плотно прилегают друг к другу. Пористость в этих породах связана с участками с глобулярной структурой и составляет 8—9%. Кремнистые аргиллиты и туфоаргиллиты характеризуются широким распространением узких, щелевидных, замкнутых пор между рыхлоупакованными глинистыми частицами. Описанная структура порового пространства свидетельствует о незначительном влиянии вертикальной нагрузки на ее формирование, что подтверждается также ненарушенной формой глобуль кремнезема и высокой сохранностью полых раковин планктонных фораминифер.

Исходя из полученных данных, можно сказать, что породы пиленгской свиты не подвергались воздействию высоких температур и давления и даже кристалломорфная модификация кремнезема образовалась на самых ранних этапах формирования описанных пород, вероятнее всего, на стадии диагенеза.

**Выводы.** 1. Отложения пиленгской свиты формировались в сейсмически активной области, в условиях морского бассейна. Тонкая ритмичность толщи обусловлена периодическим поступлением в зону осадконакопления материала вул-

канического происхождения (как пирокластического, так, вероятно, и хемогенного). В целом по составу и текстурным признакам пиленгские отложения обладают всеми признаками ритмитов, характерных для вулканогенно-осадочных формаций и формирующихся часто в стадии затухания вулканической деятельности (газогидротермальную) в условиях открытого морского бассейна [4]. Характерные признаки: а) различие состава элементов ритма; б) резкая обособленность ритмов и их элементов; в) малая мощность элементов ритма (от долей до единиц сантиметров) и соизмеримость последних; г) малое количество элементов ритма (2—3); д) слагающий материал имеет мелкообломочный и хемогенный характер.

2. Кремнезем в зону седиментации поступал пульсационно, в виде концентрированных и пересыщенных гелей, нередко консервирующих опаловые скорлупки диатомовых водорослей. Последние, очевидно, составляли не более 20% (обычно 5—10%) осадка.

3. Высокая концентрация гелей вызвала ускоренную их раскристаллизацию и возникновение уже в диагенезе всех форм кремнезема. Последние образуют непрерывный генетический ряд: кристалломорфные формы пропри и глобулярную стадию. Процесс глобуляризации и дальнейшей кристаллизации геля происходил очень быстро, массово; при этом оставались участки, характеризующие разные стадии этого процесса. Последующая продолжительная история пород не нашла сколько-нибудь существенного отражения на составе и структуре изученных силицитов.

Таким образом, проведенные исследования показали, что силициты пиленгской свиты имеют хемогенную, первично-осадочную природу; образование минералов кремнезема в них связано с осаждением из высококонцентрированных гелей. Такая концентрация не могла быть создана ни разложением диатомей, максимальное содержание которых не превышало, очевидно, 20% осадка, ни преобразованием андезитового стекла в монтмориллонит, которое, как известно, не только не сопровождается выделением избытка  $\text{SiO}_2$ , а напротив, происходит при дополнительном поглощении  $\text{SiO}_2$  из морской воды [6]. Вероятнее всего, основным источником кремнезема в изученных силицитах были экзгальционно-гидротермальные процессы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богвикина Л. Н. Генетические типы отложений активного вулканизма.— М.: Наука, 1974. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 263).
2. Критерии раздельной оценки нефтеносности и газоносности (на примере Тимано-Печорской провинции).— Л.: Недра, 1974 (Тр. ВНИГРИ, вып. 334).
3. Савицкий В. О., Болдырева В. П. и др. Олигоцен-миоценовые отложения Южного Сахалина (Пограничный прогиб).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 1.

4. Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород.— М.: Наука, 1972 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 246).
5. Хворова И. В., Пушкина З. В., Вознесенская Т. А., Гордеева С. Н. К методике изучения тонкозернистых пород из туфовых толщ палеозоя.— Литол. и полезн. ископаемые, 1978, № 3.
6. Bramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1946, v. 242.

УДК 552.311(571.66)

А. А. Пейве

## ГИПЕРБАЗИТЫ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС

(Восточная Камчатка)

Рассматривается структурное положение и состав гипербазитов п-ова Камчатский Мыс. Показано, что наиболее широко развитые здесь гипербазиты по составу минералов занимают промежуточное положение между оксаническими перидотитами зон трансформ-

ных разломов и желобов. Такой состав может быть объяснен тем, что ультрабазиты Камчатского Мыса были слабо вовлечены в процесс дополнительной переработки вещества, находясь на фланге Алеутской островной дуги.

Полуостров Камчатский Мыс — это небольшой горный район, отделенный от остальной Камчатки молодой (неоген-четвертичной) депрессией меридионального простирания. Геология полуострова вызывает особый интерес, так как он представляет собой район сочленения двух островодужных систем: Камчатской и Алеутской. Эта особенность наложила отпечаток на геологическое строение полуострова, во многом отличающееся от остальных районов Восточной Камчатки.

В названном районе проводили работы М. Ю. Хотин, Б. К. Долматов, Г. Е. Некрасов, М. С. Марков, С. В. Высоцкий и другие исследователи, по-разному трактовавшие геологическое строение полуострова, механизм и время становления основных и ультраосновных массивов [1, 2, 4, 5, 9, 10]. В настоящей статье приведены результаты изучения гипербазитов Камчатского Мыса, основанные на полевых работах 1983 г. На их основе геологическое строение Камчатского Мыса нам представляется следующим образом (рис. 1). На юго-западе вскрываются габбро-диабазы и габбро (Оленегорский массив), в которых обнаружены ксенолиты серпентинизированных гипербазитов. Породы массива с тектоническим контактом и общим падением к северо-востоку перекрывают вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения африканской серии (К), смятые в мелкие складки и разбитые субгоризонтальными разломами с таким же азимутом падения. Породы африканской серии тектонически перекрыты меланжем, в основном состоящим из серпентинитового матрикса и небольшого количества блоков вулканогенно-кремнисто-терригенных пород, габброидов, амфиболитов, пироксенитов. На меланже расположен крупный (около 70 км<sup>2</sup>) дунит-

гарцбургитовый массив горы Солдатской. Меланжи выклиниваются, и гипербазиты тектонически перекрывают породы африканской серии. Массив погружается в северо-западном направлении под неогеновые и четвертичные отложения. Нигде не отмечен прямой контакт гипербазитов Солдатского и габброидов Оленегорского массивов.

Породы Солдатского массива — это гипербазиты с подчиненным количеством линзовидных дунитовых обособлений. В гарцбургитах не отмечается полосчатость, хотя в ряде мест видна линейная ориентировка пироксенов. В наиболее хорошо обнаженной центральной части массива нами прослежено следующее чередование пород, которое характерно в целом для всего массива (снизу вверх):

1. Слабо (6—10%) серпентинизированные гарцбургиты, видимая мощность 3 м.
2. Дуниты, серпентинизированные на 30—40%, мощность 0,3 м. Переход от гарцбургитов к дунитам быстрый, ввиду почти полного исчезновения пироксенов.
3. Слабо катаклазированные гарцбургиты, серпентинизированные на 1—3%, мощность 5 м.
4. Дуниты, мощность 0,2 м.

Вверх по разрезу такой характер чередования в целом сохраняется. Отличие состоит в появлении более мощных (20—30 м) горизонтов гарцбургитов, причем часто совершенно несерпентинизированных. По простиранию описанные горизонты не прослеживаются далее чем на 10—15 м и незакономерно выклиниваются. Кроме того, породы раздроблены ортогональной системой трещин на мелкие блоки со смещением последних. В ряде мест по плоскостям трещин развит черный или темно-зеленый серпентин. В массиве имеются ред-

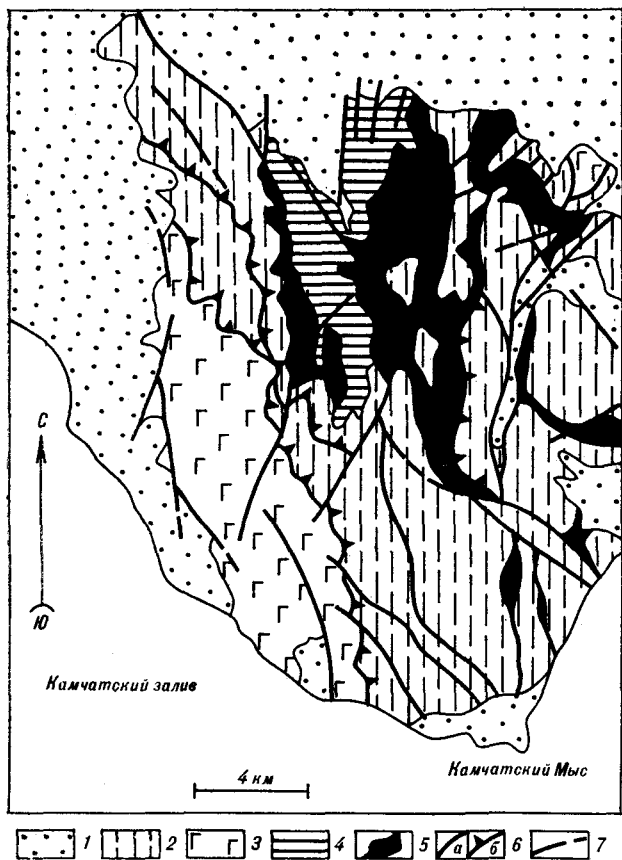


Рис. 1. Геолого-структурная схема п-ова Камчатский Мыс.

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения африканской серии (К); 3 — габброиды Оленегорского массива; 4 — слабо серпентинизированные гипербазиты Солдатского массива; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — надвиги (б) и разрывные нарушения (а); 7 — стратиграфические границы.

кие и маломощные (2—5 см) жилы ортопироксенитов. Поверхность контакта жил и перидотитов прихотливо извилистая. Из-за тектонических деформаций и отсутствия полосчатости оценить истинную мощность гипербазитовой пластины затруднительно. Наибольшая мощность (до 800 м) отмечается в бассейне р. Белой.

В зонах развития серпентинитового меланжа, а также на гипербазитах массива встречаются единичные блоки и небольшие развалы существенно диоксидсодержащих пород (пироксенитов и оливиновых пироксенитов). Такие породы встречены нами в верховьях руч. Ключ Буйный. В породах преобладают пироксены (60—90%), расположенные сегрегациями. Порода по структуре выглядит кумулятом с интеркумулятивным оливином.

Гарцбургиты представляют собой массивные породы с гипидиоморфно-зернистой структурой и состоят из оливина, энстатита и хромшпиннелида. Дуниты отличаются меньшим количеством энстатита.

Преобладающим минералом гарцбургитов и дунитов является оливин. Он образует как крупные (1—5 мм) эллипсоидные, так и мелкие рекристаллизованные зерна. Деформации оливина проявляются в дроблении и перекристаллизации, без заметного замещения его вторичными минералами. Наименее серпентинизирован оливин в гарцбургитах (в большинстве образцов не более 1—5%). В дунитах оливин сильнее серпентинизирован (до 20—40%).

Оливины магнезиальные ( $Fe_{89-90}$ ), почти не содержат примесей Al, Ti, Cr, Ca, Na, K (табл. 1), количество NiO в них умеренное (0,2—0,4%). Практически отсутствует различие в составе крупных и мелких (рекристал-

Таблица 1  
Химические анализы оливинов и хромшпиннелидов гарцбургитов п-ова Камчатский Мыс

Компонент	Номер проб							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	47-2	52-8	52-8	79-2	7-14	47-2	52-4	52-8
SiO <sub>2</sub>	41,83	41,81	41,52	41,49	41,55	—	—	0,03
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,01	0,07	0,05	0,02	0,01	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	25,64	30,49	28,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	43,76	40,67	43,01
FeO	9,27	9,22	8,91	9,77	10,30	16,40	15,68	16,08
MnO	0,16	0,04	0,13	0,16	0,10	0,18	0,32	0,34
MgO	47,01	46,92	47,83	47,32	46,02	13,61	14,21	13,75
CaO	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01
NiO	0,33	0,32	0,27	0,32	0,34	0,12	0,04	0,20
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,01	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,05	0,04	0,05
Сумма, %	98,60	98,31	98,67	99,13	98,36	99,79	101,47	101,84

Количество ионов в пересчете на 4(O) для оливинов и на 24(O) для хромшпиннелидов

Si	1,034	1,035	1,024	1,023	1,034	—	—	0,007
Ti	—	—	—	0,001	0,001	0,003	0,002	0,007
Al	—	—	—	—	—	7,352	8,405	7,878
Cr	—	—	—	—	—	8,416	7,522	8,023
Fe	0,192	0,191	0,184	0,201	0,214	3,337	3,068	3,172
Mn	0,003	0,001	0,003	0,003	0,002	0,036	0,064	0,068
Mg	1,731	1,731	1,759	1,740	1,707	4,935	4,955	4,834
Ca	—	—	—	—	—	—	0,003	0,003
Ni	0,007	0,006	0,005	0,006	0,007	0,024	0,007	0,038
Na	—	—	—	—	—	0,003	—	—
K	—	—	—	—	—	0,015	0,013	0,016
$\frac{100 \cdot Fe}{Fe+Mg}$	10,0	9,9	9,5	10,3	11	—	—	—
$\frac{100 \cdot Cr}{Cr+Al}$	—	—	—	—	—	53,0	47,2	50,4

Примечание. 1—5 — оливины; 6—8 — хромшпиннелиды. Местонахождение: 1—3 и 6—8 — бассейн р. Белой; 4 — р. Медвежья, из ксенолита; 5 — р. Стремительная, из ксенолита. Анализы выполнены в ГИН АН СССР на микроанализаторе «Камебакс», аналитик Г. В. Карпова.

Таблица 2

Химические анализы пироксенов гарцбургитов п-ова Камчатский Мыс

Компонент	Номер проб							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	47-2	47-2	52-4	52-8	7-14	47-2	52-4	52-8
SiO <sub>2</sub>	58,52	57,34	57,41	57,86	57,13	53,26	55,26	53,17
TiO <sub>2</sub>	0,01	—	0,05	—	—	0,03	0,04	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,23	2,05	2,48	2,27	2,07	2,40	2,21	2,46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,67	0,77	0,76	0,58	1,06	0,93	0,91
FeO	5,86	5,72	5,97	5,73	6,89	2,19	3,07	2,34
MnO	0,11	0,14	0,15	0,16	0,22	0,10	0,01	0,07
MgO	32,12	32,08	31,90	32,90	30,71	16,90	17,94	16,68
CaO	1,30	0,91	0,70	1,34	1,55	23,21	22,30	22,79
NiO	0,10	0,11	—	0,13	—	0,13	0,17	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	0,02	0,04	0,04	0,02	0,05	0,04
Сумма, %	100,89	99,02	99,45	101,19	99,19	99,33	101,98	98,48

Количество ионов в пересчете на 6(O)

Si	1,994	1,990	1,984	1,971	1,993	1,947	1,962	1,956
Ti	—	—	0,001	—	—	0,001	0,001	0,001
Al	0,090	0,084	0,101	0,091	0,085	0,103	0,092	0,107
Cr	0,017	0,018	0,021	0,020	0,016	0,031	0,026	0,027
Fe	0,167	0,166	0,172	0,163	0,201	0,067	0,091	0,072
Mn	0,003	0,004	0,004	0,005	0,006	0,003	—	0,002
Mg	1,631	1,659	1,643	1,870	1,597	0,921	0,949	0,914
Ca	0,047	0,034	0,026	0,049	0,058	0,909	0,848	0,898
Ni	0,003	0,003	—	0,004	—	0,004	0,005	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
$\frac{100 \cdot \text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	9,3	9,1	9,5	8,9	11,2	6,8	8,7	7,3
En	88,4	89,2	89,3	88,7	86,0	48,5	50,3	48,5
Wo	2,5	1,8	1,4	2,6	3,1	47,9	44,9	47,7
Fs	9,0	8,9	9,3	8,7	10,8	3,5	4,8	3,8

Примечание. 1—5 — энстатиты, 6—8 — диопсиды. Местонахождение: 1—4, 6—8 — бассейн р. Белой; 5 — Стремительная, из ксенолита. Анализы выполнены в ГИН АН СССР на микроанализаторе «Камебак», анализ Г. В. Карпова.

лизованных) зерен. Оливины такого состава характерны для гарцбургитов офиолитовых комплексов и ложа современных океанов.

Энстатит встречается как в виде крупных (0,3—4 мм), так и в виде мелких рекристаллизованных зерен (рекристаллизация существует только в ортопироксенитовых жилах). Минерал распределен по породе неравномерно, иногда образует сегрегации. Во многих энстатитах хорошо проявлены структуры распада с мелкими ламмелями диопсидового состава. Энстатит практически не изменен, крайне редко по краям и трещинкам развивается бацит.

Энстатит высокомагнезиальный (F<sub>87-89</sub>) с низкими или умеренными содержаниями CaO (0,5—1,9%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,6—1,0%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,1—3,2%) (табл. 2). В то же время в них не об-

наруживается Na<sub>2</sub>O и практически нет TiO<sub>2</sub>, что говорит о том, что энстатиты в целом обеднены базальтоидными компонентами и имеют реститовую природу. Если сравнивать их с океаническими, то по составу они занимают промежуточное положение между, с одной стороны, энстатитами перидотитов срединно-океанических хребтов и зон крупных трансформных разломов Тихого и Атлантического океанов, с другой — энстатитами, поднятыми из глубоководных желобов и основания островных дуг [3, 7, 8, 13, 14] (рис. 2, 3).

Самостоятельных зерен диопсида в гарцбургитах и дунитах Солдатского массива обнаружить не удалось, поэтому анализировались диопсидовые ламмели в энстатитах (рис. 4). Ламмели распространены в пироксенах достаточно широко, хотя есть пироксены и без ламмелей. Для диопсидовых ламмелей характерно такое же, как и в энстатитах, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,2—2,5%) и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,9—1,1%), в них отмечается небольшое количество TiO<sub>2</sub> (0,02—0,04%), практически отсутствуют Na и Mn. По соотношению Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> они занимают промежуточное положение между таковыми из зон трансформных разломов и глубоководных желобов (рис. 5). По данным двухпироксенового геотермометра [6], ламмели образовались при температуре 1030—1180°C и давлении 36—41 кбар.

Во всех ультрабазитах (кроме ортопироксенитовых жил) присутствуют акцессорные хромшпинелиды. Они имеют неправильную амебовидную форму, находятся в интерстициях между силикатами и окрашены в коричневые цвета, причем более светлые встречаются в гарцбургитах, а более темные — в дунитах. Хромшпинелиды гарцбургитов умеренно глиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 25,6 до 30,5%), количество Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует от 40,7 до 44,1% (см. табл. 1). В них отмечается также присутствие TiO<sub>2</sub> (0,01—0,05%) и NiO (до 0,2%).

При частичном плавлении ультраосновного вещества Al из хромшпинелидов преимущественно уходит в расплав в отличие от Cr и Mg, поэтому отношение  $\varphi_{Cr} = \frac{100 \cdot \text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al}}$  в хром-

шпинелидах можно использовать как показатель частичного плавления (деплетирования). Наибольшая величина  $\varphi_{Cr}$  (60—80) отмечается в перидотитах офиолитовой ассоциации Троодос, что, по мнению ряда авторов [12],

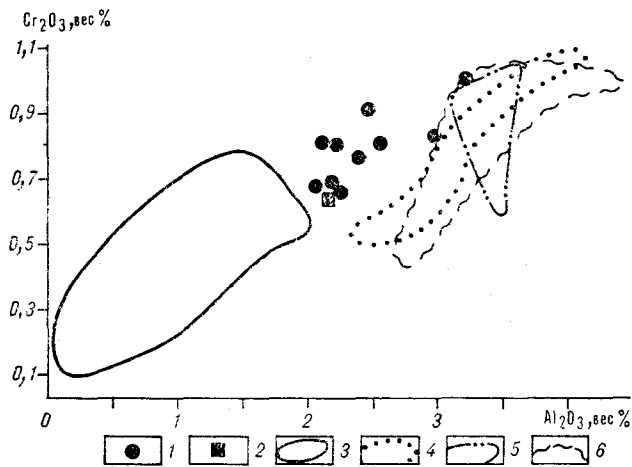


Рис. 2. Диаграмма  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$  в энстатитах из гипербазитов: 1 — гарцбургиты Солдатского массива; 2 — ксенолит гарцбургита из габброидов Оленегорского массива; 3 — гарцбургиты Марианского желоба; 4, 5 — ультрабазиты зон разломов: 4 — Хизен, гарцбургиты, шпинелевые лерцолиты, 5 — Элтанни, Кларин, шпинелевые лерцолиты; 6 — скв. 395 DSDP, шпинелевые лерцолиты.

может быть объяснено образованием ультрабазитов в островодужной обстановке. Наименьшая величина  $\text{Cr}$  зафиксирована в континентальных лерцолитовых массивах Альп, наиболее богатых базальтоидными компонентами. Хромшпинелиды же Солдатского массива по величине  $\text{Cr}$  (47—53) близки шпинелидам из зон океанических трансформных разломов и по распределению  $\text{Cr}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  не выходят за пределы составов океанических перidotитов (рис. 6).

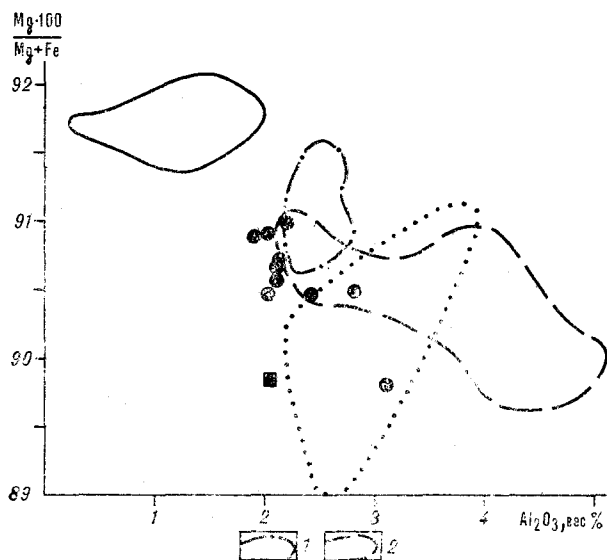


Рис. 3. Диаграмма  $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$  в энстатитах из гипербазитов.

1, 2 — ультрабазиты зон разломов: 1 — Гаррет, гарцбургиты, 2 — Кейн, шпинелевые лерцолиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

В крупнозернистых диаллаговых габброидах на юго-западе п-ова Камчатский Мыс (Оленегорский массив) встречаются ксенолиты гипербазитов в виде изометричных, реже остроугольных тел размером от первых сантиметров до 2 м в диаметре. Это черные массивные породы дунитового или гарцбургитового состава. Дуниты практически нацело серпентинизированы. В гарцбургитах сохраняются отдельные участки минералов, пригодные для микронзондового исследования. Местами на контакте габбро и гипербазитов имеются метасоматические переходные зоны мощностью 1—5 см, по составу отвечающие троктолитам либо плагиоклазовым перidotитам.

Оливины гарцбургитов магнезиальные ( $\text{Fo}_{88-89}$ ), по составу практически не отличаются от таковых Солдатского массива, небольшое отличие состоит в более высоком содержании  $\text{NiO}$  (до 0,07%) и  $\text{FeO}$  (до 10,3%) (см. табл. 1). Энстатиты характеризуются несколько повышенным содержанием  $\text{FeO}$  ( $\text{Fs}$  до 10,8) при такой же, как в энстатитах гарцбургитов Солдатского массива, величине  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,1%),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,6%),  $\text{CaO}$  (1,5%). Достоверных первичных клинопироксенов нами не обнаружено, хромшпинелиды принадлежат хромшпинелитовому ряду.

По мнению некоторых исследователей [4], ультрабазиты Солдатского и габброиды Оленегорского массивов образуют единый кумулятивный комплекс [4]. По нашему мнению, гипербазиты горы Солдатской имеют реститивую природу, на что указывают твердопластические деформации, отсутствие кумулятивных текстур, химический состав минералов ультрабазитов (оливины кумулятивных гипербазитов более железистые, в диоксидах обязательно имеется  $\text{NaO}$  и  $\text{TiO}_2 > 0,2\%$ , в шпинелидах  $\text{TiO}_2 > 0,25$ ), кроме того, сами по себе гарц-

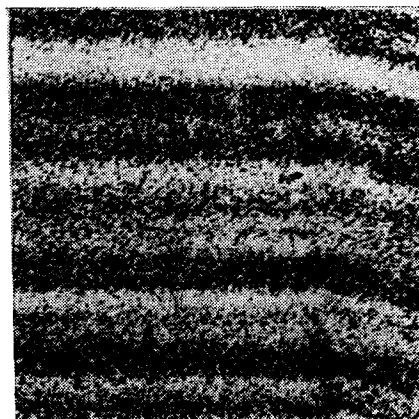


Рис. 4. Диопсидовые ламеллы в энстатите гарцбургита Солдатского массива. Обр. № 47—83/2. Увел. 400. Снято на микронзонде «Камена» в характеристическом излучении  $\text{CaK}_\alpha$ .

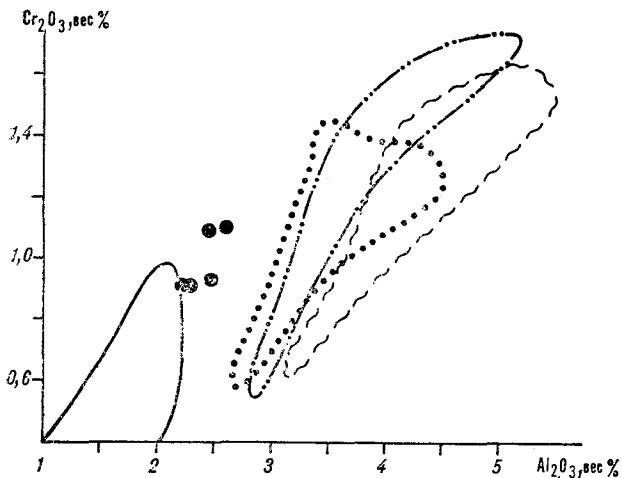


Рис. 5. Диаграмма  $Al_2O_3$ — $Cr_2O_3$  в диопсидах из гипербазитов. Условные обозначения см. на рис. 2.

бургиты не характерны для кумулятивных комплексов. Как было сказано ранее, на гарцбургитах массива и в серпентинитовых меланжах имеются блоки оливковых пироксенитов. Скорее всего, они связаны с породами дунит-гарцбургитового комплекса только пространственно, так как никаких признаков перехода от гарцбургитов к кумулятивным породам не наблюдается. Не исключено, что оливковые вебстериты представляют остатки выполнения кумулятивной магматической камеры, располагавшейся структурно выше мантийных гипербазитов.

Гарцбургиты Солдатского массива по составу минералов могут быть выделены в самостоятельную группу, занимающую промежуточное положение между гарцбургитами, поднятыми из желобов и основания островных дуг, с одной стороны, и гарцбургитами зон трансформных разломов и срединно-океанических хребтов — с другой, хотя по содержанию ряда элементов ( $Cr_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$  в пироксенах и  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  в хромшпинелидах) гарцбургиты Солдатского массива ближе последним.

Гипербазитовые ксенолиты в габброидах Оленегорского массива не несут принципиальных отличий по составу минералов от таковых Солдатского массива. Незначительные различия, в частности более высокая железистость

минералов, могут быть связаны с влиянием основного расплава, захватившего гипербазиты. Отсутствие закалочных соотношений между габброидами и ксенолитами, видимо, связано с тем, что ультрабазиты находились в разогретом состоянии при внедрении в них основной магмы. Наличие ультраосновных ксенолитов в габброидах указывает на то, что ультрабазиты выведены из мантийных в коровые горизонты, где и были частично захвачены поднимающимся основным расплавом.

Как показали результаты проведенных исследований, п-ов Камчатский Мыс является самым западным, наиболее приподнятым сегментом Алеутской островной дуги. Появление здесь ультрабазитов, промежуточных по составу между гипербазитами трансформных разломов и желобов, может быть объяснено тем, что ультрабазиты были слабо вовлечены в процесс дополнительной магматической переработки вещества с экстракцией базальтоидных компонентов, находясь на фланге Алеутской островной дуги.

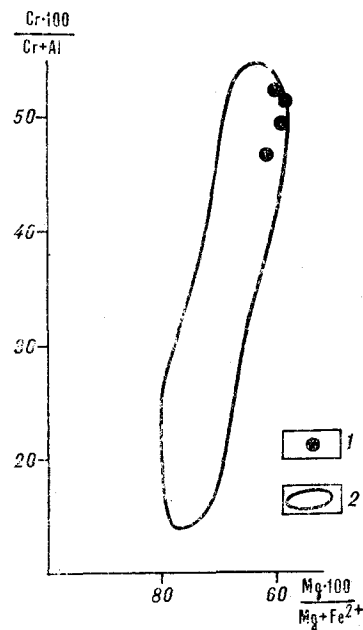


Рис. 6. Диаграмма  $100 \cdot Cr / (Cr + Al) - 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+})$  в хромшпинелидах гипербазитов.

1 — гарцбургиты Солдатского массива; 2 — поле перидотитов трансформных разломов и срединно-океанических хребтов современных океанов [12].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Высоцкий С. В.* Магматическая расслоенность базит-гипербазитовых комплексов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка). — В кн.: Ультраосновные магмы и металлогения. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.

2. *Долматов Б. И., Хотин М. Ю.* Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс. — Сов. геол., 1969, № 7.  
3. *Лазько Е. Е., Кашицев Г. Л., Муравецкая Г. Н.* Перидотиты разлома Хизена (юго-восточная часть

- Тихого океана).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 3.
4. *Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 268).
  5. *Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хогин М. Ю.* Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского Мыса (Восточная Камчатка).— Геотектоника, 1972, № 4.
  6. *Перчу́ Л. Л.* Усовершенствование двухпироксенового геотермометра для глубинных перидотитов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 3.
  7. *Савельева Г. Н.* Сопоставление ультраосновных пород в некоторых тектонических структурах дна океана.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983.
  8. *Савельева Г. Н.* Эволюция минеральных парагенезисов в ультраосновных породах океанического дна.— Геохимия, 1984, № 5.
  9. *Хогин М. Ю.* Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса.— М.: Наука, 1976 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 281).
  10. *Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки.— М.: Наука, 1976.
  11. *Bloomer S. H., Hawkins J. W.* Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: an island arc ophiolite.— In: The tectonic and geological evolution of South-East Asian seas and islands, p. 2. Washington, 1983.
  12. *Dick H. J. B., Bullen T.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas.— Contrib. Miner. and Petrol., 1984, v. 86, N 1.
  13. *Hébert R.* Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples.— Ophioliti, 1982, v. 7, N 2/3.
  14. *Hébert R., Bideau D., Hekinian R.* Ultramafic and mafic rocks from the Garret transform fault near 13°30'S on the East Pacific Rise: igneous petrology.— Earth and Planet. Sci., 1983, v. 65, N 1.

ГИН АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
25 февраля 1985 г.



УДК 553.07'411(571.651)

А. В. Третяков

РУДОНОСНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ПЕНЖИНСКОГО ПРОГИБА

Интерпретация материалов дистанционных съемок и полевые наблюдения позволили выделить линейные и объемно-площадные морфоструктуры. Наибольший интерес представляют морфоструктуры центрального типа (МЦТ). По размерам (диаметру) МЦТ делятся на две группы: 20—30 и 7—11 км, а по ведущему процессу эндоморфогенеза среди них выделены интрузивно-тектоногенные и вулканогенно-интрузивно-тектоноген-

ные. Размещение рудоносных зон контролируется каркасными элементами МЦТ с диаметром 7—11 км, расположены они либо в центральных частях, либо по периферии морфоструктур. Образование МЦТ обусловлено внедрением интрузий магм в олигоцен-миоценовый этап тектономагматической активизации, дальнейшее их развитие происходило унаследованно.

Описываемый участок Пенжинского прогиба находится в пределах Налгимского поперечного поднятия, на южном фланге Орловской морфоструктуры, выделенной [7]. Согласно данным А. П. Кулакова, Г. И. Худякова, С. М. Тащи и Р. И. Никоновой, этот район расположен в зоне пересечения дугообразных разломов Яно-Кольмской мегаморфоструктуры и циркумтихоокеанских линейаментов [2, 8]. С северо-запада по Орловско-Каменскому глубинному разлому он граничит с Мургалским антиклинорием (рис. 1).

Наиболее древними являются грубообломочные терригенные отложения мелового возраста, развитые в северной части района. Они перекрываются песчаниками и алевролитами

палеогена. Последние пользуются преимущественным распространением и залегают практически повсеместно субгоризонтально, лишь на отдельных участках углы их падения достигают 30—40°. Наиболее молодыми являются эффузивы олигоцен-миоценового возраста, развитые в южной и центральной частях района.

Интрузивные образования представлены штокообразными телами кварцевых диоритовых порфириров, диоритовых порфириров, широко развиты дайки. Штокообразные тела и дайки группируются преимущественно в северной и южной частях района. Ограниченно развиты субвулканические тела липаритов. Возраст интрузивных и субвулканических тел, как и эффузивов, определяется олигоцен-миоценом.

Дешифрирование космо (КС)- и радиолокационных (РЛ) снимков, анализ геолого-геофизических материалов и полевые наблюдения позволили выделить линейные и объемно-площадные морфоструктуры (рис. 2).

Линейные морфоструктуры проявлены в рельефе совокупностью вытянутых, чаще отрицательных форм рельефа — долин рек, ручьев, цепочками седловин на гребнях, реже ориентировкой самих гребней. Согласно современным представлениям, подобным морфоструктурам конформны зоны линейных разломов. По ориентировке они группируются следующим образом: СВ 30—35°, СВ 55—60° и СЗ 300—315°. Наиболее значительными представляются разломы с простиранием 30—35°. Они дешифрируются как мощные — до 2,5—3 км шириной, выдержанные по простиранию зоны, морфологически проявлены набором всех перечисленных признаков. Шаг между разломами этой системы составляет около 21 км. В магнитном поле интенсивной положительной аномалией отчетливо фиксируется только Ор-

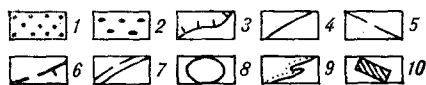
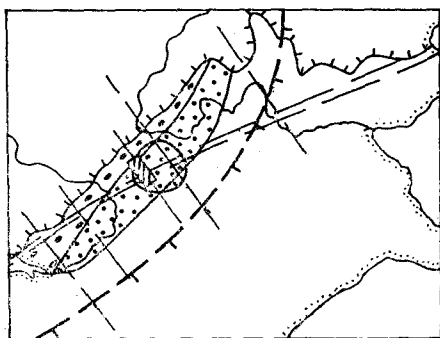


Рис. 1. Положение участка в системе региональных геоморфоструктур.

1 — Пенжинский прогиб; 2 — Мургалский антиклинорий; 3 — граница Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 4 — разломы, ограничивающие Пенжинский прогиб; 5 — зоны поперечных разломов; 6 — граница Яно-Кольмской мегаморфоструктуры; 7 — циркумтихоокеанские линейаменты; 8 — контур Орловской МЦТ; 9 — контур материкового побережья; 10 — описываемый участок.



Рис. 2. Морфогенетическая схема района.

1—7 — разломы: 1 — Орловско-Каменский, 2 — уверенно дешифрирующиеся, 3 — они же, выраженные речными долинами, 4 — локальные, 5 — поперечные буферные, 6 — поперечные диастрофические, 7 — тектонические ступени; 8—10 — границы МЦТ: 8 — купольно-кольцевых диаметром 20—30, 7—11 км; 9 — купольных, 10 — купольно-кольцевых; 11—14 — типы рельефа: 11 — низкорельефный интрузивно-тектоногенных МЦТ: а) нерасчлененный, б) расчлененный, 12 — низкорельефный вулканогенно-интрузивно-тектоногенных МЦТ, 13 — тектоногенный блоковых МФС: а) нерасчлененный (в Пенжинском прогибе), б) расчлененный (в Муральском антиклинории); 14 — аккумулятивный неотектонических впадин; 15 — днища речных долин; 16 — штокообразные интрузии; 17 — границы неотектонических впадин; 18 — рудоносные зоны.

ловско-Каменский разлом. Разломы второй системы — с простиранием  $55-60^\circ$  — экспонированы в рельефе хуже, но все-таки уверенно трассируются долинами рек, цепочками седловин на гребнях, в магнитном поле фиксируются цепочками локальных положительных аномалий. Расстояние между ними составляет 20—21 км. Вышеописанные системы разломов обладали значительной активностью в плейстоцен-четвертичное время.

Разломы северо-западного простирания являются поперечными относительно геологических структур региона. По нашим наблюдениям, они представляют собой зоны мощностью 30—60 км, дешифрирующиеся на много-

зональных и синтезированных КС регионального уровня генерализации. Ограничивающие их буферные линеаменты распознаются по линейной ориентировке долин крупных рек и ландшафтных границ, по полосовидным фотоаномалиям. В эндоструктуре с шагом 10—15 км эшелонированы диастрофические линеаменты, экспонированные в виде полос линейно ориентированных мелких форм рельефа и прослеживающиеся по простиранию на 100—140 км. Линеаментные зоны трассируются цепочками локальных положительных гравитационных аномалий, сопряженных с положительными магнитными аномалиями.

Среди объемно-площадных морфоструктур выделяются блоки, ограниченные линейными разломами и МЦТ. Последние располагаются в эндоструктуре зон поперечных разломов и «нанизаны» на диастрофические линеаменты. МЦТ дешифрируются на РЛ и КС по характерному концентрически-зональному и радиально-лучистому расположению орогидрографических элементов. Фоновые высоты водоразделов и вертикальная расчлененность рельефа в пределах МЦТ обычно центростремительно увеличиваются. Центральная симметрия расположения орогидрографических элементов предопределена центральной симметрией конформной геологической структуры — концентрическими и радиальными разломами, а также пликативными дислокациями стратифицированных толщ. МЦТ образуют дискретный ряд с диаметрами 20—30 и 7—11 км, при этом морфоструктуры меньших размеров обычно телескопированы в более крупные.

Из МЦТ диаметром 20—30 км наиболее правильные концентрические ограничения имеет Орловкинская (по В. В. Лебедеву) купольно-кольцевая морфоструктура. Рельеф в ее пределах характеризуется центростремительным нарастанием фоновых высот водоразделов и сменой нерасчлененного низкорельефа по периферии расчлененным в центральной части. Она осложнена МЦТ меньших размеров, кольцевыми разломами, среди которых выделяются кон- и эксцентричные системы. Гидросеть имеет радиально-центробежный, радиально-центростремительный и концентрический рисунок. На склонах речных долин сохранились фрагменты эрозионных уровней, которые прослеживаются от верховьев до горного устья долин и «повисают» над обрамлением морфоструктуры. В центральных частях морфоструктуры обнажаются конгломераты и песчаники мела, обрамленные породами палеогена. Падевание пород по периферии МЦТ кругое периклинальное. Магматические тела характеризуются пестрым составом (липариты, кварцевые диоритовые порфириды, диоритовые порфириды, базальты) и сложной морфологией. Они

прорывают периклинально залегающие терригенные образования мелового и палеогенового возраста. Интрузивные тела расположены по центрам МЦТ и в соответствии с каркасными элементами осложняющих ее более мелких морфоструктур.

Среди МЦТ диаметром 7—11 км выделяются купольные и купольно-кольцевые (по классификации [5]), с ними связана повышенная рудоносность. В районе выделяется семь морфоструктур этого типа (см. рис. 2), каждая из которых имеет свои особенности геолого-геоморфологического строения. Так, Среднеорловская купольная МЦТ, расположенная в пределах Орловкинской купольно-кольцевой морфоструктуры, имеет дугообразные очертания, в центре ее обнажаются кварцевые диоритовые порфириды и многочисленные дайкообразные тела. Последние имеют преимущественно радиальное расположение. Долины рек, ограничивающие морфоструктуру, — сквозные, с асимметричным поперечным профилем, что объясняется боковым смещением тальвега в результате воздымания купола. На существование восходящих движений указывают наблюдаемые в зоне ограничивающего купол кольцевого разлома зеркала скольжения по трещинам скалывания, падающим периклинально под углом 50°. Эти данные согласуются с экспериментальными результатами [3].

Купольные МЦТ, развитые в южных частях района, сложены эффузивами олигоцен-миоцена, ассоциирующими со штокообразными телами кварцевых диоритовых порфиритов и дайками диоритовых порфиритов. Породы палеогена, обрамляющие эффузивы по периферии морфоструктур, залегают периклинально. Хорошо развиты радиальные и концентрические разломы, трассирующиеся долинами ручьев или выполненные дайками. В некоторых случаях по радиальным разломам образованы грабен-долины и горстовые поднятия, в которые вовлечены сопряженные секторы МЦТ. Дайки диоритовых порфиритов при преимущественном северо-западном простирании часто расположены радиально по отношению к центрам морфоструктур. Вероятно, дайкообразные тела являются наиболее поздними дифференциатами магматических очагов, формирующих морфоструктуры.

Рудоносные образования, расположенные в современном денудационном срезе в пределах полей или зон пропилитизированных пород, представлены штокверкообразными зонами кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-карбонат-сульфидных прожилков. Наиболее крупные поля пропилитов обнажаются в центральных частях, а менее значительные — по периферии куполовидных МЦТ диаметром 7—11 км, концентрируясь в зонах кольцевых раз-

ломов. По заключению М. Л. Гельмана, может быть намечено три ступени пропилитизации: хлорит-серицитовая, биотитовая и эпидотовая субфаций метаморфизма, — повсеместно широко развита пиритизация. Распределение полезного компонента в пропилитах неравномерное. Повышенные его содержания характерны для зон кварцевого прожилкования и сопровождаются повышенным содержанием мышьяка, сурьмы, серебра. Из рудных минералов (кроме пирита) встречаются арсенопирит, галенит, сфалерит, магнетит, касситерит, самородное золото.

Полевые наблюдения (отмечающие уменьшение интенсивности метасоматических изменений на более высоких гипсометрических уровнях), результаты кристалломорфологического анализа пирита (преобладание комбинации куба с другими простыми формами) свидетельствуют о незначительном денудационном вскрытии рудоносных образований.

Учитывая современные представления о генезисе МЦТ и используя принцип геолого-геоморфологической конформности [6, 8], описанные морфоструктуры можно рассматривать как экспонированные в рельефе магматогенно-рудные центры олигоцен-миоценового возраста. Поступление интрателлурического вещества происходило дискретно по субвертикальным магмо- и рудоподводящим каналам, имевшим фиксированное пространственное положение и располагающимся в узлах пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания. В результате продвижения магматического очага к поверхности сокращались площади, участвующие в структурообразовании, что привело к вложению мелких МЦТ в более крупные. Размеры МЦТ (диаметры 20—30 и 7—11 км) с учетом представлений [1] о глубинности заложения подобных структур позволяют предполагать, что генерирующие их очаги располагаются соответственно на глубинах около 10—15 и 3,5—5,5 км. Это согласуется с данными [4] магнитотеллурического зондирования, выявившего в краевых частях Пенжинского прогиба на глубинах 10—15 и 3—7 км области повышенной электропроводности, которые могут быть сопоставлены с астенолинзами. Пространственная связь рудоносных образований с МЦТ диаметром 7—11 км свидетельствует о расположении рудогенерирующего источника на глубинах 3,5—5,5 км.

Завершился процесс конструктивного эндоморфогенеза массовым внедрением даек и интенсивной гидротермальной деятельностью. Дальнейшее развитие МЦТ происходило унаследованно, а восходящие движения явились основным фактором формирования положительных форм рельефа. Реперами, фиксирую-

щими стадии развития морфоструктур в плиоцен-четвертичное время, являются фрагменты эрозионных уровней в бортах долин. Эрозионный срез за этот период не превышает 200—300 м.

**Выводы.** 1. Использование КС в комплексе с геологическими материалами позволило выделить серию магматогенных МЦТ олигоцен-миоценового возраста, представляющих собой структурно-генетический ряд. По ведущему

процессу эндоморфогенеза среди них могут быть выделены интрузивно-тектоногенные (диаметром 20—30 км) и вулканогенно-интрузивно-тектоногенные (диаметром 7—11 км) МЦТ. 2. Рудоносные образования парагенетически связаны с купольными МЦТ диаметром 7—11 км, располагаясь в их центральных частях или по периферии в зонах кольцевых разломов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ежов Б. В. О связях кольцевых морфоструктур с геофизическими оболочками Земли.— В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
2. Кулаков А. П. Гигантские морфоструктуры центрального типа и проблема формирования современного облика материкового побережья Дальнего Востока.— В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
3. Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Механизм формирования концентрических структур над магматическим очагом (по экспериментальным данным).— Геол. и геофиз., 1974, № 10.
4. Мороз Ю. Ф. Глубинное строение юго-запада Пенжинско-Анадырской складчатой зоны по данным МТЗ.— Геол. и геофиз., 1983, № 11.
5. Соловьев В. В. Морфоструктуры центрального типа в горных странах и их классификация.— В кн.: Структурная геоморфология горных стран. М.: Недра, 1975.
6. Тащи С. М., Никонова Р. И. Опыт составления палеогеоморфологических карт с использованием принципа геолого-геоморфологической конформности.— В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
7. Филагорова Н. И., Егоров И. В. и др. Структуры континентальной и переходной земной коры на космических снимках.— М.: Недра, 1984.
8. Худяков Г. И., Кулаков А. П. и др. Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.

Севостгеология  
Магадан

Поступила в редакцию  
29 марта 1985 г.

О. Г. Эпштейн

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС СИЛИЦИТОВ  
ПАЛЕОЗОЙСКОГО И ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ  
РАЙОНА р. ХАТЫРКИ  
(Коряжское нагорье)**

Палеозойский и верхнемеловой эвгеосинклинальный комплексы восточной части Коряжского нагорья содержат два типа кремнистых пород: красные яшмы и серые фтанитоиды. С яшмами закономерно ассоциируют красные аргиллиты, с фтанитоидами — черные глинистые породы. Осадки фтанитоидного ряда (фтанитоиды, аргиллиты) являются восстановленными биогенно-терригенными образованиями, сформировавшимися вне прямого влияния процессов подводного вулканизма. Отложения яшмового ряда представляют собой вулканогенно-осадочные образования.

яшмово-терригенно-спилитовая формации) и существенно терригенно-кремнистую (палеозойские вулканогенно-терригенно-фтанитоидная, фтанитоидная и верхнемеловая фтанитоидно-спилитово-терригенная формации). Яшмы преимущественно сосредоточены в первой группе формаций, а фтанитоиды — во второй.

Палеозойские (девон — пермь) и верхнемеловые (кампан) кремнистые породы широко развиты в восточных районах Коряжского нагорья (бассейны рек Хатырки, Накипейляка, Хайидина, Ваамочки). Они составляют здесь значительную часть мощных эвгеосинклинальных комплексов [1, 7 и др.]. Наряду с силицитами важнейшую роль в строении этих толщ играют эффузивные образования, главным образом спилиты. Тесное совместное нахождение в разрезах кремнистых пород и лав основного состава ставит вопрос о связи кремнеаккумуляции с вулканизмом в ходе формирования палеозойского и верхнемелового эвгеосинклинальных комплексов.

Существенно вулканогенные формации в качестве основных компонентов включают спилиты (55—60% разреза) и яшмы (15—30%); до 25—30% объема могут составлять терригенные (главным образом глинистые) породы; присутствуют известняки (3—5%) и фтанитоиды (до 3—5%) [15].

Кремнистые породы, входящие в состав эвгеосинклинальных комплексов, представлены красными яшмами\* и серыми фтанитоидами. Несмотря на литологическое сходство, эти типы пород существенно отличаются своим поведением в разрезе. Совместно присутствуя в самых разных частях палеозойской и верхнемеловой толщ, они вместе с тем обнаруживают отчетливую тенденцию к пространственной разобщенности и преимущественному сосредоточению в определенных интервалах разреза. По особенностям строения и состава в разрезе рассматриваемых эвгеосинклинальных комплексов выделяется ряд вулканогенно-кремнистых формаций [15], которые по своим главным признакам могут быть объединены в две группы: существенно вулканогенную (палеозойская яшмово-спилитовая и верхнемеловая

В строении существенно терригенно-кремнистых формаций основную роль [15] играют фтанитоиды (более 15—40% разреза) и терригенные (в основном аргиллиты) образования (до 30—75%). Спилиты составляют 10—15% объема формаций; встречаются яшмы (до 1—3%), известняки (до 5%) и эпизодически — туфы и кварцевые кератофиры.

Фтанитоиды и яшмы отличаются также особенностями залегания и характером ассоциирующихся с ними пород.

Яшмы образуют слоистые почти монопородные подразделения мощностью от первых метров до 20—30, изредка 100—150 м, и во всех формациях залегают непосредственно среди спилитов. Отдельные тела спилитов встречаются и в пачках яшм. В яшмовых подразделениях слои этих пород мощностью от 2—5 до 10—20 см разделены прослойками красных аргиллитов. Последние обычно имеют вид тончайших пленок, но в ряде случаев слагают более крупные слойки (от 1—3 мм до 1—2,

\* Здесь и далее используется классификация кремнистых пород, разработанная И. В. Хворовой [11, 12].

изредка 5—7 см). В переслаивании с яшмами иногда участвуют красные гематитизированные известняки, среди которых встречаются и ракушечники. В отдельных случаях яшмы образуют обособленные линзы мощностью до 10—20 см или цепочки линз между потоками спилитов.

Фтанитоиды, как и яшмы, в основном образуют монопородные макрослоистые подразделения, но встречаются и в переслаивании с черными аргиллитами и изредка — с серыми известняками. В отличие от яшм пакеты и пачки фтанитоидов контактируют в разрезах не только со спилитами, но и с другими образованиями: терригенными породами, известняками, пепловыми туфами, кварцевыми кератофирами. Монопородные подразделения фтанитоидов состоят из слоев этих силицитов (обычно от 1—2 до 10—20 см), разделенных тончайшими кремнисто-хлоритовыми пленками. В пачках переслаивания фтанитоидов и аргиллитов мощность слоев обоих типов пород достигает 10—20 см. Встречаются и отдельные слои фтанитоидов (до 30 см), залегающие среди аргиллитов.

Спилиты, являющиеся характернейшим элементом вулканогенно-кремнистых формаций, образуют тела мощностью от первых метров до 150—200 м. Строение мощных тел, как правило, не различимо, но в ряде случаев спилиты имеют хорошо выраженную шаровую отдельность. Эти вулканыты часто интенсивно гематитизированы и рассеяны многочисленными прожилками разного, в том числе кварцевого, состава. Петрографические особенности спилитов свидетельствуют об их первично-магматической природе [4].

Изложенное показывает, что, несмотря на совместное присутствие в разрезах рассматриваемых эвгеосинклинальных комплексов яшм и фтанитоидов, лишь первые проявляют явное и закономерное тяготение к эффузивным образованиям. Это выражается в преимущественном сосредоточении яшм в существенно вулканогенных формациях и в том, что во всех формациях яшмы всегда контактируют непосредственно с телами спилитов. Данное обстоятельство позволяет полагать, что лишь яшмы (и ассоциирующие с ними осадочные породы) сформировались под непосредственным воздействием вулканических процессов. Характер такого влияния более отчетливо выявляется при анализе вещественного состава силицитов и ассоциирующих с ними глинистых пород.

## ЛИТОЛОГИЯ

Среди рассматриваемых кремнистых и глинистых пород независимо от их возраста выделяется ряд типов.

Яшмы по особенностям химического состава (о чем речь пойдет далее), а также по характеру залегания и отчасти микротекстурным признакам подразделяются на «обычные» и «железистые».

Яшмы «обычные» слагают все слоистые пачки и пакеты. По содержанию свободного кремнезема\* среди 22 проанализированных образцов яшм (табл. 1) наблюдается следующее соотношение разновидностей: чистые яшмы — 4 обр., глинистые — 16 обр. и сильно глинистые — 2 обр., или соответственно 18, 73 и 9%. Следует отметить, что сильно глинистые яшмы наряду с красными аргиллитами встречаются в виде тонких прослоек среди чистых и глинистых яшм. Поэтому можно считать, что в составе обычных яшм рассматриваемых комплексов доля сильно глинистой разновидности весьма незначительна (1—2%).

Обычные яшмы в основном состоят из микрорзернистой кварц-халцедоновой массы, пигментированной тонко распыленным гематитом. На фоне окрашенного матрикса хорошо различимы округлые остатки радиолярий, выполненные водяно-прозрачным кварцем. Остатки радиолярий, составляющие 10—30 иногда до 50—70% площади шлифа, распределены неравномерно и лишь изредка образуют отдельные слойки. Какой-либо связи между количеством различных остатков радиолярий в яшмах и валовой кремнистостью пород не наблюдается. Глинистое вещество, заключенное в яшмах, в основном представлено смешанослойным слюда-монтмориллонитовым минералом с небольшим количеством разбухающих слоев. На дифрактограммах этот минерал имеет следующие рефлексы: природный образец 10,2 Å, насыщенный глицерином 9,8 Å, прокаленный 9,9 Å. Подобный слюда-монтмориллонитовый минерал преобладает в проанализированных образцах фтанитоидов и глинистых пород, рассматриваемых ниже. Чтобы не повторяться, дифрактометрическая характеристика этого минерала далее не приводится. Рентгеноструктурный анализ выполнен в ПГО Севостгеология.

Яшмы «железистые» встречены только в небольших линзах. Эти силициты внешне не отличаются от обычных яшм, а по содержанию  $\text{SiO}_2(\text{своб})$  близки к чистой разновидности (см. табл. 1). В одном из проанализированных образцов железистых яшм (обр. 29-4) вообще отсутствуют признаки биогенных продуктов, а в другом (обр. 4рл) реликты органогенной структуры различимы.

\* Методика определения количества  $\text{SiO}_2(\text{своб})$  в кремнистых породах и классификация последних даны в примечании к табл. 1.

Красные аргиллиты обладают массивной текстурой и по цвету не отличаются от яшм. Они почти нацело сложены глинистой массой, окрашенной окисными соединениями железа, и содержат немногочисленные алевритовые зерна плагиоклаза, кварца, чешуйки слюд, остатки раковин радиолярий и кремневых спикул губок. По данным рентгеноструктурного анализа, глинистое вещество в основном представлено смешанослойным минералом с малым содержанием разбухающих пакетов. В породах присутствует свободный кремнезем. Он устанавливается и в шлифах (мелкие кремнистые линзочки), и рентгенометрически — по серии базальных рефлексов 1,54; 1,81 и 3,34 Å. Валовое содержание  $\text{SiO}_2$  в красных аргиллитах в среднем составляет 64,05% (см. табл. 1).

Фтанитоиды, как и яшмы, неслоисты. Из 22 проанализированных образцов (см. табл. 1) 7 принадлежат чистой разновидности, 11 — глинистой и 4 — сильно глинистой, или соответственно 32, 50 и 18%. Основываясь на этих цифрах, можно, видимо, считать, что среди фтанитоидов роль сильно глинистой разновидности существенно выше, чем среди яшм. Во фтанитоидах кремнистое вещество представлено микрозернистой халцедон-кварцевой массой. Распознаваемые остатки радиолярий наблюдаются почти в половине изученных шлифов, встречаются и остатки кремневых спикул губок. Остатки раковин радиолярий неравномерно распределены в породах и занимают до 20—40% площади шлифа. Как и в случае яшм, отсутствует зависимость между количеством остатков радиолярий и валовой кремнистостью пород. Глинистое вещество, содержащееся во фтанитоидах, по данным рентгеноструктурного анализа, в основном характеризуется смешанослойным слюда-монтмориллонитовым составом.

Аргиллиты, ассоциирующие с фтанитоидами, имеют черный цвет и массивную иногда горизонтально-слоистую текстуру. Сложены глинистой массой, содержащей алевритовый материал (обычно менее 10—30%): листочки слюд, зерна кварца, плагиоклаза, реже апатита и эпидота. Пелитовое вещество пород обладает оптическими характеристиками гидрослюды, а по результатам рентгеноструктурного изучения имеет слюда-монтмориллонитовый состав с преобладанием гидрослюдистого компонента. В аргиллитах присутствует некоторое количество свободного кремнезема, который распознается и на дифрактограммах, и в шлифах. Валовое содержание  $\text{SiO}_2$  в черных аргиллитах в среднем составляет 60,60%, что заметно ниже, чем в красных (см. табл. 1).

Согласно вышеизложенному, по основным характеристикам строения и вещественного состава обычные яшмы близки фтанитоидам, а красные аргиллиты — черным. Это указывает на то, что рассматриваемые силициты и ассоциирующие с ними глинистые породы образуют два весьма сходных («параллельных») породных ряда: яшмовый (яшмы, красные аргиллиты) и фтанитоидный (фтанитоиды, черные аргиллиты). Из-за разного отношения к процессам подводного вулканизма осадки яшмового и фтанитоидного рядов имеют определенные отличия. Отложения яшмового ряда, для которых в отличие от фтанитоидов и черных аргиллитов характерна самая тесная и непосредственная связь с проявлениями подводной вулканической деятельности, отличаются повышенной кремнистостью и преобладаем в их составе окисного железа. Отличительные особенности пород яшмового и фтанитоидного рядов в еще большей мере выявляются при анализе их химического состава.

Ниже рассматриваются те компоненты, которые наиболее важны [11] для характеристики силицитов.

**Алюминий и титан.** В осадочных породах, не содержащих пирокластического материала, эти элементы выступают как компоненты терригенного вещества и в известной степени как мера его количества [10, 12]. В изученных кремнистых и глинистых породах Al и Ti прямо коррелируются между собой, их содержание в осадках последовательно увеличивается с уменьшением количества свободного кремнезема (табл. 2, рис. 1).

Во всех разновидностях силицитов и в глинистых породах соотношение между титаном и алюминием (см. табл. 2) находится в узком интервале (0,03—0,07), что можно, видимо, рассматривать как свидетельство устойчивости количественных связей этих элементов в терригенном веществе указанных отложений.

**Железомарганцево-титановый модуль.** Этот показатель, отвечающий отношению суммы железа и марганца в осадке к количеству содержащегося в нем титана, был предложен Н. М. Страховым [9] в качестве объективного критерия для установления эксгальтивной (гидротермальной) составляющей в отложениях океана; при этом было показано, что значение модуля  $>25$  указывает на существенный привнос в осадок эндогенного вещества.

Как видно из табл. 2, в породах фтанитоидного ряда величина модуля существенно меньше 25 и колеблется от 10 до 21\*, что говорит

\* Здесь и далее приводятся только средние значения содержания элементов в выделенных типах и разновидностях пород.

## Химический состав кремнистых

№ п/п	Номер образца	Формация	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>Яшмы обычные</b>													
<i>Чистые</i>													
1	27-10	ЯТС	86,32	0,06	1,86	1,66	0,30	0,84	4,79	0,07	0,08	0,07	4,27
2	1-рл	ЯТС	93,79	0,06	0,77	2,65	0,01	0,22	1,31	0,49	0,06	0,10	0,72
3	12-2	ЯС	91,54	0,10	0,89	3,33	0,01	0,28	2,40	0,05	Не обн.	0,06	1,08
4	46-4	Ф	88,92	0,08	1,59	1,77	0,06	0,50	3,25	0,09	0,23	Сл.	3,20
<i>Глинистые</i>													
5	28-6	ЯТС	85,42	0,19	5,48	3,33	0,31	1,18	1,08	0,52	1,39	0,09	1,20
6	28-8	ЯТС	87,37	0,22	5,29	2,60	0,34	1,20	0,41	0,29	0,84	0,09	1,11
7	35-17/3	ЯТС	87,59	0,23	5,11	3,02	0,38	0,85	0,91	0,23	0,62	0,10	1,38
8	35-17/4	ЯТС	85,29	0,29	6,10	2,66	0,30	1,40	0,62	0,32	1,09	0,12	1,59
9	35-17/5	ЯТС	91,58	0,11	2,96	2,43	0,41	0,67	0,39	0,13	0,46	0,19	0,66
10	35-20	ЯТС	87,41	0,22	5,15	3,31	0,32	1,20	0,50	0,21	1,00	0,08	1,10
11	11рл	ЯТС	84,58	0,26	6,12	3,66	0,17	1,23	0,46	0,23	1,30	0,07	1,51
12	17рл	ЯТС	85,28	0,16	5,85	3,33	0,16	0,95	0,77	0,32	1,55	0,11	1,45
13	1-4	ЯС	90,17	0,12	3,61	2,55	0,07	0,87	0,39	0,26	0,78	0,06	1,00
14	9-18	ЯС	91,32	0,13	2,28	1,89	0,03	0,67	1,24	0,13	0,25	0,05	1,69
15	12-1	ЯС	89,92	0,10	1,58	3,99	0,04	0,73	1,70	0,05	0,06	0,08	1,85
16	39-29	Ф	92,27	0,06	2,70	1,54	0,12	0,66	0,49	0,05	0,43	0,05	1,18
17	39-31	Ф	88,89	0,15	2,91	2,11	0,11	0,73	2,16	0,13	0,42	0,03	2,62
18	39-33/2	Ф	89,59	0,15	4,00	2,22	0,08	0,95	0,31	0,13	1,00	0,02	1,47
19	521/3	Ф	89,58	0,13	3,17	2,66	0,35	1,12	1,55	0,13	0,06	0,14	1,43
20	46-3	Ф	91,65	0,13	3,34	2,00	0,02	0,62	0,39	0,16	0,48	0,08	1,20
<i>Сильно глинистые</i>													
21	33рл	ЯТС	72,16	0,48	13,08	4,45	0,17	1,57	1,16	2,07	2,76	0,16	2,40
22	35-21	ЯТС	77,05	0,40	9,99	4,44	0,27	1,87	0,85	0,59	2,54	0,23	2,14
<b>Железистые яшмы</b>													
23	29-4	ЯТС	87,12	0,04	1,02	10,63	0,04	0,18	0,58	0,05	0,04	0,09	0,20
24	4рл	ЯТС	87,75	0,05	2,29	4,88	0,02	1,12	2,16	0,05	0,04	0,07	1,24
<b>Красные аргиллиты</b>													
25	35-34	ЯТС	61,85	0,82	16,00	7,76	0,19	2,35	2,01	2,20	2,97	0,15	3,61
26	28-8/1	ЯТС	64,70	0,75	15,61	7,43	0,54	1,79	1,31	2,47	3,09	0,13	2,67
27	529/2	ФСТ	65,62	0,64	14,61	7,21	0,22	1,79	1,54	2,20	2,97	0,27	3,20
<b>Фтанитоиды</b>													
<i>Чистые</i>													
28	59-4	ФСТ	91,83	0,10	1,54	2,14	0,05	0,60	1,84	0,19	0,13	0,03	1,50
29	9-21	Ф	94,14	0,05	1,75	1,22	Сл.	0,50	0,70	0,05	0,17	0,03	1,17
30	12-18	ЯС	94,45	0,11	2,26	1,42	0,08	0,60	0,25	0,13	0,04	0,04	0,44
31	24-2	Ф	95,61	0,06	1,50	1,42	0,04	0,48	0,25	0,13	0,09	0,08	0,34
32	25-6	ВТФ	94,99	0,02	1,75	0,89	0,04	0,56	0,77	0,05	0,06	Следы	0,73
33	31-1	Ф	93,66	0,11	2,12	1,89	0,12	0,54	0,58	0,09	0,19	0,05	0,83
34	45-1	Ф	95,88	0,10	1,31	1,11	0,01	0,28	0,15	0,07	0,17	0,02	0,79
<i>Глинистые</i>													
35	28-10	ЯТС	86,27	0,17	3,85	2,77	0,08	1,06	2,47	0,26	0,36	0,22	2,33
36	60-1	ФСТ	92,16	0,15	2,29	1,67	0,04	0,72	0,84	0,23	0,36	0,03	1,14
37	6-4	Ф	88,47	0,08	2,07	2,11	0,29	0,62	2,74	0,59	0,15	0,04	3,09
38	9-4	ВТФ	83,89	0,19	5,31	2,65	0,17	0,95	2,01	0,72	0,66	0,08	3,02
39	9-7	ВТФ	91,78	0,11	2,64	1,44	0,06	0,45	0,93	0,19	0,39	0,09	1,49
40	9-12	ЯС	90,68	0,15	3,41	1,44	0,03	0,73	0,77	0,23	0,63	0,08	1,48
41	9-14	ЯС	88,93	0,15	3,25	3,22	0,09	0,90	0,93	0,90	0,17	0,03	1,77
42	9-19	ЯС	81,85	0,25	3,80	2,66	0,08	1,34	4,33	0,16	0,53	0,13	4,89
43	23-2	Ф	92,22	0,16	3,32	1,99	Следы	0,45	0,23	0,19	0,66	0,02	0,72
44	36-8	ЯС	85,46	0,18	5,43	2,33	0,22	0,78	1,78	1,16	0,42	0,11	2,05
45	8-А	Ф	88,91	0,19	3,84	2,55	0,06	0,90	0,77	0,29	0,30	0,12	1,87



## и глинистых пород (в %)

Сумма	—H <sub>2</sub> O	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	+H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Сорг	SiO <sub>2</sub> (своб.)	Ti	Al	Fe <sub>обш</sub>	Fe <sup>3+</sup>	Mn	Fe+Mn Ti	P
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
<b>Яшмы обычные</b>														
<i>Чистые</i>														
100,32	0,11	0,99	0,56	0,84	3,52	0,03	90,69	0,04	0,97	1,16	0,39	0,23	34	0,03
100,18	0,24	0,85	1,73	0,68	0,35	Не обн.	93,45	0,04	0,40	1,83	0,39	0,01	46	0,04
99,68	0,04	0,70	2,53	0,40	1,04	0,03	92,37	0,03	0,46	2,33	1,77	0,01	39	0,04
99,69	0,07	0,89	0,78	1,16	2,20	0,03	91,00	0,05	0,83	1,24	0,55	0,05	26	Следы
<i>Глинистые</i>														
100,19	0,07	0,89	2,34	1,46	—	Не обн.	76,21	0,11	2,85	2,33	1,64	0,24	23	0,04
99,76	0,10	1,18	1,29	1,10	0,06	0,01	79,51	0,13	2,75	1,82	0,90	0,26	16	0,04
100,42	0,12	1,70	1,14	1,46	—	0,02	80,12	0,14	2,66	2,11	0,80	0,29	17	0,04
99,78	0,10	1,70	0,77	1,44	—	0,01	76,16	0,17	3,17	1,86	0,54	0,23	12	0,05
99,69	0,01	0,96	1,35	0,76	—	0,02	87,14	0,07	1,54	1,70	0,95	0,09	26	0,08
100,50	0,10	1,93	1,17	1,42	0,06	0,02	79,78	0,13	2,68	2,32	0,82	0,25	20	0,04
99,63	0,06	1,41	2,09	1,58	—	0,05	75,40	0,16	3,18	2,56	1,46	0,13	17	0,03
99,94	0,09	1,34	1,84	1,78	—	0,03	76,51	0,10	3,04	2,33	1,29	0,12	25	0,05
99,65	0,07	1,70	0,66	1,14	—	Не обн.	84,76	0,07	1,88	1,79	0,46	0,05	26	0,03
99,68	0,08	1,04	0,74	1,26	0,70	0,03	89,34	0,08	1,19	1,32	0,52	0,02	17	0,02
100,10	0,10	1,26	2,59	0,90	0,97	0,01	89,47	0,06	0,82	2,70	1,81	0,03	47	0,04
99,55	0,04	0,64	0,83	1,22	—	0,03	88,22	0,04	1,40	1,08	0,56	0,09	29	0,03
100,20	0,15	1,00	1,00	1,38	1,36	0,03	85,99	0,09	1,51	1,48	0,70	0,09	17	0,01
99,92	0,14	0,63	1,52	1,42	—	0,02	83,59	0,09	2,08	1,55	1,07	0,06	18	0,01
100,32	0,08	1,06	1,48	0,74	0,88	Не обн.	86,66	0,08	1,65	1,86	1,04	0,27	27	0,06
100,07	0,15	1,07	0,81	1,22	—	0,01	86,64	0,08	1,74	1,40	0,57	0,02	18	0,04
<i>Сильно глинистые</i>														
100,46	0,16	1,03	2,74	2,80	—	0,03	53,63	0,29	6,93	3,11	1,92	0,13	11	0,07
100,37	0,19	1,59	2,63	2,18	—	Не обн.	63,03	0,24	5,29	3,11	1,88	0,21	14	0,10
<b>Железистые яшмы</b>														
99,99	0,04	1,72	8,72	0,43	0,03	0,02	83,60	0,02	0,53	7,44	6,10	0,03	373	0,04
99,67	0,08	1,63	3,07	1,22	—	Не обн.	84,31	0,03	1,20	3,42	2,15	0,02	114	0,03
<b>Красные аргиллиты</b>														
99,91	0,27	0,85	6,82	3,82	—	0,04	—	0,49	8,48	5,43	4,77	0,15	11	0,07
100,49	0,18	1,29	6,00	2,76	—	Не обн.	—	0,45	8,27	5,20	4,20	0,42	12	0,06
100,27	0,48	1,07	6,02	3,04	—	0,01	—	0,38	7,74	5,05	4,21	0,17	14	0,12
<b>Фанитоиды</b>														
<i>Чистые</i>														
100,23	0,04	1,36	0,63	0,66	1,23	0,02	90,25	0,06	0,80	1,50	0,44	0,04	26	0,01
99,78	0,04	0,70	0,44	0,82	—	0,02	91,51	0,03	0,91	0,85	0,31	Сл.	28	0,01
99,82	0,09	1,18	0,11	0,53	0,12	0,04	91,30	0,06	1,17	0,99	0,08	0,06	16	0,02
100,00	0,03	1,14	0,16	0,62	0,11	0,05	93,64	0,04	0,78	0,99	0,11	0,03	25	0,04
99,86	0,05	0,42	0,42	0,60	—	0,03	92,31	0,01	0,91	0,62	0,29	0,03	54	Сл.
100,18	0,06	1,25	0,50	0,92	0,25	0,08	90,89	0,07	1,10	1,32	0,35	0,09	20	0,02
99,89	0,09	0,41	0,65	0,80	—	0,08	93,90	0,06	0,68	0,78	0,45	0,01	13	0,01
<i>Глинистые</i>														
99,87	0,03	2,00	0,55	1,20	1,54	0,01	83,54	0,10	2,00	1,94	0,39	0,06	20	0,10
99,85	0,07	1,08	0,47	0,95	0,46	0,03	89,25	0,09	1,20	1,17	0,33	0,03	13	0,01
100,25	0,13	0,74	1,29	1,32	1,90	Не обн.	89,04	0,05	1,08	1,48	0,90	0,22	34	0,02
99,65	0,18	1,41	1,07	2,06	1,10	0,11	77,80	0,11	2,76	1,86	0,75	0,13	18	0,04
99,57	0,13	0,78	0,57	1,42	—	0,02	87,82	0,07	1,37	1,01	0,40	0,05	16	0,04
99,63	0,08	0,99	0,34	1,44	—	0,04	85,56	0,09	1,77	1,01	0,24	0,02	11	0,04
100,34	0,13	1,26	1,82	1,36	0,44	0,17	84,98	0,09	1,69	2,25	1,27	0,07	26	0,01
100,02	0,19	1,74	0,73	1,76	3,30	—	82,36	0,15	1,98	1,86	0,51	0,06	13	0,06
99,96	0,07	1,73	0,06	1,00	—	0,03	87,25	0,10	1,73	1,39	0,04	Сл.	14	0,01
99,92	0,10	1,77	0,37	1,26	1,24	0,09	79,55	0,11	2,82	1,63	0,26	0,17	16	0,05
99,80	0,14	1,26	1,15	1,48	0,11	0,03	83,03	0,11	2,00	1,78	0,80	0,05	16	0,05

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Сильно глинистые</i>													
46	27-3	ЯТС	82,94	0,35	7,43	3,44	0,13	1,06	1,10	0,52	1,12	0,07	0,16
47	9-1	ВТФ	82,78	0,30	6,36	3,88	0,17	1,18	1,08	0,86	1,00	0,06	2,49
48	9-7/1	ВТФ	83,40	0,24	6,59	3,11	0,14	0,84	0,85	0,23	1,99	0,02	2,25
49	25-7	ВТФ	77,88	0,52	8,95	4,33	0,07	1,40	0,31	0,93	1,83	0,19	3,23
<i>Аргиллиты</i>													
50	36-4	ВТФ	60,60	0,71	16,87	7,21	0,48	3,47	3,17	3,41	1,09	0,26	3,00
51	36-7	ВТФ	62,00	0,99	17,01	6,12	0,57	2,10	2,53	3,01	1,66	0,22	3,19
52	35-36	ЯТС	56,00	0,84	19,07	8,43	0,14	3,13	1,08	2,78	2,85	0,23	5,17
53	29-6	ФСТ	58,22	1,05	17,22	8,43	0,31	2,80	2,16	2,40	2,05	0,31	5,44
54	28-13/1	ЯТС	61,08	1,03	17,37	6,32	0,08	1,68	1,55	2,30	2,23	0,08	6,30
55	538	ФСТ	62,69	0,69	18,63	5,77	0,18	2,13	0,93	2,78	2,97	0,17	3,37
56	29-9	ФСТ	63,43	0,71	17,03	7,54	0,31	2,13	0,77	2,37	2,23	0,12	3,72
57	59-1	ФСТ	60,77	0,86	16,75	7,10	0,14	3,60	2,37	3,77	1,67	0,25	3,37

Примечание. Формации: ВТФ — вулканогенно-фтанитоидная, ЯТС — яшмово-спилитовая, Ф — фтанитоидная, ФСТ — фтанитоидно-спилитово-терригенная, ЯТС — яшмово-терригенно-спилитовая. Разновидности кремнистых пород: чистые ( $\text{SiO}_2(\text{своб}) > 90\%$ ), глинистые ( $\text{SiO}_2(\text{своб}) 75-90\%$ ), сильно глинистые ( $\text{SiO}_2(\text{своб}) 50-75\%$ ). Содержание  $\text{SiO}_2(\text{своб})$  вычислено по методике И. В. Хворовой [11] и равно  $\text{SiO}_2(\text{общ}) - 1,5\text{Al}_2\text{O}_3$  в пересчете на бескарбонатное вещество. Химические анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО Севостгеология.

об отсутствии экскалятивной составляющей в данных отложениях и подтверждает сделанный ранее вывод о формировании осадков фтанитоидного ряда вне прямого влияния процессов подводного вулканизма. Таким образом, с позиции выявления эндогенного вещества в яшмах и красных аргиллитах отложения фтанитоидного ряда можно рассматривать как своего рода биогенно-терригенный осадочный

фон. Наблюдаемое уменьшение величины железомарганцево-титанового модуля от чистых фтанитоидов к аргиллитам (см. табл. 2) связано, очевидно, с последовательным возрастанием в этом направлении размерности терригенного (главным образом глинистого) материала. Такой вывод обосновывается на установленной для осадков океана закономерности, что элементы железомарганцевой группы кон-

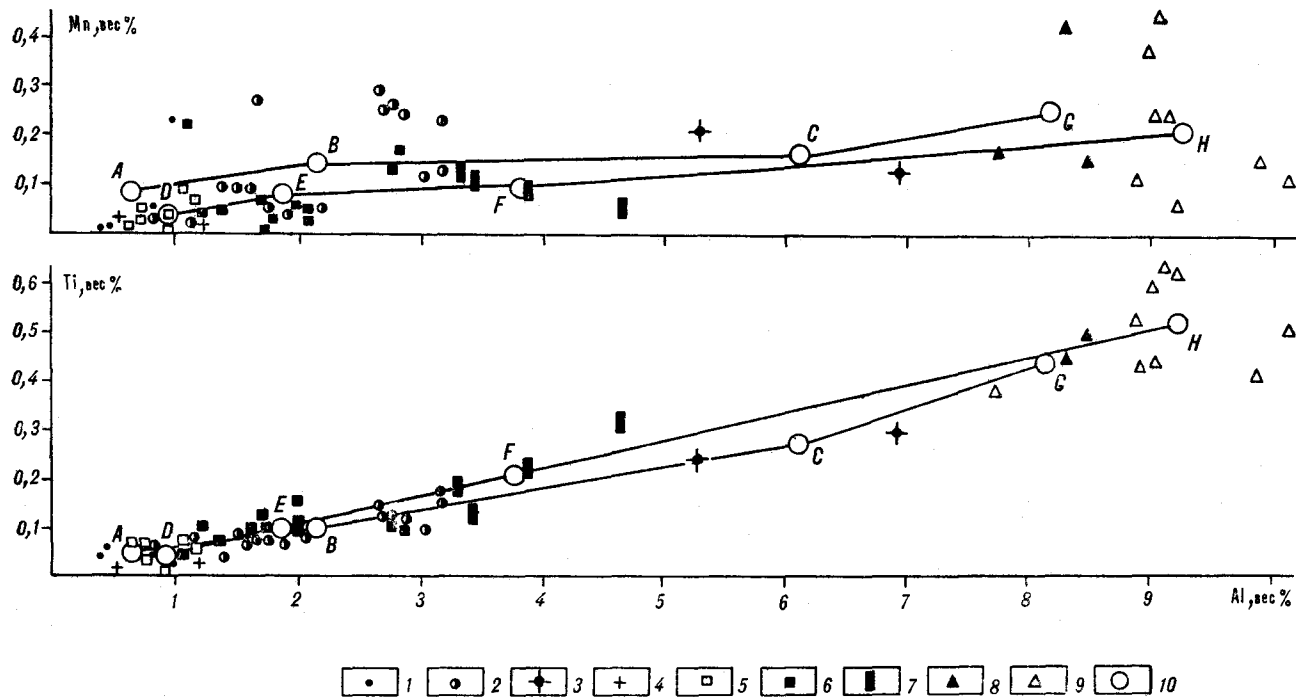


Рис. 1. Соотношения титана и марганца с алюминием в породах яшмового и фтанитоидного рядов. 1—3 — яшмы обычные: 1 — чистые, 2 — глинистые, 3 — сильно глинистые; 4 — железистые; фтанитоиды: 5 — чистые, 6 — глинистые, 7 — сильно глинистые; 8 — красные аргиллиты; 9 — аргиллиты; 10 — средние содержания элементов в породах: обычные яшмы чистые — А, глинистые — В, сильно глинистые — С; фтанитоиды чистые — Д, глинистые — Е, сильно глинистые — F, красные аргиллиты — G; аргиллиты — H.

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
<i>Сильно глинистые</i>														
100,23	0,22	2,37	0,81	2,00	0,33	0,01	72,37	0,21	3,86	2,41	0,57	0,10	12	0,03
100,16	0,22	2,29	1,34	2,48	—	0,06	72,23	0,18	3,31	2,72	0,94	0,13	16	0,03
99,66	0,23	1,48	1,47	2,44	—	0,09	73,52	0,14	3,43	2,18	1,03	0,11	16	0,01
99,64	0,35	1,92	2,20	2,75	0,33	0,44	64,81	0,31	4,65	3,03	1,54	0,05	10	0,08
<i>Аргиллиты</i>														
100,27	0,11	5,23	1,40	3,64	—	0,15		0,43	8,94	5,05	0,98	0,37	13	0,11
100,40	0,20	5,40	1,00	3,42	0,10	0,10		0,59	9,02	4,98	0,77	0,44	9	0,10
99,72	0,44	5,16	2,70	5,58	—	Не обн.		0,50	10,11	5,90	1,89	0,11	12	0,11
100,29	0,72	5,29	2,56	4,70	1,76	»		0,63	9,13	5,90	1,79	0,24	10	0,14
100,02	1,55	2,74	3,28	4,66	1,83	0,14		0,62	9,21	4,42	2,30	0,06	7	0,04
100,31	0,11	3,32	2,08	3,82	—	0,12		0,41	9,87	4,04	1,46	0,14	10	0,07
100,36	0,21	4,43	2,62	3,96	—	0,26		0,43	9,03	5,28	1,83	0,24	13	0,05
100,40	0,13	4,49	2,10	3,29	0,24	0,14		0,52	8,88	4,97	0,47	0,11	10	0,11

центрируются в наиболее тонких пелитовых фракциях [10].

Сходная тенденция падения величины (Fe + Mn): Ti от чистых силицитов к глинистым породам (от 36 до 12, см. табл. 2) наблюда-

ется и в отложениях яшмового ряда; и здесь она имеет, по-видимому, аналогичную причину — направленное изменение структуры терригенного вещества. Вместе с тем общий уровень значений модуля в яшмовом ряду выше,

Таблица 2

Средние абсолютные и относительные содержания элементов в кремнистых и глинистых породах, %

Компонент	Яшмы					Красные аргиллиты	Фтаниитоиды			Аргиллиты
	Обычные			Железистые			Чистые	Глинистые	Сильно глинистые	
	Чистые	Глинистые	Сильно глинистые	Обр. 29-4	Обр. 4рл					
Fe <sub>общ</sub>	1,65	1,89	3,11	7,44	3,42	5,23	1,01	1,58	2,59	5,07
Fe <sup>+++</sup>	0,98	0,95	1,90	6,10	2,15	4,39	0,29	0,53	1,02	1,56
Mn	0,08	0,14	0,17	0,03	0,02	0,25	0,04	0,08	0,10	0,21
Ti	0,05	0,10	0,26	0,02	0,03	0,44	0,05	0,10	0,21	0,52
Al	0,67	2,13	6,11	0,53	1,20	8,16	0,91	1,85	3,81	9,27
$\frac{Fe_{общ}}{Al}$	2,46	0,88	0,51	14,04	2,85	0,64	1,11	0,80	0,68	0,55
$\frac{Fe^{+++}}{Al}$	1,46	0,45	0,31	11,51	1,79	0,54	0,32	0,29	0,27	0,17
$\frac{Mn}{Al}$	0,12	0,07	0,03	0,06	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02
$\frac{Ti}{Al}$	0,07	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,05	0,03	0,06
$\frac{Fe + Mn}{Ti}$	36	22	13	373	115	12	21	17	13	10
$\frac{Fe^{+++}}{Fe_{общ}}$	59	50	61	82	63	84	29	34	39	31
C <sub>орг</sub>	0,03	0,02	0,03	0,02	Не обн.	0,03	0,05	0,05	0,15	0,15
$\frac{C_{орг}}{Al}$	0,04	0,01	0,01	0,04	—	0,01	0,05	0,03	0,04	0,02
P	0,02	0,04	0,08	0,04	—	0,08	0,02	0,04	0,04	0,09
$\frac{P}{Al}$	0,03	0,02	0,01	0,08	—	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01

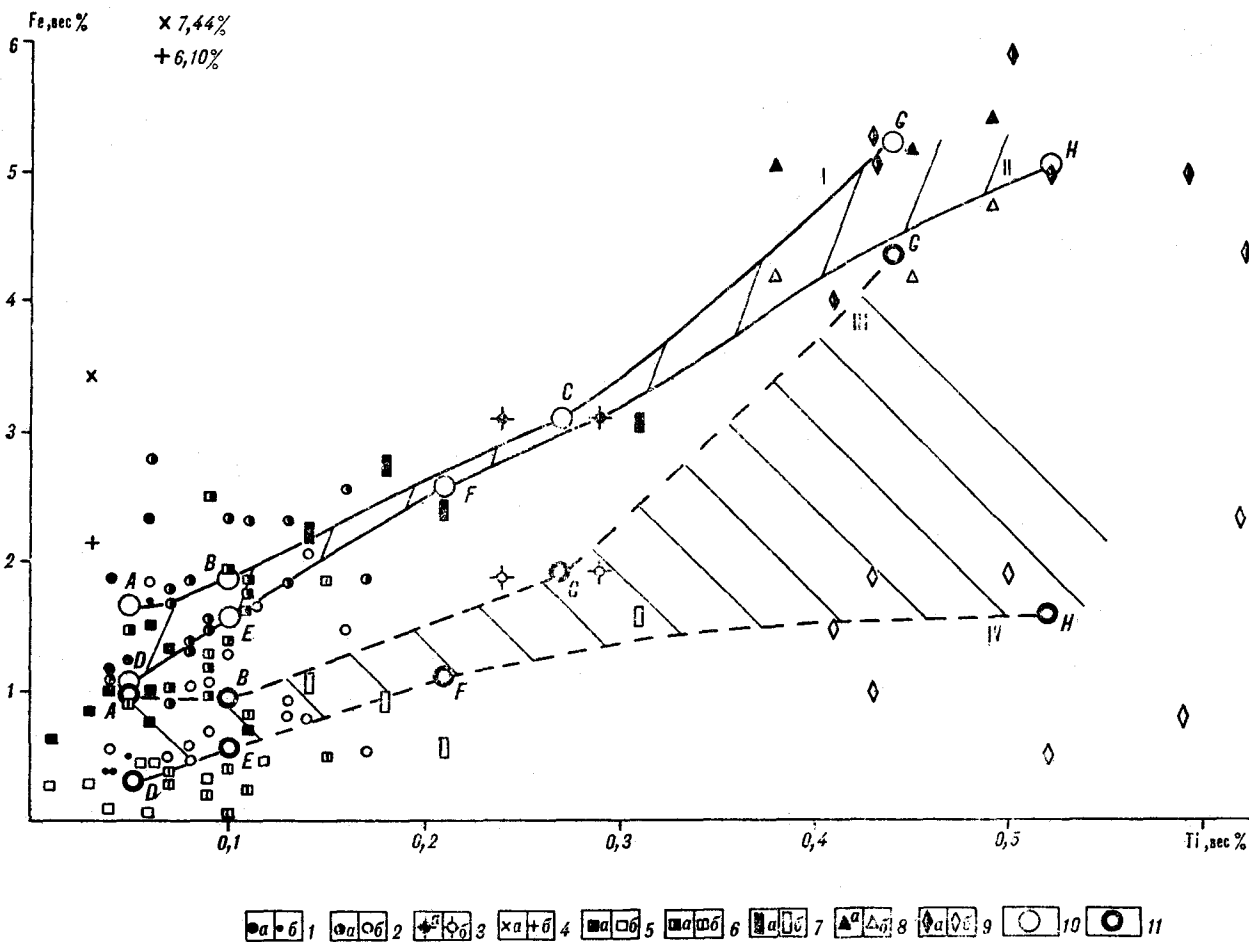


Рис. 2. Валовое и окисное железо в породах яшмового и фтанитоидного рядов.

Содержание валового (а) и окисного (б) железа в образцах пород: яшмы (1-3 — обычные): чистые — 1, глинистые — 2, сильно глинистые — 3, железистые — 4; фтанитоиды: чистые — 5, глинистые — 6, сильно глинистые — 7; красные аргиллиты — 8; аргиллиты — 9. Средние содержания железа валового — 10 и окисного — 11 в породах: яшмы чистые — А, глинистые — В, сильно глинистые — С; фтанитоиды чистые — Д, глинистые — Е, сильно глинистые — F; красные аргиллиты — G; аргиллиты — H. Линии средних содержаний железа: валового — I и окисного — II в породах яшмового ряда, валового — III и окисного — IV в отложениях фтанитоидного ряда. Заштрихованные поля показывают прирост валового и окисного железа в породах яшмового ряда сравнительно с осадками «фонового» фтанитоидного ряда.

чем в биогенно-терригенном фтанитоидном. По сравнению с соответствующими по кремнистости и глинистости отложениями фтанитоидного («фонового») ряда приращение величины железомарганцево-титанового модуля наиболее заметно у чистых яшм (36 вместо 21), слабее выражено у глинистых (22 вместо 17); в сильно глинистых яшмах модуль близок к «фоновому» (13), а в красных аргиллитах модуль снова несколько выше «фона» (12 вместо 10 в черных аргиллитах). Величина модуля, превышающая значение 25 и свидетельствующая о присутствии в отложениях существенных количеств эксгалативного компонента, наблюдается лишь у обычных чистых и железистых яшм (у двух образцов последних модуль равен 373 и 115, см. табл. 2). Однако, как будет показано ниже, эксгалативное вещество, по-видимому, содержат и все другие осадки яшмового ряда.

**Железо, марганец.** Поведение этих элементов в изученных отложениях обнаруживает полнейшее сходство. С ростом терригенной составляющей в породах, с одной стороны, заметно падает относительное количество Fe и Mn (Fe : Ti, Fe : Al и Mn : Ti, Mn : Al) — возможная причина данного явления рассматривалась при анализе модуля, а с другой — последовательно увеличивается абсолютное (процентное) содержание этих элементов, свидетельствуя об их существенно литогенном характере. В обоих случаях уровень значений Fe и Mn для пород яшмового ряда заметно выше (см. табл. 2, рис. 1, 2). Данные табл. 2 показывают, что сравнительно с аналогичными по кремнистости и глинистости осадками «фонового» фтанитоидного ряда яшмы (обычные) чистые — глинистые — сильно глинистые — красные аргиллиты обогащены железом соответственно на 0,64; 0,31; 0,52; 0,16%

и марганцем на 0,04; 0,06; 0,07; 0,04%. Эта разница между содержанием Fe и Mn в породах яшмового и фтанитоидного рядов (достаточно наглядно она выражена на рис. 1, 2) может, видимо, с известной долей условности рассматриваться как влияние привнесенного в осадки эндогенного вещества. Выводу о наличии эксгаллятивного компонента во всех отложениях яшмового ряда как будто бы противоречит значение модуля у глинистых, сильно глинистых яшм и красных аргиллитов. Однако это противоречие кажущееся и объясняется следующим. Как показано выше, во все осадки яшмового ряда привнесено, по-видимому, близкое количество вулканогенного железа и марганца. В такой ситуации в данном породном ряду, которому свойственно существенное увеличение содержания титана (от 0,05 до 0,44%) с ростом глинистости отложений, от чистых яшм к красным аргиллитам будет, во-первых, последовательно падать эффект относительного обогащения пород эндогенными Fe и Mn ( $Fe_{\text{внд}}:Ti$  и  $Mn_{\text{внд}}:Ti$ ) и, во-вторых, величина модуля осадков, хотя и при более высоком ее уровне за счет привнесенного вулканогенного вещества, сохранит такую же естественную тенденцию последовательного уменьшения, которая обусловлена особенностями поведения преобладающих литогенных Fe и Mn. Поэтому при таких небольших массах эндогенных железа (0,16—0,64%) и марганца (0,04—0,07%), которые выявляются в проанализированных породах, величина модуля у глинистых, сильно глинистых яшм и красных аргиллитов, ставшая в целом выше, чем у соответствующих образований «фонового» фтанитоидного ряда, не смогла достичь значения 25.

В породах яшмового и фтанитоидного рядов неодинаково и распределение окисного и закисного железа. В первых преобладает трехвалентное железо, доля которого в составе  $Fe_{\text{общ}}$  в 1,5—3 раза выше (см. табл. 2, рис. 2). Сравнение содержания железа в породах (см. табл. 2) показывает, что яшмы обычные чистые — глинистые — сильно глинистые — красные аргиллиты сравнительно с осадками фтанитоидного ряда обогащены  $Fe^{3+}$  соответственно на 0,69; 0,42; 0,88; 2,83%; эти цифры близки или несколько превышают значения эндогенного железа в ряду обычные яшмы — красные аргиллиты. Поскольку в рассматриваемых эвгеосинклинальных комплексах окисленными являются только образования яшмового ряда, представляется, что привнесенные в данные осадки эндогенные железо и марганец осадились в форме гидроокислов (подобное явление установлено для океанских отложений [2, 3]); окислительная обстановка, возникающая в осадках, способствовала, по-видимому,

и окислению части заключенного в них литогенного железа (последнее особенно ярко проявилось в сильно глинистых яшмах и красных аргиллитах, см. рис. 2).

**Кремнезем.** И в яшмах, и во фтанитоидах содержание свободного  $SiO_2$  колеблется в широких пределах. Вместе с тем группа яшм в целом более высококремнистая, чем группа фтанитоидов. Как показано ранее, среди яшм существенно ниже роль сильно глинистой разновидности. Более высоким содержанием валового кремнезема (64,06 против 60,60%) красные аргиллиты отличаются от черных; весьма показательно в этих породах и отношение  $SiO_{2(\text{общ})}$  к терригенным алюминию и титану. Средние значения отношений  $SiO_{2(\text{общ})}:Al$  и  $SiO_{2(\text{общ})}:Ti$  для красных аргиллитов соответственно составляют 7,85 и 146, а для аргиллитов — 6,53 и 116. Эти различия относительных количеств валового кремнезема связаны, на наш взгляд, с тем, что в красных аргиллитах содержится больше  $SiO_{2(\text{своб})}$ , чем в черных. Представляется, что наблюдаемая сравнительная обогащенность кремнеземом всех пород яшмового ряда имеет эксгаллятивную гидротермальную природу.

**Органическое вещество, фосфор.** Количество  $C_{\text{орг}}$  в изученных породах весьма незначительно. В ряду фтанитоиды — аргиллиты содержание органического вещества заметно выше, чем в отложениях яшмового ряда (в последних 0,02—0,03%) и характеризуется некоторым ростом (от 0,05 до 0,15%) с увеличением терригенной составляющей (см. табл. 1, 2). Количество  $C_{\text{орг}}$ , приходящееся на «единицу» терригенного вещества ( $C_{\text{орг}}:Al$ ), обнаруживает обратную зависимость от массы терригенного материала, причем отложениям фтанитоидного ряда присущи более высокие значения (см. табл. 2).

Фосфор имеет низкие концентрации в рассматриваемых кремнистых и глинистых породах (менее 0,1%). С увеличением содержания терригенного компонента в осадках наблюдаются некоторый рост процентного количества этого элемента и одновременно падение его относительного количества ( $P:Al$ , см. табл. 1, 2). Однако в отличие от  $C_{\text{орг}}$  абсолютные (процентные) и относительные содержания фосфора практически одинаковы в породах и яшмового, и фтанитоидного рядов (см. табл. 1, 2).

Таким образом, фосфор и  $C_{\text{орг}}$ , являющиеся компонентами биогенного вещества, не обнаруживают связи с терригенным материалом и испытывают разбавляющее влияние  $SiO_{2(\text{своб})}$ . Устойчивое более низкое абсолютное и относительное содержание органического вещества в отложениях яшмового ряда объясняется, видимо, тем, что окислительная обстановка, возникшая в этих осадках под воздействием экс-

гальтивного (гидротермального) процесса, привела к окислению части первичного  $C_{орг}$  и его превращению в  $CO_2$ . Одинаковое поведение и идентичный уровень содержания инертного фосфора в отложениях яшмового и фтанитоидного рядов дополнительно подтверждает то, что особенности, которыми окисленные кремнистые и глинистые осадки отличаются от восстановленных фтанитоидов и черных аргиллитов, являются лишь результатом влияния эксгальций (гидротерм) на осадочные накопления.

## ПРИРОДА КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

В свете изложенного, а также учитывая некоторые выводы работы [15], образование изученных силицитов представляется следующим.

Отложение палеозойских и верхнемеловых вулканогенно-кремнистых формаций происходило в специфической обстановке эвгеосинклинальной области морского бассейна. Палеогеографические условия этой области благоприятствовали массовому развитию радиоляриевой фауны и способствовали поступлению сюда преимущественно пелитового терригенного материала. В обстановке чрезвычайно слабого карбонатакопления (фораминиферовые, криноидные известняки, ракушечники) остатки радиолярий и тонкое терригенное вещество являлись основными компонентами накапливавшихся осадков и формировали весь спектр кремнисто-глинистых образований: от нацело кремнистых радиоляриевых осадков до чисто глинистых илов. Биогенно-терригенная седиментация периодически прерывалась проявлениями подводной эффузивной деятельности, интенсивность которой была неодинаковой в разных частях эвгеосинклинальной области. Согласно выводам Н. С. Шатского [14] и И. В. Хворовой [12] о пространственных взаимоотношениях вулканогенно-кремнистых формаций, можно полагать, что изученные существенно вулканогенные (яшмовые) формации возникли в зоне «основных очагов главной вулканической области» [14, с. 20], а существенно терригенно-кремнистые (фтанитоидные) формации — в периферической части этой области. В последней потоки лав появлялись лишь эпизодически в периоды наиболее мощных эффузий или во время возникновения местных эруптивных центров.

Собственно вулканическая зона эвгеосинклинальной области, в которой происходили мощные излияния спилитовых лав, являлась и главным ареалом подводной гидротермальной деятельности. Аналогично происходящему в современном океане [3, 5], гидротермы в этой зоне возникали за счет морских вод, проникающих в вулканический очаг и насыщавшихся

Fe, Mn и другими компонентами. Взаимодействие морских вод с магмой в вулканическом очаге, по-видимому, способствовало формированию спилитового расплава [6]. Таким образом, гидротермальная деятельность эвгеосинклинальной области была, по-видимому, связана со спилитовым магматизмом [6, 11, 13].

Гидротермы, поднимавшиеся снизу в районе вулканической постройки, в латеральном направлении перемещались, по-видимому, по системе трещин в телах застывших лав и из вулканитов высачивались и разгружались непосредственно в вышележащие осадки\*. О таком характере движения растворов свидетельствуют, на наш взгляд, гематитизация спилитов и многочисленность содержащихся в них прожилков, а также непосредственный контакт с этими базальтоидами отложений яшмового ряда. При разгрузке гидротерм в перекрывающиеся поля вулканитов биогенно-терригенные осадки последние на значительной площади обогащались кремнеземом, окисными соединениями железа и марганца. Рост содержания этих компонентов в отложениях океана под действием гидротерм отмечает ряд авторов [2, 3, 8 и др.]. Создававшаяся в осадках окислительная обстановка способствовала окислению части заключенных в них  $C_{орг}$  и литогенного Fe. Так, в вулканической зоне эвгеосинклинальной области (и эпизодически вне ее) под влиянием подводной гидротермальной деятельности формировались окисленные кремнистые и глинистые отложения (яшмовый ряд), заметно отличавшиеся от восстановленных кремнисто-глинистых накоплений (фтанитоидный ряд), образовавшихся вне воздействия гидротерм, главным образом за пределами этой зоны. Кремнистые осадки в небольшой мере обогащены эндогенными железом и марганцем (соответственно до 0,6 и 0,1%), лишь у чистых яшм и изредка встречающихся железистых яшм железомарганцево-титановый модуль превысил значение 25. Железистые яшмы, максимально насыщенные гидротермальными продуктами и имеющие модуль больше 100, сформировались из маломощных слоев кремнистых осадков, в отдельных случаях, вероятно, целиком за счет гидротермального вещества при его накоплении в полостях между потоками спилитовых лав. Несмотря на различия в величине железомарганцево-титанового модуля, все яшмы палеозойского и верхнемелового эвгеосинклинальных комплексов имеют общие специфические особенности строения, состава

\* Представление об обогащении океанских осадков эндогенным веществом при разгрузке гидротерм в толщу рыхлых отложений, а не в наддонную воду впервые высказал Н. М. Страхов [10]. Это явление отмечается и другими авторами [2, 3 и др.].

и характера залегания, которые обусловлены прямым воздействием на осадки процессов подводного вулканизма. Это позволяет изученные яшмы обособленно относить к вулканогенно-осадочным образованиям. Подобный вывод применительно к группе яшм в целом ранее сформулирован И. В. Хворовой [13].

Формирование рассматриваемых вулканогенно-осадочных кремнистых отложений происходило, видимо, параллельно с накоплением и диагенетическим преобразованием осадков. Изменчивость во времени гидротермальной деятельности могла быть обусловлена как вариациями ее интенсивности, так и изменениями в системе подводящих каналов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 1.
2. Бугузова Г. Ю., Лисицина Н. А. Влияние вулканизма на осадкообразование.— В кн.: Литология и геохимия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979.
3. Варенцов И. М., Рябушкин П. К. и др. Металлоносные осадки Исландского плато, Северная Атлантика: геохимические особенности формирования.— Геохимия, 1980, № 10.
4. Гельман М. Л., Эпштейн О. Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 6.
5. Гурвич Е. Г., Богданов Ю. А., Лисицин А. П. История гидротермальной деятельности в океане.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981.
6. Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков.— М.: Недра, 1965.
7. Игуменцев С. П., Мигович И. М. и др. О двух эпохах кремненакопления в восточной части Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2.
8. Михина В. В. О металлоносности меловых черных глин Северной Атлантики.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: Наука, 1981.
9. Страхов Н. М. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
10. Страхов Н. М. Проблемы геохимии океанского литогенеза.— М.: Наука, 1976.
11. Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. I. М.: Наука, 1968.
12. Хворова И. В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и некоторые вопросы его эволюции.— В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976.
13. Хворова И. В. Основные черты эволюции кремненакопления в фанерозое.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: Наука, 1981.
14. Шатский Н. С. О марганценовых формациях и о металлогении марганца.— В кн.: Н. С. Шатский. Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1965.
15. Эпштейн О. Г. Вулканогенно-кремнистые формации восточной части Корякского нагорья.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 3.

*Н. Ю. Брагин, В. Н. Григорьев, К. А. Крылов, С. Д. Соколов*

## ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

В верховьях р. Емраваама выявлена протяженная полоса триасовых отложений, слагающих ядро антиформной структуры. Нижняя часть их разреза сложена вулканомиктовыми породами, а верхняя — отложениями, включающими горизонты толстоплитчатых кремней. Из кремней выделены остатки радиолярий трех

Раннемезозойский этап до сих пор остается одной из наименее изученных страниц в геологической истории Тихого океана. Почти вся информация об этом этапе базируется на данных об отложениях, вскрытых в его обрамлении. Одним из таких участков является Корякское пагорье, где к настоящему времени обнаружены разные типы триасовых отложений [1, 2, 5]. Исследования последних лет показали, что многие кремнистые толщи Эконайской зоны, считавшиеся ранее палеозойскими, на основании комплексов радиолярий и конодонтов оказались разными горизонтами триаса.

Рассматриваемый участок расположен в верховьях рек Ваеги, Хатырки, Пикасьваама и Емраваама. Здесь ранее выделялись палеозойские, позднеюрско-неокомовые (чырынайская серия), поздне меловые и палеогеновые отложения [4]. Значительная площадь на этой территории занята верхнехатырским серпентинитовым меланжем. Проведенные в 1983 г. геологические исследования, многочисленные новые находки макрофаунистических окаменелостей, а также комплексы остатков микрофауны, выделенные из кремнистых пород, позволяют во многом по-новому представить геологическое строение района. В частности, установлено широкое распространение в районе триасовых отложений, которые ранее здесь не были известны. Они представлены двумя разными типами, занимающими различное структурное положение.

Отложения первого типа, отличительной чертой которых является наличие кремнистых пород, распространены в верховьях рек Емраваама и Пикасьваама. Они слагают несколько вытянутых с юго-запада на северо-восток гребней, общей протяженностью в несколько десятков километров при ширине до 10 км. Эти

стратиграфических уровней — от позднего анизия до среднего нория. Кроме того, в серпентинитовом меланже встречен блок ранненорийских вулканогенно-осадочных грубообломочных отложений, связанных с иным фациальным типом триасового разреза.

отложения обнажаются в ядре антиморфной структуры, которая с юга, юго-востока и северо-востока перекрыта сложно построенным аллохтоном, состоящим из двух пластин верхнеюрско-неокомовых образований чырынайской серии, разделенных серпентинитовым меланжем. Последний является западным продолжением верхнехатырского серпентинитового меланжа, наиболее крупные выходы которого описаны в верховьях р. Хатырки [4]. Нашими исследованиями установлено, что ряд блоков этого меланжа представляют собой фрагменты средне- и верхнетриасовых отложений, а также неметаморфизованной терригенной толщи с многочисленными остатками бухий. На основании определений, сделанных К. В. Паракецовым и Г. Н. Паракецовой, и особенностей распределения неметаморфизованных фрагментов в меланже эти блоки следует рассматривать в составе единого дезинтегрированного разреза, начинающегося отложениями верхневолжского подъяруса и заканчивающегося поздним валанжинном.

Общее представление о строении района дает схематическая геологическая карта участка правобережья р. Емраваама (см. рисунок). На этом участке юго-восточное крыло триасовой антиформы осложнено молодым взбросом, приведшим в непосредственный контакт средне-триасовые отложения и серпентинитовый меланж.

На северо-западе триасовые отложения находятся в очень сложных структурных соотношениях с кремнисто-терригенной, местами интенсивно метаморфизованной верхнеюрско-неокомовой толщей, в которой сохранились редкие остатки бухий, а в линзах кремней содержатся богатые комплексы радиолярий. Контакт этих отложений с триасовыми, как правило, текто-



нический. В нескольких местах хорошо видно перекрытие юрско-неокомовых отложений триасовыми. Пока не решен вопрос, имеем ли мы дело с единым покровом или несколькими надвигающимися, осложняющимися запрокинутыми складками. Во всяком случае, на границе триасового комплекса с позднеюрско-неокомовым в последнем во многих местах развиты алевролитопесчаные отложения, содержащие хорошо окатанную гальку, а иногда и горизонты конгломератов из обломков пород (кремней, туфов, плагиогранитов). Это свидетельствует в пользу первичного стратиграфического контакта между обоими комплексами.

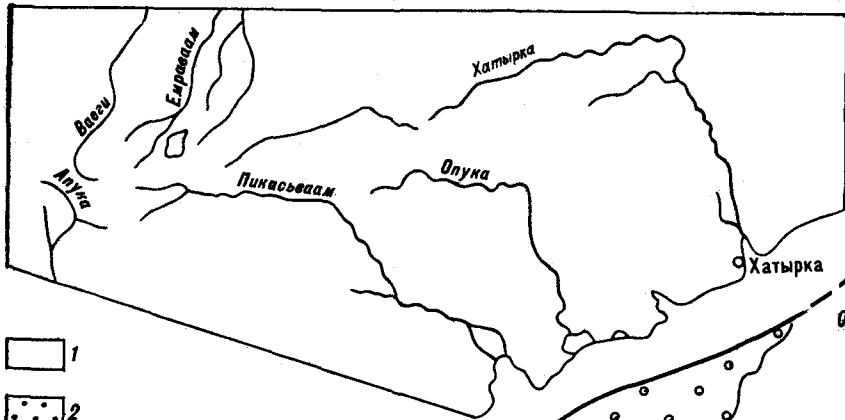
В пределах антиформы триасовые отложения смяты в систему сложных, нередко изоклинальных складок, опрокинутых к северо-западу. Нередко в ядрах складок появляются туфотерригенные отложения с редкими единичными находками раковин *Buchia*, свидетельствующих о юрско-неокомовом возрасте вмещающих пород. По своему составу эти отложения отличны как от расположенных к северо-западу кремнисто-туфотерригенных субсинхронных толщ, так и от встречающихся в меланже фрагментов неметаморфизованных толщ, и, возможно, туфотерригенные отложения являются переходными фациями между отложениями двух других типов.

В пределах антиформ триасовые отложения расчленяются на несколько толщ, о возрасте которых пока можно судить только по остаткам радиолярий, выделенных из прослоев и пачек кремней. К основанию видимой части разреза триаса относится существование терригенная толща. Она обнажена в юго-восточной части триасовой полосы, где ею сложен один из наиболее высоких гребней, резко приподнятый по молодым разломам над полосой меланжа. Толща сложена песчаниками, алевролитами и алевропелитами, но наиболее характерными являются плотные массивные «туфовидные» песчаники серого цвета с голубоватым или зеленоватым оттенком. Встречаются все разности песчаников от грубо- до мелкозернистых. Состав песчаников вулканомиктовый, возможно, с примесью тефрогенного материала в виде плагиоклазовой кристаллокластики. Наиболее типичными для толщи являются сортированные средне- и мелкозернистые разности песчаников, состоящие из обломков сходных между собой эффузивов, главным образом андезитового, возможно, андезит-базальтового состава и слабо окатанных зерен плагиоклазов из группы андезинов. Количество зерен темноцветных минералов в песчаниках небольшое. Это хлоритизированные моноклинные пироксены и реже амфиболы. Грубозернистые разности песчаников, иногда с гравийным материалом, характеризуются более пестрым составом

обломков, среди которых встречаются хлоритизированные основные стекла, тонкозернистые туфы, зерна кварца. По-видимому, их образование было связано с поступлением материала от разрушения вулканических пород не только среднего состава, но и более основных и кислых. В грубых песчаниках иногда заключены эдафогенные обломки алевропелитов и кремнистых пород. В песчаниках почти повсеместно проявлена интенсивная пренинизация, придающая им внешний туфообразный облик. Пренинизация часто идет вместе с цеолитизацией и кальцитизацией. Встречаются участки породы, почти нацело замещенные вторичными минералами. В ряде образцов хорошо видно, что пренинит развивается по более раннему ломониту. Часто песчаники катаклазированы, при этом во многих случаях дробление накладывалось на уже пренинитизированные породы. Для катаклазированных участков в песчаниках характерно появление обильного пелитоморфного псевдоматрикса. Массивный характер песчаников, отсутствие в них четко проявленной слоистости и первично глинистого цемента могут указывать на вероятность их отложения зерновыми потоками. Мощность песчаных пачек до нескольких десятков метров.

Наряду с песчаниками в рассматриваемой толще встречаются пачки темно-серых алевролитов и алевропелитов с тонкими прослоями и линзами серых и зеленовато-серых кремней. Общая мощность терригенной толщи не менее нескольких сотен метров, хотя интенсивная внутренняя дислоцированность не позволяет дать точную ее оценку. Эта толща в разрезе тесно связана с горизонтом (возможно, несколькими горизонтами) массивных серых кремней, содержащих остатки среднетриасовых радиолярий *Triassocampe deweveri* (Nakaseko, Nishimura), *Stylosphaera* (?) *japonica* (Nak., Nish.), *S.* (?) *cf. compacta* (Nak., Nish.), *S.* (?) *spinulosa* (Nak., Nish.), *Straurosphaera* (?) *sp.*, указывающих на позднеанализий-раннеландинский возраст вмещающих пород. На границе кремней и вулканомиктовых песчаников местами встречаются переходные слои песчаников, обогащенных кремнистым обломочным материалом. Скорее всего, эта пачка кремней залегает в ядрах узких синклинальных складок и, таким образом, определяет верхнюю границу возраста терригенной толщи.

Основная масса среднетриасовых кремней распространена в пределах более пестрой по составу толщи, вскрытой к северо-западу от предшествующей и отделенной от нее протяженным крутым разломом. В этой толще наряду с пачками массивных, сходных с предыдущими, серых кремней мощностью до нескольких десятков метров встречаются пласты темно-серых и черных фтанитовидных кремней.



- 1 [White box]
- 2 [Box with dots]
- 3 [Box with circles]
- 4 [Box with grid]
- 5 [Box with wavy lines]
- 6 [Box with horizontal lines]
- 7 [Box with vertical lines]
- 8 [Black box with circle]
- 9 [Box with diagonal lines]
- 10 [Box with 'x' marks]
- 11 [Box with diagonal lines]

0 1 2 км

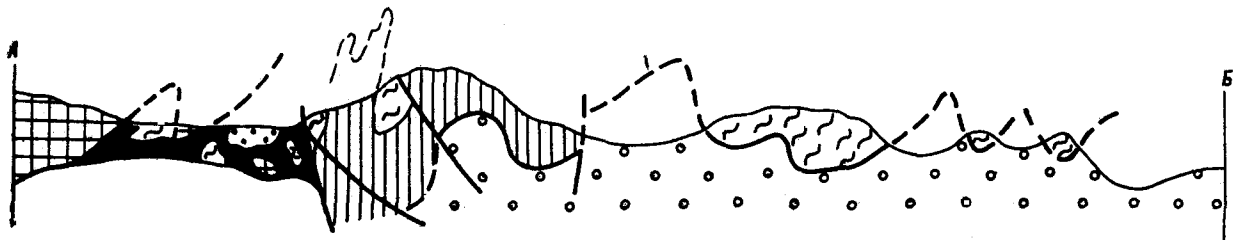
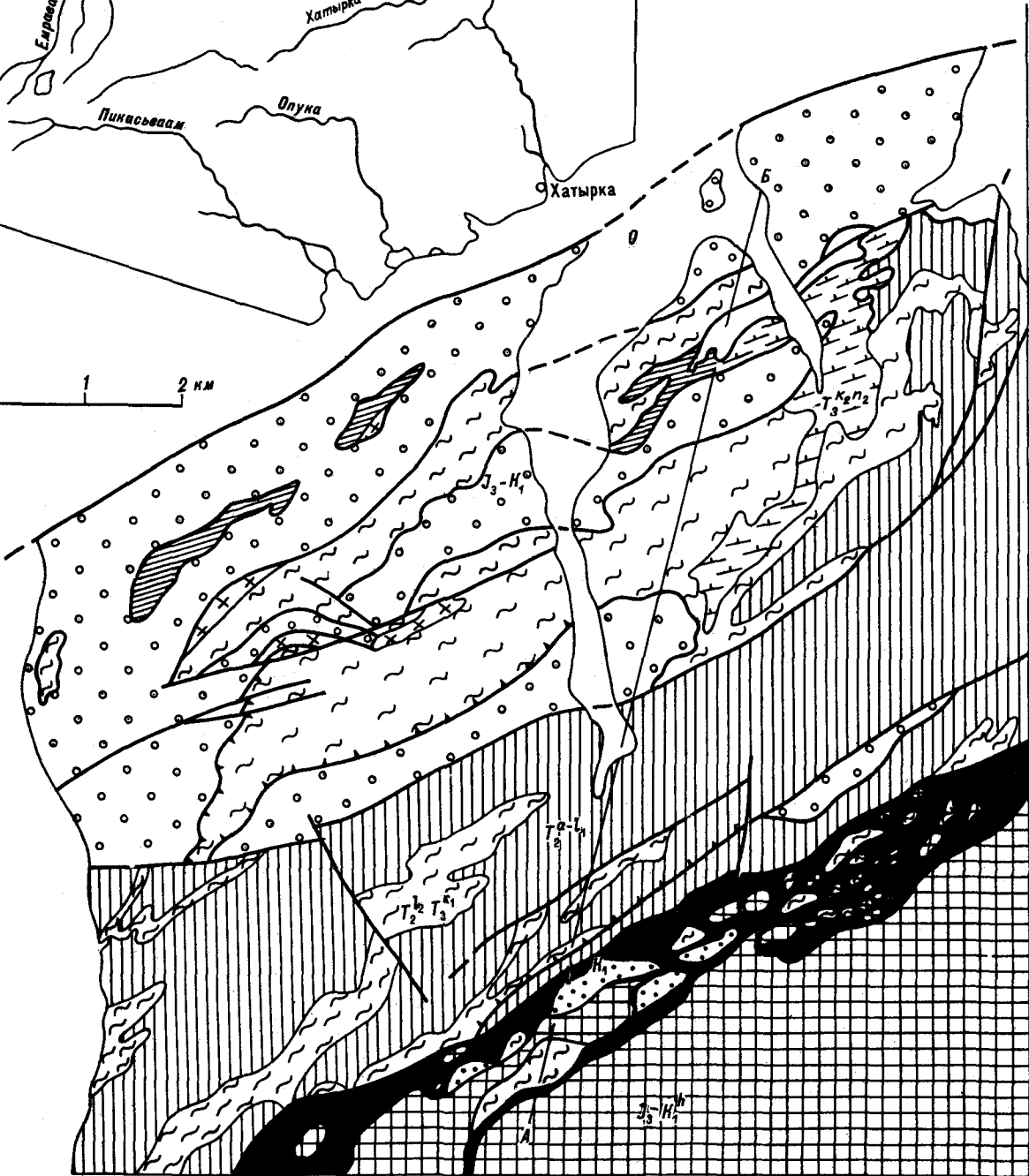


Схема геологического строения правобережья р. Емраваам.

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенная толща пекульнейского комплекса (поздневожжский подъярус — валанжин) — фрагменты в меланже; 3 — туфотерригенные и кремнисто-туфотерригенные толщи (поздняя юра — неоком); 4 — терригенно-эффузивно-кремнистая толща чирыйайского комплекса (юра — неоком); 5 — кремнистая толща (поздний карний — средний норий); 6 — кремнистая толща (поздний ладин — ранний карний); 7 — вулканомитовая толща (анизий — ранний ладин); 8 — серпентиниты и серпентинитовый меланж; 9 — дифференцированный эффузивно-дайковый комплекс; 10 — плагиограниты; 11 — тектонические границы.

зеленовато-серых вулканомитовых песчаников, алевролитов и алевропелитов. Породы часто разбиты тонкими трещинами, выполненными хлоритом, кальцитом и альбитом. Пренитизация пород в этой толще проявлена более локально, чем в предшествующей. Грубые разности песчаников здесь также имеют весьма пестрый существенно вулканомитовый состав. Они сложены обломками средних и кислых эффузивов, кислых жильных пород, измененных кислых туфов, хлоритизированных основных стекол, а также зернами плагиоклаза, реже кварца. Эти разности по составу схожи с грубозернистыми песчаниками нижней толщи. Мелкозернистые разности песчаников и алевролитов имеют более однородный состав и сложены продуктами разрушения эффузивов среднего состава. Встречаются песчаники и алевролиты, на 50% состоящие из монокристаллических обломков карбонатов (шпатовые разности).

Указанная толща смята в крутые складки, в которых вскрыты подстилающие юрско-неокомовые метаморфизованные терригенные породы. В отложениях толщи, в том числе и в кремнях, встречаются отдельные глыбы палеозойских известняков до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Нами были встречены обломки серых, слегка перекристаллизованных детритусовых известняков с остатками фораминифер *Lagenida*, *Colaniella* sp., *Kahleriina* sp., *Toriyamaya* sp., *Pseudodoliolina* sp., *Neoschwagerinidae* sp. indet, указывающими, по мнению определявшей их М. Н. Соловьевой, на позднепермский (не древнее мургабского яруса) возраст.

В полосе распространения данной толщи из кремней выделены радиолярии трех стратиграфических уровней. Так, здесь встречены массивные серые кремни, содержащие остатки типичных позднеанизий-раннеладинских радиолярий. Из образца аналогичных кремней, взятого на правобережье р. Пикасьваама, был выделен комплекс из остатков позднеладинских — раннекарнийских радиолярий: *Sarla dispiralis* sp. nov., *Emiluvia* (?) *cochleata* Nak., Nish., *Stylosphaera* (?) aff. *inequata* sp. nov., *Yeharaia* sp., *Triassocampe* sp. Есть все основания предполагать, что кремни этого стратиграфического уровня будут обнаружены и в других местах выхода рассматриваемой толщи. Возраст самой верхней ее части определяется кремнями с остатками позднекарнийских — средненорийских радиолярий таких, как *Trias-*

*socampe nova* Yao, T. sp., *Eucyritidium* cf. *resagnoii* Nak., Nish., *Capnodocce* sp.

Исходя из общей структуры полосы распространения указанной толщи, вероятнее всего, в разрезе имеются несколько пачек сходных массивных кремней, относящихся к разным стратиграфическим уровням. Однако для составления разреза этой толщи требуются дополнительные исследования с послойными отборами образцов на выделение радиолярий по всему разрезу каждого кремнистого горизонта.

Общая мощность пестрой по составу верхней толщи, вероятно, не менее сотен метров, хотя точно ее оценить пока невозможно. В ряде мест толща триасовых отложений пронизана телами плагиогранитов. При этом в субавтотонном юрско-неокомовом комплексе они отсутствуют, но их обломки, как отмечалось, встречаются в конгломератах.

Описанный тип триасовых существенно кремнистых отложений с включениями глыб палеозойских известняков ранее был обнаружен в более восточной части Корякского хребта. Там возраст кремней определен по остаткам радиолярий и конодонтов и датируется, начиная с ладинского яруса, по норийский включительно [1].

Кроме охарактеризованной полосы, в изученном районе фрагменты среднетриасовых кремнистых отложений обнаружены и в составе верхнехатырского серпентинитового меланжа. В одном из блоков остатки среднетриасовых радиолярий выделены из толстоплитчатых зеленовато-серых кремней, чередующихся с пластами существенно кремнеобломочных песчаников. Эти остатки содержат позднеладин-раннекарнийские формы: *Emiluvia* (?) *cochleata* Nak., Nish., *Sarla dispiralis* sp. nov., *Yeharaia* cf. *annulata* Nish., *Stylosphaera* (?) sp. Вероятно, что и во многих других блоках среди меланжа сходные по составу серые кремни имеют триасовый возраст. Таким образом, близкие к первому типу среднетриасовые отложения попадали и в состав меланжа.

Кроме триасовых кремней в меланже обнаружен крупный блок познетриасовых отложений, резко отличающихся по составу от всех описанных выше (второй тип отложений). Он встречен на водоразделе двух правых притоков р. Емраваама. Этот блок сложен слоистой существенно вулканогенно-обломочной толщей, разбитой многочисленными мелкими разломами, частично нарушающими первичные соотношения пластов. Наиболее примечательными в

разрезе по внешнему виду и мощности являются горизонты валунно-глыбовых микститов мощностью в первые десятки метров. Среди галек и валунов преобладают хорошо окатанные обломки мелкопузыристых порфировых андезитов. Глыбы размером до 1,5 м в поперечнике сложены преимущественно обломками кислых эффузивов типа отложений пемзовых потоков. Много реже в микститах встречаются обломки габбро-диабазов, кварцевых порфиров, дацитов, полимиктовых песчаников. Цемент микститов представлен перетертой темно-зеленой хлоритизированной гиалокластитовой массой с большим количеством мелких обломков андезитов и зерен пироксенов.

Среди микститов зажаты пачки ритмичного чередования более тонкозернистых пород. Эти пачки состоят из ритмов мощностью в несколько метров. Основание ритмов слагают зеленые грубозернистые вулканомиктовые песчаники, содержащие большое количество хлоритизированных стекол и обломков основной массы андезитов. По составу они близки цементу микститов. Грубозернистые песчаники перекрыты мелкозернистыми массивными темно-зелеными песчаниками с синеватой побеленностью на поверхности. Они сложены хлоритизированной гиалокластикой, почти утратившей свои обломочные контуры и превращенной в псевдобазальный цемент. В этой массе заключены совершенно неокатанные зерна моноклинного пироксена, составляющие 50% породы. В гораздо меньшем количестве присутствуют обломки андезитов. Характерно почти полное отсутствие зерен плагиоклазов и кварца. Отсутствие минералов легкой фракции и обогащенность пироксенами обусловлены, вероятно, хорошей сортировкой обломочного материала.

Верхний элемент ритма слагают темно-серые, обычно рассланцованные массивные и тонкослоистые аргиллиты с окремненными прослоями. Аргиллиты сложены криптозернистой глинистой массой, содержащей большое количество тонкорассеянного органического вещества. Окремненные прослои обогащены остатками радиолярий. Судя по шлифам, среди них преобладают формы, сопоставимые с выделенными из позднекарний-средненорийских кремней (например, *Sarpodose* sp.). Для этих аргиллитов характерны многочисленные скопления остатков раковин *Halobia*, редкие раковины *Cardinia* и остатки одиночных кораллов. Среди галобий Л. В. Миловой и Ю. М. Бычковым определены *Halobia* ex gr. *austriaca* Mojs., *n. sp. indet.*, вероятно, свидетельствующие о ранненорийском возрасте вмещающих пород. Границы между всеми членами ритма резкие, что не позволяет относить их к типичным турбидитам. В толще встреча-

ются параллельные напластованию дайки (возможно, силлы) изверженных пород среднего состава.

Вероятнее всего, описанная толща формировалась у подножия вулканического поднятия, в относительно глубоководном участке. Обломочный материал сюда попадал, пройдя окатывание и сортировку в прибрежных мелководных зонах. Материал перемещался главным образом в виде грязевых (дебризных) и зерновых потоков.

По составу эта толща очень напоминает триасовые отложения, вскрытые в хр. Кэнкэрэн, особенно отложения нытымской толщи, хотя возраст последней определен как более поздний [5]. Сходный тип поздне триасовых отложений обнаружен также на водораздельном гребне между р. Рынатамельгин и оз. Пекульнейским и на правобережье р. Хатырки близ горы Ржавой [5].

Таким образом, на изученном участке Корякского хребта, как и в большинстве более восточных районов Корякского нагорья, встречается два комплекса триасовых отложений, частично синхронных друг другу. Один из них полнее всего представлен в хр. Кэнкэрэн. В этом комплексе широко распространены туфы, тефроиды, вулканомиктовые обломочные породы (часто очень грубые), местами потоки различных по составу лав (от основных до кислых). В ассоциации с вулканогенными отложениями в разрезах встречаются известковистые породы и известняки, содержащие остатки очень богатой и разнообразной тетической фауны. Возраст этого типа отложений в Корякском нагорье везде поздне триасовый. В изученном нами районе встречен лишь небольшой фрагмент указанного типа отложений среди меланжа. Связь этого комплекса с выходами серпентинитов намечается и на правобережье р. Хатырки, и в районе Пекульнейского озера.

Формирование отложений такого типа было тесно связано с развитием и разрушением вулканических поднятий. Вулканизм в их пределах в первом приближении сходен с островодужным (высокая эксплозивность, присутствие непрерывно дифференцированных серий). Накопление осадочного, вулканогенно-осадочного и вулканического материала происходило на склонах этих поднятий часто выше уровня карбонатной компенсации.

Другой тип триасовых отложений, более широко распространенный, представлен средне- и поздне триасовыми существенно кремнистыми толщами. Одна из их особенностей — включения в кремнях экзотических глыб и блоков позднепалеозойских известняков, охарактеризованных тетическими формами органических остатков, отсутствующими среди палеозойских

комплексов в Северо-Восточной Сибири. Накопление отложений данного типа во многом отражало обстановку палеозойского осадконакопления, но в то же время характеризовалось резким усилением разрушения крупных существенно карбонатных поднятий, возникших на рубеже палеозоя и мезозоя. Обломки палеозойских известняков с этих поднятий сползали по склонам в депрессионные участки триасового бассейна, которые, по-видимому, были удалены от центров поздне триасового вулканизма. Обломочный материал временами сюда не доносился, и происходило накопление чисто кремнистых осадков. Малое поступление аллохтонного обломочного материала и быстрая латификация кремнистых осадков благоприятствовали локальному появлению эдафогенных кремнеобломочных пород. Подобный тип три-

асовых отложений с палеозойской экзотикой сейчас известен по всему северу Тихоокеанского пояса [3].

Первичные соотношения между обоими типами триасовых отложений не сохранились. Несомненно, что в современных структурах разрезы этих типов сближены. Однако присутствие во многих районах западного и восточного обрамления Тихого океана обоих типов триасовых отложений свидетельствует о том, что их парагенез достаточно выдержан, и поэтому они накапливались, вероятнее всего, в разных зонах одного бассейна. Подтверждением этого может быть и то, что с кремнистыми породами часто переслаиваются вулканомиктовые песчано-алевритовые породы, также связанные с разрушением вулканических поднятий островодужного типа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 1.
2. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья.— М.: Наука, 1981.
3. Соколов С. Д. Экзотические толщи раннего мезозоя

севера Тихоокеанского пояса.— Докл. АН СССР, 1985, т. 283, № 3.

4. Чехов А. Д., Александров А. А. и др. Верхне-Хатырский серпентинитовый меланж.— Геол. и геофиз., 1980, № 5.
5. Чехов А. Д., Бычков Ю. М. и др. Верхний триас в северо-восточной части Корякского нагорья.— Тихоокеанская геол., 1984, № 2.

ГИН АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
21 сентября 1984 г.

УДК 549.283(571.65)

*В. И. Гончаров, А. В. Альшевский, В. В. Ворцелнев*

## ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ДАЙКОВЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Изучено самородное золото главнейших дайковых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. Выполнено около 1000 микронзондовых и 200 количественных спектральных определений состава минерала, проведены морфологическое описание, парагенетический и топоминералогический анализы, структурное травление образцов. Типоморфные особенности золота определяются принадлежностью дайковых месторождений к малосульфидной золотокварцевой формации. Золото крупное, преимущественно однородное, со стабильной пробой на локальных участках месторождений. Основной примесью золота является серебро, составляющее от 1—2 до 30—40 мас. %. На долю остальных

Золоторудные месторождения в дайках развиты в самых различных регионах мира и играют важную роль в эндогенной металлогении этого элемента. Северо-Восток СССР известен как одна из провинций месторождений золота дайкового структурно-морфологического типа [15]. Для оруденения характерна приуроченность к протяженным свитам дайковых тел различного, главным образом основного и среднего, реже кислого, состава. Морфология даек, текстурные и минералогические особенности пород отражают широкое проявление дислокационных и метаморфических процессов — будинажа, разлинзования и зеленокаменного изменения. Продуктивная минерализация локализована в сложных сетчатых, лестничных и т. п. системах гидротермальных жил и прожилков альбит-кварцевого, карбонат-кварцевого, гидрослюдисто-кварцевого и смешанного составов.

По геологическим и минералого-геохимическим особенностям золоторудные месторождения дайкового типа являются типичными представителями плутоногенной малосульфидной золотокварцевой формации [16]. Некоторые из них обнаруживают черты, свойственные золотосурьмяной формации [2, 15]. Самородное золото в рудах ассоциирует с арсенопиритом, пиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, сульфосолями свинца, меди и серебра, антимонитом, шеелитом, в целом составляющими первые проценты от массы руд. Как правило, золото выделялось в две стадии. Ранее золото

элементов-примесей — меди, сурьмы, свинца и др. — приходится менее 1 мас. %, реже несколько более. Геохимические особенности самородного золота обнаруживают определенную зависимость положения проявлений относительно интрузий гранитоидов, выступающих ведущим регулятором эндогенной зональности рудных узлов. Показан послегранитный характер золотого оруденения для ряда месторождений, ранее считавшихся догранитными, метаморфизованными.

Установленная устойчивая зависимость пробы золота от состава вмещающих даек рекомендована к использованию при поисках коренных источников по данным о пробе золота в россыпях.

играет подчиненную роль. Оно установлено в сульфидных минералах — арсенопирите, пирите, реже в других минералах. Для позднего золота известны три парагенетические ассоциации, во многих случаях развитые совместно: золотосульфидно-полиметаллическая (галенит, сфалерит), золотосульфосолиная (главным образом сульфоантимониты свинца, реже меди, серебра и др.), золотоантимонитовая. Две первые ассоциации являются наиболее распространенными и чаще всего присутствуют в рудах дайковых месторождений совместно. Золотоантимонитовая ассоциация обычно развита обособленно, но известна и в связи с двумя первыми. О последовательности выделения этих ассоциаций однозначных данных нет. По всей видимости, образование их близко одновременное. Однотипность структурных и геохимических характеристик золота для всех трех ассоциаций позволяет предполагать его моногенный сквозной характер.

Золотоносные парагенетические минеральные ассоциации пользуются в рудах месторождений крайне незначительным распространением (менее  $n \cdot 10^{-2}$  —  $n \cdot 10^{-3}$  %). Рудные минералы — галенит, сфалерит, буланжерит и другие — обычно развиты не более широко, чем самородное золото. Жильные минералы в продуктивных парагенезисах также редки. Они представлены главным образом гидрослюдами и часто хрусталевидным кварцем. Продуктивные минеральные парагенезисы развиты в трещинах катаклаза в жильных минералах и ран-

них сульфидах. Их образование относится к завершающим стадиям рудного процесса.

Самородное золото месторождений отличается высокой крупностью ( $0,1 \cdot n - n$  мм). Ситовые анализы золота, выполненные различными лабораториями, не отличаются хорошей сходимостью, но однозначно свидетельствуют о ведущей роли золота средней крупности, крупного и весьма крупного, по классификации Н. В. Петровской [11]. Преобладающим развитием пользуются неправильные цементационные комковидные и ячеистые выделения золота; в меньшей степени присутствуют трещинные прожилковидные образования, чешуйки и пленки. На ряде месторождений достаточно широко представлены гемидиоморфные частицы и их сростки и несколько реже идиоморфные кристаллы. Наиболее редкой морфологической разновидностью являются дендриты, установленные исключительно на месторождениях со сравнительно низкопробным золотом, а также губчатое золото, встречающееся на дайковых золотосурьмяных месторождениях (рис. 1).

Генезис выделений самородного золота характеризуется сочетанием механизмов свободной и метасоматической кристаллизации. Образование цементационных морфологических разновидностей золотин находится в связи с катаклазом и выщелачиванием минералов допродуктивных ассоциаций (кварца, полевых шпатов, сульфидов и др.) и происходило оно в обстановке свободной кристаллизации, в меньшей степени при метасоматозе. Выделения золота с кристаллографической огранкой (полной или неполной) сформированы как в условиях свободного роста, так и метасоматическим путем. В первом случае они характеризуются наличием в основании кристалла одного, реже нескольких ксеноморфных «хвостов», соединяющих его с сульфидной или кварцевой подложкой. Метасоматические кристаллы золота развиты в жильном кварце и сульфидах. Они нередко идиоморфны, но чаще имеют ответвления в трещины окружающих минералов. В ряде случаев такие ответвления имеет каждая из граней. На некоторых месторождениях встречены каплевидные, сферические выделения самородного золота. Отдельные золотины несут признаки огранки, и, по-видимому, являются корродированными кристаллами пентагон-додекаэдрического габитуса. Дендриты, или более широко развитые переходные к дендритовым образования, палочковидные, проволочковидные и нитевидные выделения золота, вероятно, сформированы метасоматическим путем.

Внутреннее строение выделений золота типично для малосульфидных месторождений плутоногенного класса [11]. Преобладающим

развитием пользуется золото призматически- и полигональнозернистого строения, реже развито монозернистое. Довольно обычны двойники. Визуально-оптическое и микроскопическое изучение индивидуальных золотин свидетельствует об их в целом однородном строении. В то же время иногда в минерале, особенно с пробой ниже 850—900, обнаруживаются участки золота иной, более или менее высокой пробы, особенно рельефно проявляющиеся при структурном травлении. Результаты травления свидетельствуют о гетерогенности структур самородного золота. При преобладающем развитии золотин со структурами первичной кристаллизации практически постоянно присутствует золото с признаками тех или иных преобразований в эпикристаллизационный период. Отмечены деформированные полисинтетические двойников, развитие структур развальцевания и рекристаллизации, образование межзерновых прожилков и двойников прорастания. Эти преобразования структуры золота находятся в связи с пострудным дислокационным метаморфизмом руд. Они не сопровождаются заметным изменением состава золота.

Фигуры травления золота обнаруживают повсеместную мозаичность отдельных индивидов в пределах золотин. Как правило, они различны по зернистости и морфологии. Выявлены ромбоидальные, черепитчатые, ромбовидночешуйчатые и вытянутые, линейно ориентированные элементы мозаики индивидов. Представляя разно ориентированные срезы отдельных индивидов, они подчеркивают своеобразную «слоистость» индивидов золота, показанную Н. В. Петровской [11, 12]. Мозаичность золота обнаруживает зависимость от его пробы. В высокопробном золоте она грубая и становится более тонкой по мере понижения пробы.

Пробность золота на месторождениях не постоянна (табл. 1). На дайковых месторождениях значительной протяженности установлены три генерализованных типа поведения пробы золота по простиранию рудных зон: I — стабильный, II — направленно изменяющийся, III — инверсионный, с инверсией пробы в центре рудного поля (рис. 2, А). На общем фоне генеральной линии поведения пробы золота существуют отдельные ее отклонения, нередко выявляющиеся лишь статистически при сравнении участков с различными концентрациями золота в рудах. В зонах трещиноватости вмещающих пород, поперечных простиранию даек, в участках их пересечения в рудах появляются золотины не характерной для месторождения пробы, повышается ее дисперсия. При обычных вариациях пробы золота в 40—50 (до 70) единиц такие участки отличаются ее дисперсией в 200—300 единиц и более. Это,





15	14	$\frac{84,4}{82,1-90,4}$	$\frac{15,0}{9,1-17,3}$	—	Не анал.	»	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	$\frac{849,0}{24,4}$
16	$\frac{66}{10}$	$\frac{84,2}{82,2-86,6}$	$\frac{14,8}{12,6-16,4}$	—	$\frac{5,4}{2,5-10,0}$	$\frac{2,3}{1,2-3,0}$	—	—	$\frac{9,5}{8,0-12,0}$	—	$\frac{849,8}{6,2}$
17	$\frac{37}{10}$	$\frac{84,0}{80,3-86,6}$	$\frac{15,6}{13,6-19,4}$	—	—	$\frac{4,5}{1,7-7,0}$	0,5	—	$\frac{27,9}{1,0-130,0}$	—	$\frac{843,3}{13,3}$
18	24	$\frac{80,6}{79,3-84,7}$	$\frac{17,4}{14,7-18,7}$	—	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	$\frac{821,9}{8,7}$
19	23	$\frac{80,5}{75,8-94,7}$	$\frac{18,2}{4,3-23,0}$	—	»	»	»	»	»	»	$\frac{815,2}{42,6}$
20	4	$\frac{79,9}{78,1-85,1}$	$\frac{18,2}{13,9-20,2}$	—	»	»	»	»	»	»	$\frac{813,8}{29,7}$
21	7	$\frac{78,8}{76,6-80,6}$	$\frac{20,0}{18,0-21,4}$	—	»	»	»	»	»	»	$\frac{797,0}{9,7}$

В данных среднего состава

22	1	89,2	10,1	—	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	890,0
23	$\frac{33}{10}$	$\frac{87,7}{85,2-90,8}$	$\frac{11,4}{8,7-13,0}$	0,0—1,0	4,0	7,4	$\frac{13,7}{1,0-32,0}$	$\frac{4,1}{0,5-1,6}$	$\frac{5,7}{1,8-9,0}$	1,6	$\frac{884,2}{11,5}$
24	$\frac{43}{7}$	$\frac{87,4}{84,0-91,2}$	$\frac{12,3}{10,5-14,8}$	0,0—0,3	$\frac{5,1}{4,2-6,0}$	$\frac{10,1}{2,3-45,0}$	$\frac{53,4}{4,0-120,0}$	$\frac{2,1}{0,5-6,0}$	$\frac{3,1}{2,0-6,0}$	—	$\frac{876,6}{12,1}$
25	$\frac{36}{5}$	$\frac{84,9}{81,9-88,4}$	$\frac{13,8}{11,1-15,9}$	0,0—0,5	4,0	$\frac{2,8}{2,0-4,0}$	$\frac{30,0}{10,0-55,0}$	$\frac{1,7}{0,5-3,0}$	$\frac{7,4}{5,0-9,0}$	—	$\frac{859,7}{13,9}$
26	29	$\frac{82,7}{79,7-86,7}$	$\frac{16,2}{13,6-19,3}$	0,0—0,2	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	$\frac{836,1}{11,0}$
27	38	$\frac{76,6}{63,8-88,5}$	$\frac{22,1}{16,5-36,2}$	0,0—0,9	»	»	»	»	»	»	$\frac{773,5}{40,7}$
28	$\frac{26}{1}$	$\frac{76,5}{73,9-78,8}$	$\frac{23,2}{21,1-25,2}$	0,0—0,1	8,8	2,2	—	—	1,8	10,2	$\frac{767,0}{10,7}$

В данных кислото состава,

Примечание. Au, Ag, Hg — по данным микрозондового анализа, мас.%. (Микроанализатор «Сатсбах», СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, анализки В. Я. Борхосов, Г. А. Меркулов.) Остальные микроэлементы — по данным количественного спектрального анализа по методике ЦНИГРИ,  $\mu\text{X}10^{-3}$  мас.%. (ЦИ ПГО Севеостелогия, анализки Н. П. Степаненко.) Состав золота: в числителе — среднее и наиболее встречаемое содержание элемента, в знаменателе — пределы колебаний содержания элемента. Олово характерно лишь для золота месторождения № 3 в количестве до  $2\text{X}10^{-3}$  мас.%. Число анализов: в числителе микрозондовых, знаменателе — количественных спектральных. Проверка — элемент не установлен. С пределом обнаружения  $\mu\text{X}10^{-3}$  —  $\mu\text{X}10^{-4}$  мас.%. не установлены Ni, Co, Pt, Pd, Zl, Te, Se.

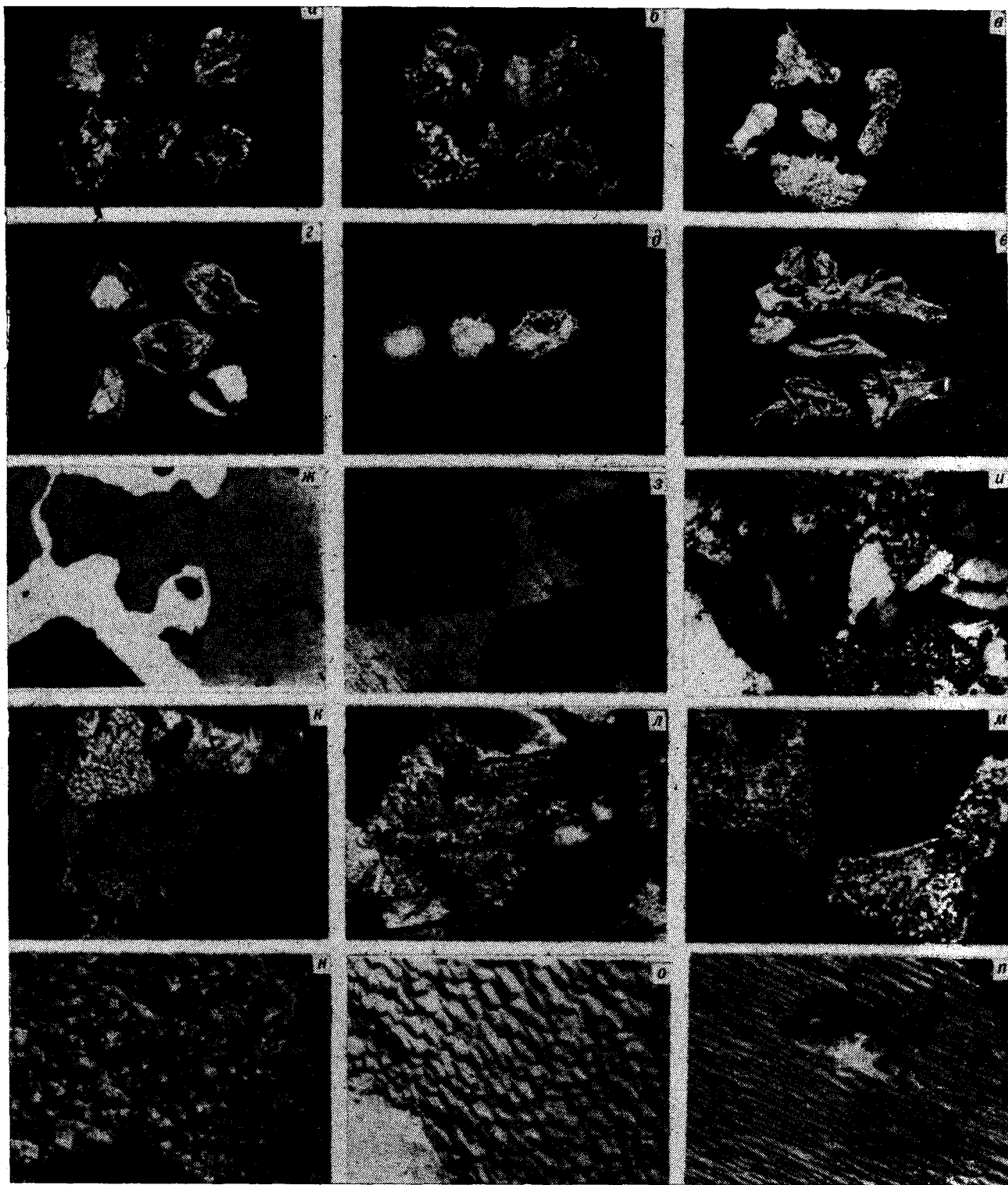


Рис. 1. Самородное золото дайковых месторождений.

*a-e* — Морфологические разновидности выделений золота (увел. 20): *a* — комковидные, *b* — цементационные ячеистые, *c* — трещинные прожилковидные (чешуйки), *d* — кристаллы и гемидиомофные частицы, *e* — дендритоиды; *ж-и* — парагенетические ассоциации самородного золота (увел. 50); *ж* — с галенитом, *з* — с буланжеритом, *и* — с антимонитом; *к-м* — структуры выделений золота (увел. 100): *к* — полигонально-зернистая, *л* — двойниковая, *м* — монозернистая; *н-п* — элементы слоистой структуры золота, выявленные травлением  $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$  (увел. 1000): *н* — бугорки травления в плоскости, близкой к слоистости (111), *о* — ступенчатые формы выхода слоев в плоскости (100), *п* — линейная текстура в плоскости, поперечной слоистости (111).

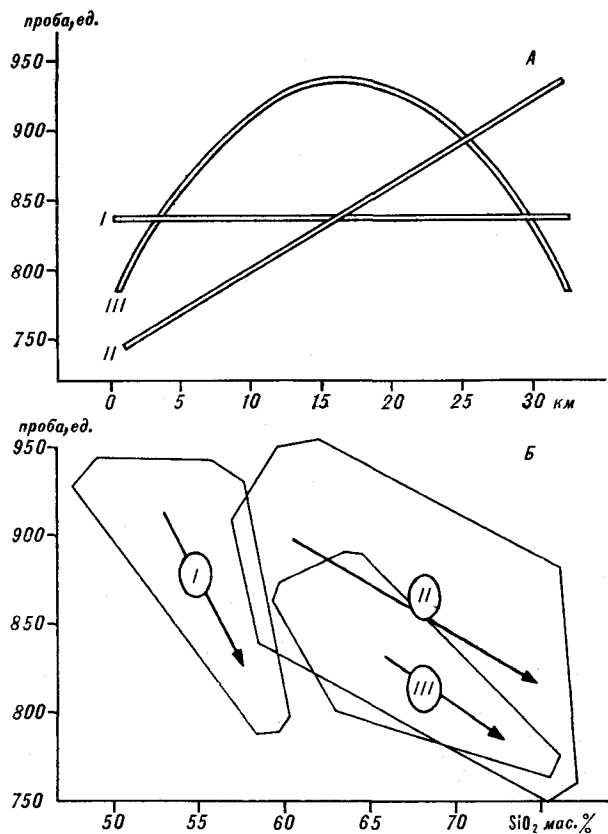


Рис. 2. Особенности поведения пробы самородного золота на дайковых месторождениях.

А — типы изменения пробы самородного золота по простиранию дайковых месторождений: I — стабильный, II — направленно изменяющийся, III — инверсионно изменяющийся. Б — зависимость средней пробы золота месторождений от кремнекислотности вмещающих пород, I—III — рудные узлы.

вероятно, связано с изменением химизма растворов, поступающих в зону разгрузки из пород иного состава. Проба золота рудных столбов и обогащенных участков рудных тел статистически на 20—30 единиц выше, чем у золота рядовых руд, но в то же время эта зависимость не является универсальной и многие рудные столбы не выделяются по пробе золота. На большинстве месторождений крупные выделения минерала и самородки по пробе существенно не отличаются от развитого совместно с ними золота более мелких фракций.

Особенности поведения пробы золота с глубиной изучены на двух месторождениях региона. Выявлены статистические различия пробы золота участков, вскрытых эрозией в вертикальном интервале до 300 м. На первом месторождении колебания пробы индивидуальных золотин и средняя проба золота участков, различающихся по высоте на 250—300 м, практически равнозначны. На этом же месторождении установлена устойчивость пробы по простиранию рудоносной дайки. Все это может служить признаком стабильного поведения

пробы золота в пространстве как по простиранию, так и падению рудной зоны. На втором месторождении проба золота закономерно снижается от его центра к флангам. Установлено его снижение с глубиной — по приблизительной оценке около 10 единиц на 100 м. Эта тенденция выявлена на нескольких параллельных кулисообразных сменяющих друг друга дайках и отражает общую направленность повышения концентрации серебра в золоте по мере приближения рудной зоны к гранитоидам, обнаженным и предполагаемым на глубине [5, 6]. По-видимому, высокая проба золота на многих месторождениях (900—950 единиц) может являться указанием на удаленность магматогенных рудогенерирующих источников от зон разгрузки гидротермальных растворов.

В отношении пробы золота дайковые месторождения Северо-Востока СССР обнаруживают одну исключительно важную закономерность. Она заключается в том, что самородное золото месторождений в дайках кислого состава всегда более низкопробное по сравнению с таковым месторождений, локализованных в дайках среднего и основного состава (табл. 2). На рис. 2, Б показана тенденция изменения средних значений пробы золота в зависимости от кремнекислотности рудовмещающих даек. Различаясь в деталях, поведение пробы золота в каждом из трех рудных узлов однотипно и отражает отмеченную выше закономерность. Эта закономерность наиболее ярко проявлена в узле с инверсионным типом изменения пробы золота в рудных телах (рис. 3). В протягивающихся параллельно друг другу на значительные расстояния дайковорудных телах среднего и кислого состава проба золота различается на 50—70 единиц и изменяется, повышаясь от их флангов к центру, достаточно устойчиво в обоих телах.

Выявленная закономерность подтверждается на ведущих дайковых месторождениях региона. Она позволяет уверенно оценивать роль металлоносных даек различного состава в формировании связанных с ними россыпей и, наоборот, по составу россыпного золота и рудных узлов ориентировать и целенаправленно проводить поиски их коренных источников.

На первый взгляд отмеченная особенность дайковых золоторудных месторождений подтверждает взгляды некоторых геологов [1], относивших рудовмещающие дайки Яно-Колымского пояса и связанное с ними золотое оруденение к разновозрастным образованиям. В регионе выделялись шесть поколений малых интрузий, с большей частью которых связано золотое оруденение. Вместе с тем, как было показано [3—5], в подавляющей части рудных узлов малые интрузии и гранитоидные тела находятся в определенной генетической сопод-

Зависимость пробы золота от химического состава (в мас. %) пород некоторых дайковых месторождений Северо-Востока СССР

Оксид	Тип месторождений									
	В дайках основного состава			В дайках среднего состава				В дайках кислого состава		
SiO <sub>2</sub>	49,03	49,96	50,10	59,35	60,35	63,52	64,04	65,98	74,40	74,96
TiO <sub>2</sub>	1,28	1,61	1,30	0,77	0,80	0,41	0,46	0,71	0,11	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,75	16,90	16,31	17,23	15,39	16,22	15,29	16,37	14,39	12,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,00	8,88	8,63	5,62	7,50	4,36	6,16	6,48	1,99	1,76
MnO	0,12	0,17	0,16	0,09	0,11	0,08	0,09	0,07	0,03	0,04
MgO	5,33	7,13	6,24	1,67	1,67	1,74	1,77	1,42	0,13	0,04
CaO	7,71	6,68	6,10	3,88	4,18	3,02	2,39	0,74	0,96	0,46
Na <sub>2</sub> O	1,67	3,34	2,30	3,44	3,43	3,12	4,05	4,26	3,29	3,35
K <sub>2</sub> O	1,63	1,73	0,86	2,41	1,99	2,80	2,77	1,77	2,64	5,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,33	0,22	0,19	0,17	0,09	0,12	0,20	0,03	0,02
П. и. п.	10,44	3,23	7,74	5,39	4,87	4,61	3,13	2,40	2,33	1,45
Сумма	100,10	99,93	99,96	100,04	100,46	99,98	100,17	100,37	100,30	100,1
Количество определений	6	4	3	5	5	3	3	2	6	3
Средняя проба	941	938	924	882	865	814	850	849	767	773
Стандартное отклонение от среднего	7,7	9,5	5,9	9,1	14,5	29,7	6,2	24,4	10,7	40,7
Количество определений	23	42	13	30	36	4	66	14	26	38

Примечание. Анализы химического состава пород выполнены в СВНИИ ДВНЦ АН СССР на квантометре ART 72 000. Аналитики В. Я. Борхоев, В. И. Мануйлова. Проба золота рассчитана по результатам микрозондового анализа образцов минерала в монтированных аншлифах.

чинности и отражают общие особенности эволюции магматизма рудоносных структур от ранних габброидных и диоритовых фаз к поздним гранит-лейкогранитным фазам. Золотое оруденение проявлено на заключительных этапах гранитоидного магматизма и в этом смысле, вероятно, связано с общей эволюцией магматических очагов. Наиболее отчетливо последнее можно показать на примере ранее рассмотренных совместно развитых даек среднего и кислого составов. Первая из них с развитым в ней оруденением была отнесена [1] ко второму поколению рудоносных малых интрузий, а другая соответственно к третьему, и обе считаются догранитными. В то же время, как было отмечено [5], особенности золоторудной минерализации обоих дайковых тел отражают общую минералого-геохимическую зональность оруденения относительно гранитоидов, не подтверждающую разноэтапность оруденения. Самородное золото из даек разного состава обнаруживает однотипную тенденцию снижения пробы по мере приближения дайково-рудных тел к гранитам, достигая значений, свойственных золотому оруденению, приуроченному к интрузивам (см. рис. 3).

Все эти данные свидетельствуют о том, что различия в пробе золота дайковых месторождений Северо-Востока СССР не могут служить доказательством их разновозрастности и генетической связи с дайками разных поколений.

Они лишь отражают выявленное закономерное влияние химического состава вмещающих пород на пробу золота различных рудных тел, имеющих общий рудогенерирующий источник.

Помимо первичных руд проведено изучение изменений пробы, морфологии и структур золота в зоне окисления месторождений, а также в элювиально-делювиальной и аллювиальной средах. Оно свидетельствует о том, что в экзогенных условиях существенного «облагораживания» золота в пределах дайковых месторождений не происходит. Образцы минерала из зоны окисления по всем характеристикам идентичны выделениям в первичных рудах. В сравнительно редких случаях установлено фрагментарное развитие высокопробных периферических зон, не влияющих на состав золотин в целом. Наиболее существенные изменения золота при его транспортировке и переходе в россыпь связаны с истиранием, деформацией, формированием структур механической рекристаллизации. Слабое развитие периферических высокопробных оболочек и их малая мощность, по-видимому, обусловлены незначительной химической активностью среды, малой сульфидностью руд, особенностями климатических условий и сравнительно молодым возрастом россыпей на Северо-Востоке СССР.

Основной примесью в самородном золоте дайковых месторождений региона является серебро (см. табл. 1.3). Содержание этого эле-

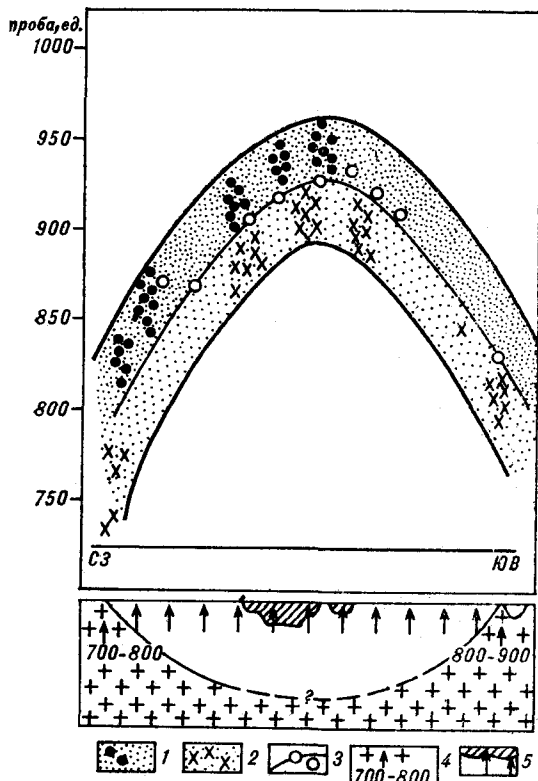


Рис. 3. Особенности поведения пробы золота в надинтрузивных рудных полях.

1, 2 — поля пробы золота в дайках среднего (1) и кислого (2) состава; 3 — данные усредненной пробы золота в россыпях; 4 — проба золота из проявлений в гранитоидах; 5 — условная плоскость дайковорудных зон.

мента колеблется от 1 до 40 мас.%. Резко преобладает золото, содержащее от 5 до 15% серебра. Самородное золото, содержащее менее 5 мас.% серебра, установлено исключительно в золотоантимонитовой ассоциации в дайках основного состава. Золото с высокими содержаниями серебра, от 15 до 40 мас.%, харак-

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в самородном золоте дайковых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР

Элемент-примесь	Пределы содержания, мас. %	Встречаемость элемента в % от количества проб
Серебро	1,0—36,2	100
Медь	0,0012—0,1400	100
Сурьма	до 0,1300	69
Железо	до 0,0100	50
Свинец	до 0,1200	40
Мышьяк	до 0,0102	15
Висмут	до 0,0060	14
Марганец	до 0,0005	2
Олово	до 0,0020	1

Примечание. Эпизодически во многих образцах микроспектральным анализом выявлена примесь ртути до 1 мас.%. Количественным спектральным анализом с пределом обнаружения  $n \times 10^{-3}$  —  $n \times 10^{-4}$  мас.% не установлены Pt, Pd, Ni, Co, Zn, Te, Se.

терно для сравнительно малораспространенных рудоносных даек кремнекислого состава. Оно свойственно также флангам дайковых месторождений с инверсионным типом изменения пробы (см. рис. 2, табл. 1). Практически постоянно в самородном золоте присутствует незначительная примесь меди и сурьмы. Содержание меди в отдельных пробах достигает 0,14 мас.%, но в большинстве случаев не превышает 0,01%. Сурьма содержится в количествах от 0,001 до 0,1%, в некоторых пробах достигая 0,13%. Для этих элементов, благодаря их постоянному присутствию, изучены особенности изменения средних концентраций в зависимости от пробы золота (рис. 4). С повышением пробы золота от 750 до 950 установлены устойчивый рост содержания в нем меди от  $n \cdot 10^{-3}$  до  $n \cdot 10^{-2}$  мас.% и в целом закономерное снижение концентраций сурьмы от  $n \cdot 10^{-2}$  до  $n \cdot 10^{-4}$  мас.%. Соответственно золото более кремнекислых даек характеризуется большими концентрациями серебра, сурьмы и меньшими — меди.

Г. Уоррен и Р. Томпсон [17], Н. В. Петровская [11] и другие исследователи показали высокую информативность элементов-примесей в

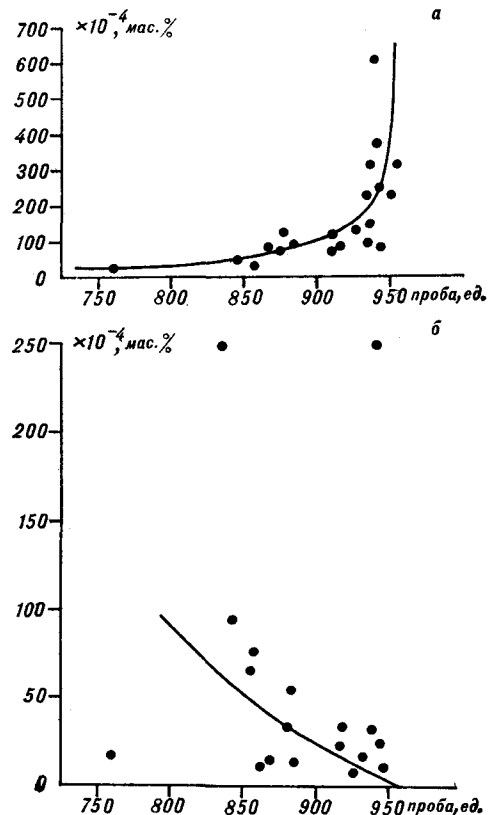


Рис. 4. Зависимость содержания примеси меди (а) и сурьмы (б) от пробы самородного золота.

самородном золоте в качестве индикатора региональной и формационной геохимической специфики золоторудных месторождений. Для изученных дайковых месторождений Северо-Востока СССР, представляющих значительную часть плутогенной золотокварцевой формации региона, типоморфными примесями в золоте, помимо серебра и меди, являются сурьма, железо, свинец, мышьяк и висмут (см. табл. 3). Роль ртути, олова и марганца менее выразительна (см. табл. 1). Не установлены палладий, платина, теллур, селен, цинк, никель, кобальт. Из них только ртуть, выявленная микронзондовым анализом, достигает высоких концентраций (до 1, реже более 1%), остальные присутствуют в количествах, не превышающих  $n \cdot 10^{-3}$  —  $n \cdot 10^{-2}$  мас. %.

Приведенные в табл. 1 данные являются интегральными, характеризующими несколько образцов золота общей массой 5—10 мг. О природе установленных элементов-примесей они позволяют судить только косвенно. По-видимому, такие элементы, как медь, ртуть и сурьма, являются изоморфными примесями, и распределение их носит гомогенный характер. Присутствие остальных, вероятно, обусловлено микровключениями минералов железа, свинца, висмута, мышьяка и других элементов, что соответствует данным [8].

Детально исследовано самородное золото дайковых месторождений Северо-Востока СССР, традиционно считающихся метаморфизованными гранитами [13, 14]. Наиболее известное из них локализовано в дайке основного состава в кордьеритовых роговиках на удалении 800 м и менее от контакта интрузива. Как и на других дайковых месторождениях региона, ни минералогическими, ни термобарогеохимическими исследованиями каких-либо признаков метаморфизма золота не установлено. Выявлено необычно высокое содержание сурьмы, не наблюдается увеличения пробы золота и потери летучих микропримесей (см. табл. 1). Кроме того, в жильном кварце, находящемся в сростках с золотом, не обнаружено взорванных включений, обычных при термообработке руд [7]. Он содержит типичные для золоторудных месторождений углекислотно-водные включения, ассоциирующие с газовыми, газово-водными, характерными для постмагматического этапа становления гранитного интрузива. В одном из месторождений региона в золоте установлена примесь олова, являющегося типоморфным аксессуарным элементом лейкогранитов рудного узла, что может служить косвенным свидетельством парагенетической связи золотого оруденения с магматизмом.

На другом месторождении оруденелые дайки среднего и кислого состава параллельно протягиваются из неметаморфизованных пород

в зоны интенсивного контактового воздействия гранитоидного интрузива. Руды обеих даек обнаруживают достаточно четкую индивидуальность, выражающуюся в зависимости пробы золота от петрохимического состава дайковых пород. Для этих даек характерно следующее: по мере приближения к контакту с гранитоидами в обоих телах происходит синхронное снижение, а не повышение пробы самородного золота — в дайке среднего состава от 960 до 800—840, кислого — от 890 до 750—800.

Изложенный материал по типоморфным особенностям самородного золота золоторудных месторождений дайкового структурно-морфологического типа и его анализ позволяют сделать нижеприведенные выводы.

1. Самородное золото дайковых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР отличается значительной крупностью выделений и высокой устойчивостью химического состава, что, вероятно, обусловлено достаточно стабильной физико-химической обстановкой минералообразования. Типоморфными примесями в золоте служат медь, сурьма, железо, свинец, мышьяк и висмут. Главной примесью в золоте является серебро, составляющее от 1—2 до 30—40 мас. % минерала.

2. Состав самородного золота в значительной степени обусловлен химическими особенностями рудовмещающих даек, служащих основными путями транспортировки и местом разгрузки металлоносных гидротерм. В совместно развитых дайках различной основности проявлена универсальная зависимость пробы золота от их состава, заключающаяся в том, что золото более кислых даек всегда менее высокопробное. Выявленная зависимость может быть использована для ориентации поисков коренных месторождений в дайковых узлах по данным о пробе золота в россыпях.

3. Установленные вариации химических свойств самородного золота обусловлены особенностями эндогенного режима золоторудных узлов региона и выявляются только при значительном «шаге» опробования. Стабильные на значительных интервалах и по латерали минеральные парагенезисы с устойчивой пробой золота и его геохимическими свойствами характерны для безинтрузивных рудных узлов региона. Самородное золото рудных узлов с интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом отличается направленным изменением количества примесей серебра, сурьмы и меди, отражающих общую эндогенную зональность гидротермального минералообразования относительно интрузивов гранитоидов. В рудных узлах самородное золото окологранитных высокометаморфизованных зон является в целом более высокосеребристым, характеризуется значительными концентрациями летучих компо-

нентов (сурьмы, ртути и др.) и присутствием ряда литофильных элементов (висмута, олова). Эти его особенности, как и отсутствие следов разгерметизации первичных газово-жидких включений в рудоносном кварце в сростках с золотом [6], не позволяют считать доказанными представления о догранитном возрасте золотого оруденения и его термометаморфизме гранитами. Они более свидетельствуют в пользу существования парагенетических (возможно, и генетических) связей оруденения с очагами магматизма, претерпевшими сложный эволюционный путь развития.

Проведенные исследования позволяют высказать определенные представления и о типоморфных особенностях дайковых золоторудных месторождений в целом. В кратком изложении они сводятся к существенно кварцевому составу гидротермальных прожилков и их малому объему в рудных телах месторождений; исключительно низкому содержанию в них сульфидов; крайне незначительному объему продуктов рудной стадии минералообразования; одностадийному характеру выделений основной массы золота; сравнительно равно-

мерному гидротермальному метаморфизму пород даек; столбовому распределению минералов продуктивного комплекса в рудных телах; значительной крупности выделений самородного золота; высокой стабильности пробности золота месторождений, удаленных от рудогенерирующих магматических очагов; постоянному присутствию в золоте большинства дайковорудных месторождений сурьмы, железа, свинца, висмута. Для сурьмы в золоте, как ни для какого другого из перечисленных элементов, характерны высокая встречаемость (70% от всех проб) и повышение концентрации.

В заключение следует указать, что анализ приведенного материала, сопоставление его с данными, полученными В. Г. Моисеенко [9], Л. А. Николаевой [10], Н. В. Петровской [12] по другим регионам, свидетельствуют о том, что типоморфные особенности самородного золота и золоторудных месторождений в целом, по-видимому, в первую очередь зависят от геохимической специализации золотоносных регионов и тектономагматической истории их развития.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апельцин Ф. Р.* Малые интрузии золоторудных полей Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР.— Магадан: Тр. ВНИИ-1. Сер. геол. Вып. 39, 1958.
2. *Бергер В. И., Кузьмин В. Г.* Возрастное положение золотосурьмяного оруденения Яно-Колымского пояса.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1.
3. *Гельман М. Л.* Малые интрузии.— В кн.: Геология СССР. Т. XXX, Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Книга II. М.: Недра, 1970.
4. *Гончаров В. И.* Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах.— М.: Наука, 1983.
5. *Гончаров В. И., Савва Н. Е. и др.* Опыт минералогического картирования золоторудного узла на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Минералогическое картирование как метод исследования рудоносных территорий. Свердловск: Уральский ИЦ АН СССР, 1983.
6. *Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцетнев В. В.* О термометаморфизме некоторых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР.— В кн.: Термобарогеохимия эндогенных процессов. Благовещенск: АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984.
7. *Ермаков Н. П.* Исследование минералообразующих растворов.— Харьков: Изд-во Харьковского ун-та, 1950.
8. *Кренделев Ф. П., Теплов С. Н. и др.* Неоднородность распределения элементов-примесей в самородном золоте (по данным искровой масс-спектрометрии).— Геол. рудн. месторожд., 1980, т. 22, № 5.
9. *Моисеенко В. Г.* Геохимия и минералогия золоторудных районов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.
10. *Николаева Л. А.* Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей.— М.: Недра, 1978.
11. *Петровская Н. В.* Самородное золото.— М.: Наука, 1973.
12. *Петровская Н. В.* Современные исследования типоморфизма самородного золота.— В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980.
13. *Скорняков П. И.* Возраст золотого оруденения на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 5. Магадан: Кн. изд-во, 1949.
14. *Фирсов Л. В.* Пентагон-додекаэдрические монокристаллы золота в контактово-метаморфизованных перекристаллизованных жилах Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 3.
15. *Шило Н. А.* Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпей золотоносности.— Магадан: Тр. ВНИИ-1. Сер. геол. Вып. 63, 1960.
16. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1981.
17. *Warren H. V., Thompson R. M.* Minor elements in gold.— Econ. Geol., 1944, v. 39.

УДК 550.831.23 : 551.24 (571.62)

Э. Л. Рейнлиб

## ТЕКТОНИКА БУРЕЙНСКОГО ПРОГИБА

Проведенные в последние годы в пределах Буреинского наложенного прогиба геофизические исследования выявили ряд неизвестных ранее грабенов, заполненных мезозойскими терригенными осадками мощностью свыше 3000 м.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Буреинский прогиб в настоящее время является одной из перспективных структур юга материковой части Дальнего Востока для поисков промышленных скоплений нефти и газа. Прогиб расположен на восточной окраине Буреинского срединного массива, представляющего собой гранитоидный мегаплутон, разбитый на отдельные глубоко эродированные блоки. Западное обрамление прогиба принадлежит Туранскому, а восточное — Чегдомыньскому блокам, в строении которых принимают участие архейские гнейсовидные граниты древнебуреинского, раннепротерозойские биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты кивильского, раннепалеозойские биотитовые, двуслюдяные граниты суларинского и позднепалеозойские биотитовые роговообманково-биотитовые граниты тырма-буреинского комплексов. В триасовое время происходило внедрение интрузий аляскитовых, лейкократовых гранитов харинского комплекса, слагающих плитообразные массивы и трещинные тела. Выходы вмещающих интрузивы пород разобщены и имеют различный возраст и состав. Наиболее древние из них, позднеархейские, представлены регионально метаморфизованными в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях породами амурской и гастахской серий. Для метаморфитов характерна линейная складчатость с крутыми падениями крыльев складок. Простирание их северо-восточное до близмеридионального.

В раннем мезозое в связи с заложением Сихотэ-Алинской геосинклинали на восточной окраине Туранского блока началось формирование Буреинского наложенного прогиба, выполненного в нижней части раннеюрскими морскими, прибрежно-морскими терригенными и молассоидными формациями, а в верхней —

Установлена сложная структура прогиба со сбросовыми, сдвиговыми и надвиговыми дислокациями. Предложен комплекс работ по детальному изучению прогиба.

угленосной среднеюрско-раннемеловой молассой (табл. 1).

Осадочные отложения прогиба прорваны небольшими, иногда пластообразными интрузивными телами диоритовых порфиритов позднего мела. В ряде случаев эти породы слагают небольшие экструзивные тела. По структуре породы весьма близки к эффузивным порфиритам. Контактные изменения во вмещающих интрузивы осадочных отложениях выражены очень слабо.

Формирование прогиба на жестком гранитоидном фундаменте предопределило специфику складчатых дислокаций с развитием сравнительно пологих брахиформных, гребневидных или коробчатых складок, подчас конседиментационного характера. У восточной и западной окраин прогиба слои погружаются в направлении к центру под углами 20—40 и 3—10° соответственно. В центре прогиба блоковые перемещения фундамента по конседиментационным разломам обусловили развитие грабен-синклиналей и горст-антиклиналей. Наиболее погруженной частью является Кындальская впадина (грабен-синклиналь), выполненная верхнеюрской — нижнемеловой континентальной молассой. Скважина, пробуренная в окрестностях пос. Ургал до глубины 3 км, не вышла из отложений ургальской свиты.

В формировании внутренней структуры прогиба существенную роль играли многочисленные разрывные нарушения различной морфологии, глубины заложения и амплитуды. Крупнейшими по глубине заложения и амплитуде являются разломы преимущественно северо-восточного и близкого к нему простирания.

При бурении картировочных и параметрических скважин в меловых отложениях прогиба получены выделения пленочной нефти, газового конденсата и газа.



Свита, ее состав	Индекс возраста	Мощность (м)	Количество образцов	Плотность (г/см <sup>3</sup> )	Магнитная вос- приимчивость (10 <sup>-6</sup> СГС)
<i>Буреинский прогиб</i>					
Чагаянская свита. Галечники, пески	K <sub>2</sub>	240	Нет свед.		Нет свед.
Кындальская свита. Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты	K <sub>1</sub>	400	22	2,13	3
Чемчужинская свита. Песчаники, алевролиты, пласты каменного угля	K <sub>1</sub>	800	37	2,37	7
Чегдомынская свита. Песчаники, алевролиты, пласты каменного угля	K <sub>1</sub>	350	24	2,36	6
Ургальская свита. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гравелиты, пласты каменного угля	J <sub>3</sub> — K <sub>1</sub>	390—950	42	2,32	3
Талынжанская свита. Песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, туфы, туффиты, пласты каменного угля	J <sub>3</sub>	170—400	108	2,30	7
Чагаянская свита. Алевролиты, аргиллиты, песчаники	J <sub>3</sub>	500—1080	24	2,36	6
Эльгинская свита. Конгломераты, песчаники, алевролиты	J <sub>2-3</sub>	1000—2000	213	2,43	8
Эпиканская свита. Песчаники, алевролиты, конгломераты	J <sub>2</sub>	До 1000	60	2,46	Нет свед.
Умальтинская свита. Песчаники, конгломераты, алевролиты	J <sub>1-2</sub>	До 2100	204	2,45	6

*Туранский и Чегдомынский блоки*

Толща рассланцованных липаритов, их туфов, метапесчаников, конгломератов, гравелитов	PR	600	39	2,63	162
Союзненская свита. Сланцы слюдяно-кварцевые, графитовые, мраморы, кварциты	PR <sub>1</sub>	1400	110	2,66	14
Лепиканская свита. Гнейсы графит-биотитовые, двуслюдяные, сланцы графитовые, мраморы, кварциты	AR <sub>2</sub>	1000	99	2,61	150
Саганарская свита. Гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболиты, кварциты, мраморы	AR <sub>2</sub>	2600	70	2,64	85
Амбардахская свита. Кварциты, гнейсы биотитовые	AR <sub>2</sub>	300	16	2,64	30
Дичунская свита. Амфиболиты, метаморфические сланцы	AR <sub>2</sub>	500	125	2,66	288
Туловчихинская свита. Гнейсы биотитовые, двуслюдяные, кварциты, амфиболиты, сланцы андалузитовые, силлиманитовые	AR <sub>2</sub>	До 3000	82	2,65	38

### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАЗРЕЗА И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Приведенные в таблицах физические свойства горных пород стратиграфических подразделений (см. табл. 1) и интрузивных комплексов (табл. 2) рассчитаны на основе измерения плотности и магнитной восприимчивости отдельных образцов. До некоторой степени условно считалось, что соотношение количества образцов различных пород в коллекции примерно соответствует соотношению этих пород в свите, комплексе, и поэтому среднеарифметическое значение параметра по образцам принималось как среднее по геологическому телу. Среднее значение плотности для системы определялось как средневзвешенное плотностей отдельных свит.

Измерение плотности выполнено с погрешностью 0,01—0,02 г/см<sup>3</sup>, а магнитной воспри-

имчивости — не более 10% измеренной величины.

Юрско-меловые осадочные отложения Буреинского прогиба характеризуются довольно низкими плотностями, изменяющимися от 2,13 г/см<sup>3</sup> у кындальской свиты до 2,46 г/см<sup>3</sup> у эпиканской свиты. Средняя плотность юрских осадков 2,42, меловых — 2,36 и всех пород впадины — 2,40 г/см<sup>3</sup>. Как видно из табл. 2, для интрузивных образований отмечается стандартное распределение плотности в зависимости от их основности.

Все граниты при наличии значительных по массе плутонов должны повсеместно, за исключением территории Буреинского прогиба, отражаться минимумами гравитационного поля, все габброиды, при тех же условиях, — максимумами.

Все сколько-нибудь существенные по массе интрузии любого состава, консолидированные в

Таблица 2

Порода	Индекс возраста	Количе- ство об- разцов	Плот- ность (г/см <sup>3</sup> )	Магнитная восприим- чивость (10 <sup>-6</sup> СГС)
Диоритовые порфириды Харинский комплекс.	K <sub>2</sub>	36	2,66	230
Граниты аляскитовые, лейкократовые	T	271	2,56	383
Тырно-Буреинский комплекс				
а) граниты биотитовые, роговообманково-биотитовые	PZ <sub>3</sub>	1606	2,57	104
б) диориты	PZ <sub>3</sub>	34	2,62	241
в) габбро, гиббро-диориты	PZ <sub>3</sub>	156	2,84	1365
Сударинский комплекс. Граниты биотитовые, двуслюдяные	PZ <sub>1</sub>	199	2,58	251
Кивийский комплекс. Граниты биотитовые, роговообманково-биотитовые, катаклазированные	PR <sub>1</sub>	753	2,58	175
Древнебуреинский комплекс. Граниты, гранодиориты биотитовые, гнейсовидные	AR <sub>2</sub>	300	2,58	32
Амурский комплекс. Габбро-амфиболиты	AR <sub>2</sub>	36	2,78	531

теле чехла прогиба, должны отражаться в гравитационном поле повышением его напряженности, так как даже по отношению к наименее плотным интрузивным породам — гранитам — здесь существует средний по разрезу дефект плотности в 0,16 г/см<sup>3</sup>.

Юрско-меловые осадочные отложения впадины отражаются в поле силы тяжести минимумами, интенсивность которых зависит не только от мощности чехла, но и от состава подстилающих их пород основания.

### ИСПОЛЬЗОВАННЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Главным источником информации для расшифровки строения Буреинского прогиба служила карта аномалий поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см<sup>3</sup> в совокупности с геологической и магнитной картами.

В центральной части прогиба по трем профилям северо-восточной ориентировки и одному субмеридиональному (связующему) была проведена сейсморазведка методом КМПВ (рис. 1). По материалам сейсморазведки и шести расчетных гравитационных профилей построена структурная схема центральной части Буреинского прогиба — Кындальского грабена [2]. Погрешность построения изогипс кровли фундамента прогиба по гравитационным

профилям (в сравнении с сейсморазведочными данными) составила от 60 до 400 м. Неуверенно проведены изогипсы и по концам отдельных сейсмических профилей — по одному годографу.

В результате осуществленных в последние годы гравиметрических исследований была сгущена сеть наблюдений в пределах Кындальского грабена, и, кроме того, этими работами охвачена значительная часть Буреинского прогиба с выходом съемки на структуры обрамления, что позволило, во-первых, несколько уточнить предыдущую интерпретацию в пределах Кындальского грабена, во-вторых, экстраполировать представление о структуре грабена на идентичные по форме, но меньшие по размерам, впадины, дополнительно закартированные упомянутыми исследованиями, и, в-третьих, получить общее представление о тектонике Буреинского прогиба. Предпосылкой для частичной переинтерпретации материалов послужило хорошее отражение в аномальном поле силы тяжести, замеренном по сгущенной сети пунктов, как Кындальской структуры в целом, так и ее деталей.

Построение изогипс в пределах грабена осуществлялось на основе сейсмического каркаса. Точки «пересечения» изогипс и сейсмических профилей оставались неизменными. Исключение составил восточный конец одного из профилей, где предположительно (по одному годографу) намечался подъем фундамента, однако данные гравиметрии противоречили этому. Здесь принят «гравиметрический вариант» интерпретации. Точки «пересечения» изогипс с расчетными гравитационными профилями в отдельных случаях сдвигались на величину возможной ошибки (до 400 м по мощности). Уточнение кривых изогипс коснулось главным образом прибортовых частей грабена.

Существенным фактором расшифровки глубинного строения Буреинского прогиба явилось выявление ряда грабенов, значительно уступающих по площади Кындальскому, но сравнимых с ним по мощности мезозойских осадков (см. рис. 1). В результате экстраполяции характера связи морфологии гравитационного поля и структуры Кындальского грабена на остальную часть прогиба построены изогипсы фундамента и для вновь выявленных грабенов. Следует, однако, подчеркнуть определенную условность расчетных глубин, полученных на основе гравитационных данных, так как неизвестна физико-геологическая характеристика «малых» грабенов: состав и плотность пород фундамента, градиент плотности выполняющих их осадков. Отсюда изогипсы фундамента, построенные по материалам гравиметрии, следует рассматривать в качестве изолиний, рисующих морфологию структур с демонстрацией

ориентировочных мощностей осадков, достоверных по порядку величин.

Район исследований характеризуется довольно дифференцированным аномальным магнитным полем. Значительной части площади присуще относительно спокойное повышенное магнитное поле напряженностью 2—4 мЭ, на фоне которого четко следятся как изометричные, так и линейные возмущения поля напряженностью 10—15 мЭ. Часть этих возмущений пространственно связана с локальными максимумами гравитационного поля. Все случаи площадного спокойного повышения интенсивности магнитного поля, связанного с нарастанием напряженности гравитационного поля, интерпретировались как толщи метаморфитов, насыщенные пластами, линзами базитов. В фундаменте грабенов Буреинского прогиба предполагаемые участки широкого развития основных пород устанавливались только по данным магнитометрии, так как здесь значительная мощность малоплотных осадков затушевывает гравитационный эффект этих пород. Источники интенсивных изометричных возмущений магнитного поля истолкованы как позднемеловые диоритовые порфириды, часть которых подтверждается прямым сопоставлением геологической и магнитной карт.

Выделение разломов осуществлялось с использованием принципа выявления пограничных зон [1] по гравитационным ступеням и зонам текущей корреляции. В рассматриваемом районе первый случай более характерен для дизъюнктивов с преобладающей вертикальной амплитудой смещения, второй — соответственно горизонтальной. По морфологии поля силы тяжести установить характер разлома без привлечения дополнительных, главным образом геологических, материалов весьма затруднительно, а зачастую и невозможно. Разломы, интерпретированные как сбросы, устанавливались по наличию мощных толщ юрских и меловых осадков, выявленных сейсмическими исследованиями, а в той части площади, где сейсмические исследования отсутствовали, — по аналогии. Надвиги определялись по несоответствию геологической обстановки характеру поля силы тяжести. Так, в среднем течении р. Адникан восточная часть локального минимума, заведомо связанного с увеличением мощности юрских отложений (восточный борт Адниканского грабена, см. рис. 1), пространственно приурочена к выходам позднелазовских гранитов тырмо-буреинского комплекса. В данном случае несоответствие характера гравитационного поля и геологической обстановки без привлечения варианта надвиговых дислокаций необъяснимо. В то же время наличие правостороннего сдвига по широтному

разлому к северу от надвига предполагается только по закономерному смещению аномалий друг относительно друга.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ













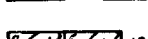

В пределах Буреинского наложенного прогиба преобладают как по количеству, так и по протяженности отдельных разломов дислокации северо-восточной ориентировки (см. рис. 1). Перемещение блоков по ним преимущественно вертикальное. Система этих дизъюнктивов, ориентированных вдоль длинной оси прогиба, создает «клавишную» структуру, в которой горсты и грабены северо-восточной ориентировки последовательно чередуются, что особенно четко просматривается в бассейне средних течений рек Ягдынья — Солони — Ургал. Следует отметить, что восточная полоса горстов в пределы прогиба не входит, но весьма явно протягивается вдоль его восточной границы, отделяя прогиб от Баджало-Тайканской области позднемеловой гранитизации земной коры [5]. Средняя полоса горстов разделяет системы Кындальского и Восточного грабенов, западная — ограничивает с запада систему Кындальского грабена.

Центральная часть прогиба, к которой приурочены наиболее выдержанные по простиранию грабены — Кындальский и Восточный, — с севера и юга ограничена субширотными системами разломов. Южная система, прослеженная от р. Мага на востоке до верховьев р. Ушмун на западе, более проста по своему строению. Северная система субширотной может быть названа до некоторой степени условно, так как составляющие ее разломы имеют различную ориентировку: северо-восточную к востоку от оси прогиба, северо-западную и широтную — к западу от нее. Генеральная ориентировка зоны определяется ее принадлежностью к региональной системе субширотных линеаментов.

К северу от северной зоны разломов, как и к югу от нее, следятся две системы грабенов. При этом Кындальский грабен «продолжается» на север Иорикским, мощность осадков в котором почти на 1000 м меньше, чем в Кындальском. К северо-западу от последнего картируется идентичный ему по мощности осадков Усть-Ниманский грабен. Восточный грабен здесь продолжения не имеет.

Чекундинский и Адниканский грабены, расположенные к югу от южной зоны широтных разломов, пространственно смещены к западу на одно и то же расстояние соответственно от Кындальского и Восточного.

Уже простое «геометрическое» сопоставление взаимного расположения всей совокупности грабенов рассматриваемой части Буреинского наложенного прогиба свидетельствует о

- |   |  |  |   |
|---|--|--|---|
|  1  |  2  |  3  |  4 |
|  5  |  6  |  7  |   |
|  8  |  9  |  10 |   |
|  11 |  12 |  |   |
|  13 |  |  |   |
|  14 |  |  |   |

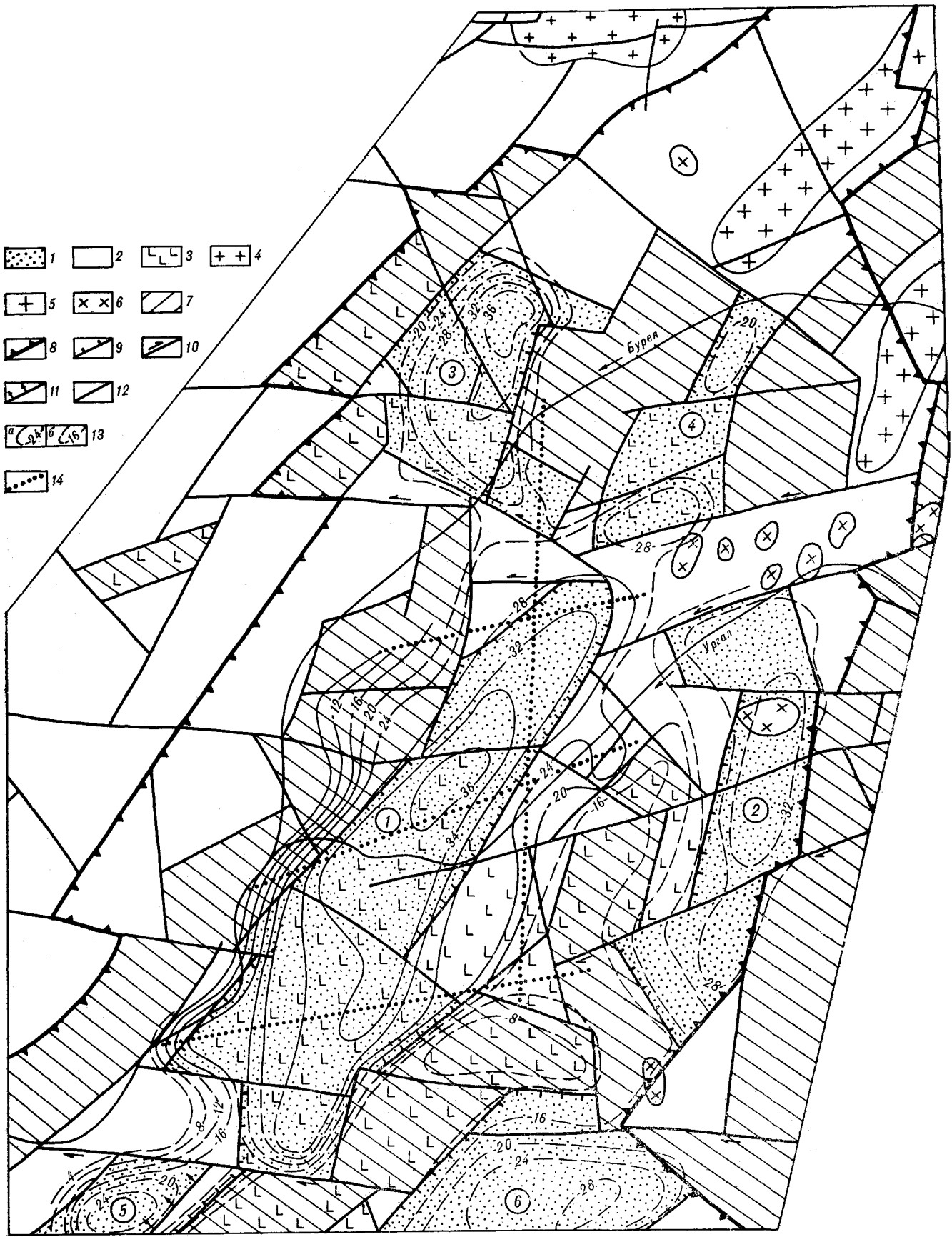


Рис. 1. Структура северной части Бурейнского прогиба.

1 — грабены, выполненные мезозойскими осадками (1 — Кыдалский, 2 — Восточный, 2 — Усть-Ниманский, 4 — Иорикский, 5 — Чекудинский, 6 — Адниканский); 2, 3 — фундамент прогиба, представленный: 2 — древними гранитами и архей-протерозойскими метаморфитами, 3 — толщами метаморфитов, насыщенными пластами, линзами азитов; 4, 5 — граниты; 4 — харинского комплекса, 5 — позднего мела (эрозией не вскрыты); 6 — диориты, диоритовые порфириты позднего мела; 7 — горсты; 8 — разломы, ограничивающие Бурейнский прогиб; 9—12 — дизъюнктивные дислокации: 9 — сбросы, 10 — сдвиги, 11 — надвиги; 12 — прочие; 13 — изогипсы фундамента впадин (в сотнях метров), по данным: а — сейсморазведки КМПВ, б — гравиразведки; 14 — сейсмические профили КМПВ (по [2]).

сдвиговым характере названных субширотных дислокаций, из которых южная зона представляет правосторонний сдвиг, а северная — левосторонний. Такой характер смещений, вероятнее всего, указывает на сдвиг центрального блока к востоку. Реконструкция досдвиговой структуры прогиба приведена на рис. 2. Она касается только общей схемы расположения горстов и грабенов и не затрагивает как деталей строения этих структур, так и деталей перемещения по многочисленным дизъюнктивам, так как, во-первых, масштаб гравиметрической съемки позволяет выделить только главные дислокации, да и то в генерализованной форме, во-вторых, только по данным гравиметрии, без полевых геологических исследований восстановление сложной схемы дизъюнктивных дислокаций в монотонной терригенной толще затруднительно. Так, для Адниканского грабена отмечены не только сдвиг и бортовые сбросы, но и надвиг на него пластины палеозойских гранитов, перекрывшей ее восточный борт. Идентичные дислокации не исключены и в остальной части прогиба, но в терригенных толщах мезозоя выделить их гораздо труднее.

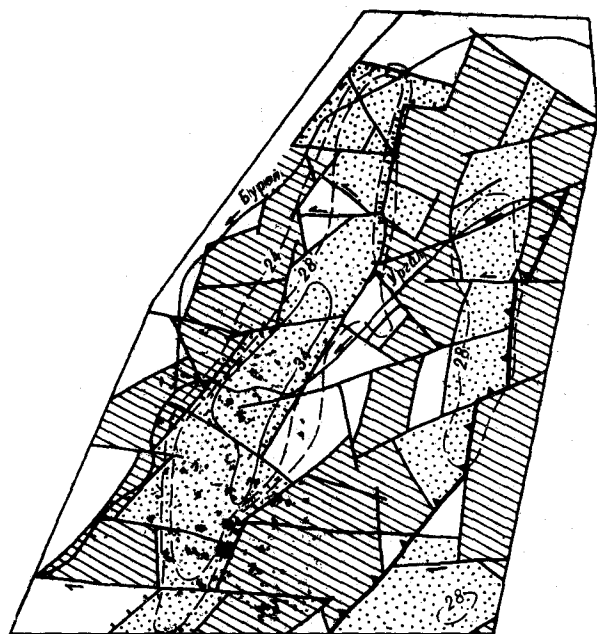


Рис. 2. Реконструированная досдвиговая структура Бурейнского прогиба. Обозначения см. на рис. 1.

Многоплановость дизъюнктивной тектоники в пределах прогиба подтверждается и сопоставлением совокупности разломов, устанавливаемых геофизическими методами, с тектоническими нарушениями, выявленными по результатам космической съемки. Оказалось, что одновременно обоими методами выявляется не более 30% линеаментов, а значительная часть нарушений выявляется только одним методом. Это объясняется [4] тем, что гравиметрия отражает преимущественно разломы, затрагивающие фундамент прогиба, а на космических снимках фиксируются линеаменты, выходящие на дневную поверхность и затрагивающие в основном чехол прогиба.

В пользу гипотезы левостороннего сдвига по северной широтной зоне свидетельствует и граница распространения юрских отложений по западному борту прогиба, которая к северу от сдвига картируется на 15 км западнее, чем к югу от него.

Еще одним доказательством того, что разрозненные ныне грабены прогиба являются фрагментами двух параллельных палеосистем грабенов, служит мощность накопленных в них мезозойских осадков. Для Восточной системы, включавшей Иорикский, Восточный и Адниканский грабены, эти мощности равны соответственно 2800, 3200 и 2800 м (см. рис. 2). Мощность терригенной толщи в Усть-Ниманском и Кыдалском грабенах составляет 3600 м. Относительно малая мощность осадков Чекудинского грабена объясняется либо различными условиями осадконакопления в северной и южной частях Кыдалской системы грабенов, либо, что более вероятно, погрешностями расчетов, затрудненных здесь сложностью морфологии гравитационного поля, в котором интегрально отразилась система различных по амплитуде и направлению смещения дизъюнктивов.

Реконструированная «клавишная» структура рассмотренной части прогиба характерна и для его южного окончания, где в поперечном сечении чередуются прогибы (грабены?), выполненные юрскими осадками, с выступами домезозойского фундамента, представленного в основном позднепалеозойскими гранитоидами. Только в крайней северной части прогиба, на замыкании, его строение резко упрощается, что, возможно, связано с выклиниванием здесь мезозойской осадочной толщи.

Историю развития Буреинского прогиба можно, вероятно, разделить на два этапа. Первый — рифтовый, охвативший, видимо, конец позднего триаса — начало ранней юры, — начался с возникновения сводового воздымания и завершился обрушением его центральной замковой части с образованием двух параллельных рифтовых долин. Последующее развитие структуры проходило по типу наложенных впадин с прогибанием всей ванны, но с более ускоренным проседанием бывших рифтовых долин. Поперечные сдвиговые зоны, заложенные в рифтовую эпоху развития, в позднем мелу, в связи с интенсификацией тектономагматических процессов в Баджало-Тайканской области, были резко активизированы, о чем свидетельствует насыщенность восточной части северной сдвиговой зоны интрузиями диоритовых порфиров того же возраста (см. рис. 1). Подобные поперечные сдвиги К. Г. Леви [3] в Байкальской рифтовой зоне относит к трансформным разломам. Отмеченные в районе надвиги, вероятнее всего, также имеют позднемеловой возраст.

Намеченная схема истории развития прогиба приведена с целью акцентировать внимание на некоторых особенностях его структуры, имеющей важное значение в связи с перспективой обнаружения здесь нефтегазовых месторождений.

### РЕКОМЕНДАЦИИ

Не останавливаясь на описании отдельных грабенов, структура которых отображена на рис. 2, рассмотрим некоторые рекомендации по дальнейшим нефтепоисковым работам.

В Кындалском грабене по данным сейсморазведки МОВ, выполненной под руководством А. А. Романюка, А. П. Гапонова и М. Л. Любарского (1970—1972 гг.), установлен по кровле чемчукинской свиты ряд локальных антиклинальных структур: Ургальская, Западно-Соловьевская, Дубликанская, Адниканская и Кындальская. Первые три приурочены к восточному борту грабена. Для Кындальского грабена рекомендуется разбуривание выявленных структур. Сейсморазведку следует

выполнить (в порядке очередности) в Усть-Ниманском, Адниканском и Восточном грабенах с одновременной постановкой детальной гравиметрической разведки с целью расшифровки сложной многоплановой дизъюнктивной и инъективной тектоники, которая в процессах нефте-газонакопления может играть не только негативную, но и положительную роль, создавая тектонически экранированные ловушки.

Адниканский и Усть-Ниманский грабены примерно равны по площади, но последний имеет большую мощность мезозойских осадков, чем было установлено предыдущими исследованиями, что и предопределяет его несколько большую перспективность. Восточный грабен по площади превосходит предыдущие в 1,5—2 раза при одинаковой с Адниканским мощности осадков, однако его перспективы в определенной степени снижаются из-за наличия в северной части (гора Голодная) интрузии диоритовых порфиров позднего мела. В поле силы тяжести интрузия отражения не находит. Этот факт, очевидно, свидетельствует о незначительных вертикальных габаритах интрузивного тела, так как сколько-нибудь существенная по объему интрузия, обладающая избыточной плотностью  $0,21 \text{ г/см}^3$ , должна создавать гравитационный максимум. Однако окончателю форма и размеры интрузивного тела, а также степень инъективной проработки осадочных образований могут быть определены с помощью детальной гравиметрической съемки.

Выводы: осуществленные в последние годы геофизические исследования позволили уточнить внутреннюю структуру Буреинского наложенного прогиба. Здесь закартированы две системы субмеридиональных грабенов, осложненных субширотными сдвигами. Амплитуда сдвигов достигает предположительно 10—15 км. Кроме сдвиговых выделены сбросовые и надвиговые дислокации.

На общем фоне относительно равномерного прогибания бассейна мезозойского осадконакопления проседание днищ грабенов было наиболее интенсивным. Мощность мезозойских отложений в Кындалском и Усть-Ниманском грабенах не менее 3500 м, а в Восточном и Адниканском — около 3000 м.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмадулин В. А., Малышев Ю. Ф. и др. Районирование гравитационных и магнитных полей юга Дальнего Востока. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
2. Белогуб В. Н., Гапонов А. И., Шапочка И. И. Тектоника Буреинского прогиба и его положение в структуре сопредельных районов (по геофизическим данным). — Геол. и геофиз., 1967, № 6.
3. Леви К. Г. Относительное перемещение плит в Байкальской рифтовой зоне. — Там же, 1980, № 5.
4. Рейнлиб Э. Л. Некоторые особенности тектоники и магматизма юго-западной части Охотского массива. — В кн.: Магматизм и металлогения Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
5. Рейнлиб Э. Л. Современный рельеф, мезозойский гранитодный магматизм и поле силы тяжести юга Дальнего Востока. — Тихоокеанская геол., 1982, № 2.

УДК 552.313(571.63)

Н. П. Митрофанов

### СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Магматические верхнемеловые образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса в подавляющей своей массе имеют субвулканическую природу. Это относится к породам как вулканического,

так и интрузивного облика, как основного — среднего, так и кислого составов, как ранних, так и поздних фаз внедрения. Главные объемы субвулканов слагают лавобрекчии.

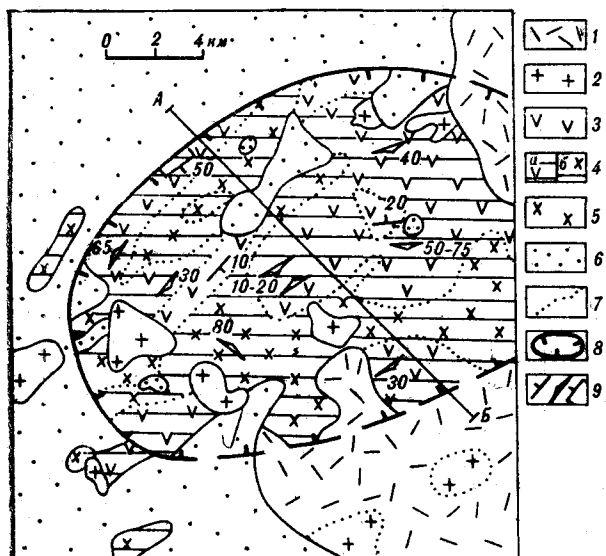
Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс слагают позднемеловые магматические образования, протягивающиеся на 1000 км вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива от бухты Киевка на юге до устья р. Амур на севере. Ширина пояса около 35 км, на западе отдельные ответвления удаляются от него на 90 км и более. В фундаменте его расположены мезозойские геосинклинальные отложения Сихотэ-Алинской складчатой области. Пояс относится к краевым магматогенным структурам, отделяющим азиатский материк от субокеанической впадины Японского моря. Его орогенные вулканоплутонические породы выполняют различные вулканотектонические структуры [14].

Магматиты пояса представлены породами основного, среднего и кислого составов. В южной его части, где проводили исследования, доминируют кремнекислые породы, основные встречаются крайне редко. Среди пород различаются образования вулканического и интрузивного облика. Первые, наиболее широко распространенные, объединялись в различные свиты и толщи, датируемые от сеномана до дания [7]. Вторые нередко рассматривались как самостоятельные интрузии, самые крупные из которых получили собственные названия (Тернейская, Исаковская, Бринеровская, Владимирская и др.). В последнее время выяснилась тесная взаимосвязь тех и других, и они начали выделяться в составе вулканоплутонических комплексов [9, 10, 14]. Исследователи отмечали широкое развитие в поясе субвулканических образований [1, 2 и др.], но, как правило, их описание ограничивалось характеристикой небольших экструзий и некков. Если понимать под субвулканами все магматические тела, имеющие интрузивную природу и застывшие в приповерхностных условиях,

то, по нашему мнению, большинство образований пояса являются именно таковыми. Покажем это на примерах Туманной, Черемуховой и Кисинской вулканотектонических структур.

Туманная (Лючихезская) вулканотектоническая депрессия занимает водораздельное пространство между правыми притоками рек Большая Уссурка и Серебрянка. Площадь ее более 200 км<sup>2</sup> (рис. 1). Г. М. Фремд и В. И. Рыбалко относят эту структуру к сложному типу [14]. При среднемасштабной съемке, проведенной Е. А. Касьяном, здесь картировались андезитовые порфириды и их туфы. Крупномасштабными исследованиями, осуществленными В. Н. Овечкиным и др., уже более половины магматитов депрессии были отнесены к интрузивным образованиям. Ранние вулканы выделялись в синанчинскую свиту сеноман-туронского возраста. Свита сложена андезитами, андезитобазальтами, дацитами, их кластолавами, туфами и туффитами общей мощностью 900 м. Перекрывают их кислые вулканы приморской свиты сенон-датского возраста: липариты, липарито-дациты, их игнимбриты и туфы. В пределах депрессии они сильно разрушены, но формируют мощные толщи в смежных вулканотектонических структурах. Интрузивные образования ранней фазы представлены диоритовыми порфиридами, гранодиорит-порфирами, андезитобазальтами, андезитами и дацитами, комагматичными вулканитам синанчинской свиты. Поздние интрузии сложены гранитами, гранит-порфирами и липаритами, синхронными приморским вулканикам.

В пределах депрессии широко развиты образования ранней фазы магматизма. Интрузии этой фазы группируются в полосы северо-восточного направления. Наиболее распространены тела диоритовых порфиритов (Лагерная,



Разрез по А-В



Рис. 1. Туманная вулканотектоническая депрессия.

1, 2 — верхнемеловые магматические породы поздней фазы: 1 — липариты, липаритодациты, их лавобрекчии и туфы, 2 — граниты и гранит-порфиры; 3—5 — верхнемеловые магматические породы ранней фазы: 3 — вулканическая фация: туфы андезитов и дацитов, туфогенные алевриты и песчаники, 4 — субвулканическая фация: а — андезиты, андезитобазальты, их лавобрекчии, б — диоритовые порфиристы, гранодиорит-порфиры, дациты, их лавобрекчии, 5 — гипабиссальная фация: гранодиориты, диориты и их порфиристые аналоги; 6 — нижнемеловые терригенные породы складчатого фундамента; 7 — фациальные границы; 8 — границы вулканотектонической депрессии; 9 — элементы залегания слоистости и флюидальности пород и тектонических контактов.

г. Мирной и др.). Они имеют рвущие контакты с терригенными отложениями нижнего мела, слагающими фундамент структуры, и фациальные границы с окружающими андезитами. Диоритовые порфиристы в центральных частях тел и в глубоко эродированных участках нередко переходят в полнокристаллические диориты. Обычно же структуры пород сериальнопорфировые, с призматически-зернистой до микролитовой структурой основной массы. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, в более кислых разностях встречаются кварц и биотит, среди включений рудных минералов обилен магнетит.

Диоритовые порфиристы постепенно сменяются идентичными по составу андезитами. Последние характеризуются однообразным составом, массивными, реже флюидальными, текстурами, в интервалах 200—250 м по вертикали лишены слоистости. Контакты андезитов с терригенными породами прямолинейные и

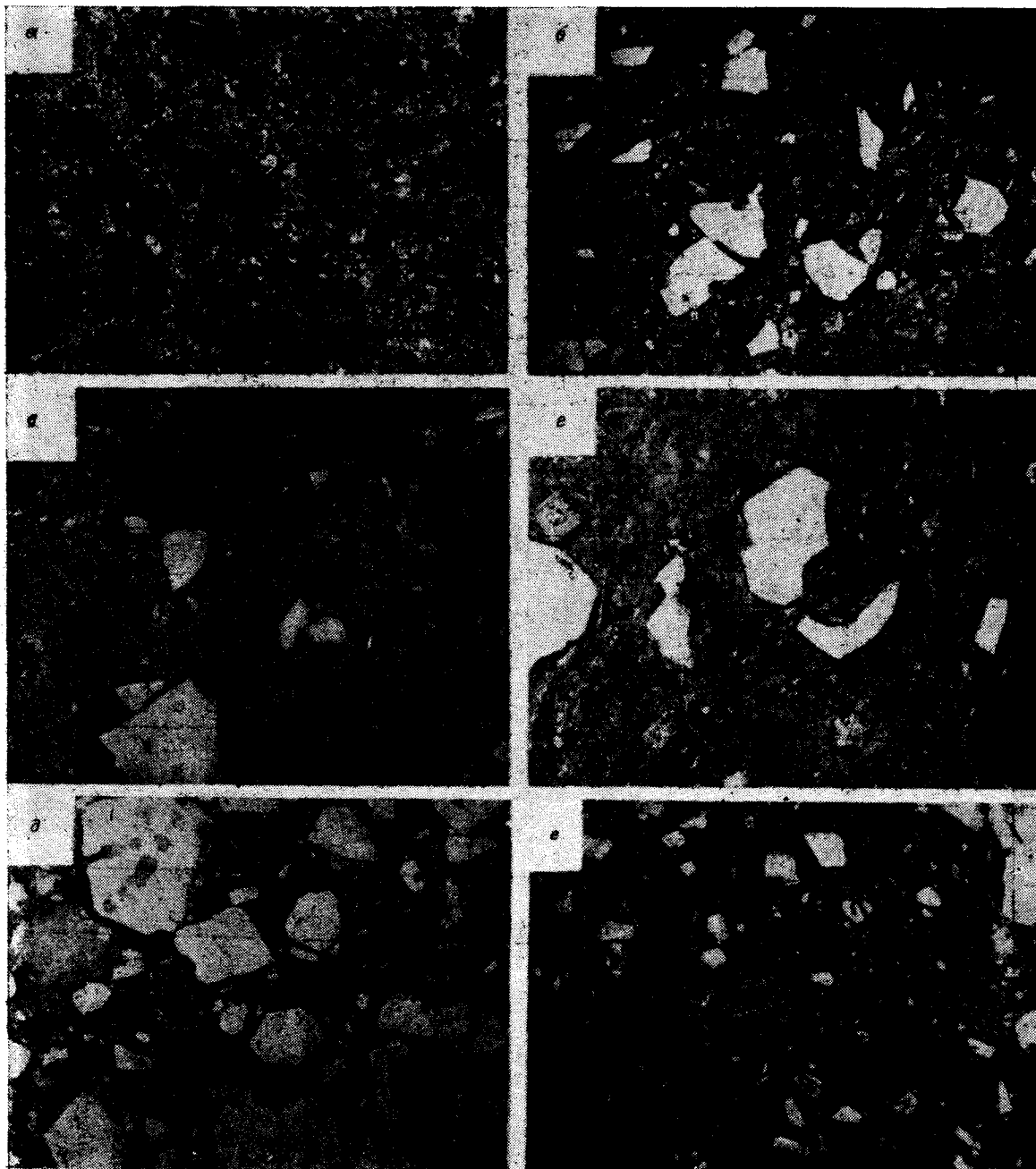
крутопадающие. Породы отличаются неравномерной степенью кристаллизации. При общей порфировой структуре среди них наблюдаются участки полнокристаллического строения.

Последние нередко принимались за штоки и дайки, многочисленные тела которых показаны на крупномасштабных картах среди полей синантинских вулканитов. Структуры основной массы андезитов определяются как микродиоритовые, микродолеритовые, пилотакситовые, микролитовые. Количества вкрапленников колеблются от 20 до 70% объема породы. В составе фенокристаллов преобладает плагиоклаз, среди темноцветных доминирует роговая обманка (до 20%), обычны пироксен, реже биотит (рис. 2, а). Такие андезиты занимают в депрессии большие площади. Иногда они имеют обломочную текстуру и отвечают характеристике кластолав. Н. Ф. Костерев [4] относил подобные образования к брекчиевым лавам. Они характеризуются повышенной плотностью, отсутствием слоистости, крутыми падениями флюидальности. Пройденные здесь скважины глубиной более 500 м установили их однотипное строение и не вышли за их пределы.

Приведенное описание позволяет заключить, что диориты, диоритовые порфиристы и андезиты слагают единые магматические тела, имеющие все признаки интрузий, сформировавшихся в субвулканических условиях. Такими же характеристиками обладают многие массивные андезитобазальты, распространенные на севере депрессии, а также обширные массивы неравномерно раскристаллизованных дацитов (Туманный, Стланниковый), развитые на юге структуры. В субвулканиках кислого состава обычным становится биотит (до 10%). Заметим, что биотит и роговая обманка, содержащие гидроксильную группу, весьма характерны для интрузивных образований и нетипичны для вулканических, в которых более устойчивы минералы, лишенные воды [8].

В условиях плохой обнаженности Приморского края субвулканическую природу тел и особенно определение их границ не всегда удается установить прямыми наблюдениями. Поэтому фациальная принадлежность пород корректировалась расчетами коэффициентов окисления  $F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$  и фациальности  $K_{\phi} = \frac{Fe_2O_3}{MgO}$ , предложенных соответственно Ю. С. Куцевым [5] и А. М. Гинатулиным [3]. Они показали (см. таблицу), что формирование пород эффузивного облика субвулканической фации происходило в обстановке, приближенной к становлению гипабиссальных интрузий, а застывание диоритовых порфиристов осуществлялось в условиях, отвечающих близпо-





*Рис. 2.* Фотографии шлифов в проходящем свете.

*a* — Роговообманковый андезит Туманной депрессии ( $\times 20$ ); *б* — лавобрекчия липарита Кедровской кальдеры (*bi* — давленный биотит,  $\times 20$ ); *в* — лавобрекчия липаритодацита Озерковской кальдеры ( $\times 40$ ); *г*, *д* — лавобрекчии липаритов Кисинской депрессии: *г* — из краевой части структуры ( $\times 20$ ), *д* — из внутренней части ( $\times 40$ ); *е* — лавобрекчия липарита Солонцовской депрессии ( $\times 20$ ).

верхностным. Эти же коэффициенты свидетельствуют о том, что центральные части субвулканических тел, сложенных полнокристаллическими разностями, могут относиться к гипабиссальным фациям, а порфириновые лавы

на периферии тел — к собственно вулканическим.

Размеры субвулканов по восставию увеличиваются, и на высоких гипсометрических отметках разноканальные тела воспринимаются

**Химический состав магматических пород**

№ п/п	Место отбора, название массива	Порода	Количество проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Кф
<i>Туманная вулканотектоническая депрессия</i>															
1	Глухоманский	Гранодиориты и гранодиорит-порфиры	Г	66,95	0,54	15,55	1,84	2,75	0,08	1,42	2,51	3,18	4,04	0,67	1,30
2	Стланниковый	Дациты	С	62,36	1,06	16,12	2,65	3,92	0,15	1,99	3,21	3,99	2,67	0,68	1,33
3	Лагерный	Диориты	Г	62,31	0,69	16,51	1,08	3,53	0,14	2,87	3,91	3,40	2,00	0,30	0,37
4	г. Мирной	Диоритовые порфиры	С	58,18	0,73	17,42	3,21	3,88	0,13	3,04	4,97	3,25	3,20	0,87	1,06
5	Депрессия в целом	Андезиты	С	58,79	0,72	16,78	1,94	4,28	0,10	2,94	4,83	3,43	1,86	0,45	0,65
6	Там же	Андезитобазальты	С	51,85	1,01	16,42	2,41	6,14	0,31	4,86	6,66	2,40	1,70	0,39	0,49
7	»	Андезиты, андезитобазальты	В	54,12	0,78	17,58	3,24	4,07	0,10	3,62	7,31	2,61	1,37	0,79	0,89
<i>Черемуховая вулканотектоническая структура</i>															
8	Кедровская кальдера	Лавобрекчия липарита	С	74,76	0,13	12,81	0,81	1,27	0,05	0,18	0,82	2,80	4,12	0,66	3,21
9	Там же	Липариты, их туфы	В	76,53	0,41	12,95	1,45	0,77	0,03	0,22	0,30	2,76	4,81	1,88	6,59
10	Перевальная кальдера	Лавобрекчия липарита	С	73,74	0,10	12,55	0,73	0,95	0,05	0,36	1,16	2,40	4,45	0,77	2,43
11	Озерковская кальдера	Лавобрекчия липарита	С	72,29	0,26	13,23	0,80	2,51	0,07	0,65	1,53	3,55	4,12	0,32	1,30
12	Там же	Лавобрекчия липаритодацинта	С	70,77	0,33	13,98	1,00	2,46	0,07	0,63	1,70	3,35	4,16	0,40	1,59
13	»	Андезит	С	58,05	1,07	15,98	1,38	3,91	0,12	1,50	5,00	5,20	0,93	0,35	0,92
14	Евламповский	Гранит-порфир	С	74,39	0,18	13,34	1,30	1,44	0,08	0,42	0,57	3,55	4,24	0,90	3,10
15	Там же	Кварцевый диорит	С	62,92	0,77	16,11	2,56	2,52	0,14	1,87	3,77	3,78	2,46	1,41	1,90
<i>Кисинская вулканотектоническая депрессия</i>															
16	Брусничинный	Гранит	Г	69,45	0,39	13,84	2,05	2,34	0,15	2,05	1,91	4,07	3,41	0,88	1,00
17	Там же	Гранит-порфир	Г	69,28	0,37	14,17	1,24	2,98	0,12	0,62	1,91	4,37	3,41	0,42	2,00
18	Падь Кисина	Лавобрекчия липаритов	С	70,90	0,26	14,20	1,26	2,10	0,07	0,59	1,75	3,36	3,92	0,60	2,01
19	Падь Прямая	Лавобрекчия липаритодацинтов	С	68,45	0,29	14,60	0,70	2,62	0,05	0,56	2,72	3,47	3,28	0,27	1,25
20	Падь Медвежья	Лавобрекчия липаритодацинтов	С	67,68	0,35	15,61	2,00	1,85	0,07	0,54	3,06	3,61	3,01	1,08	3,70

Примечание. Фации: Г — гинабиссальная, С — субвулканическая, В — вулканическая.  $F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$  — для средних типов пород по Делю; габбро — 0,53, базальт — 0,84, диорит — 0,73, андезит — 1,06, гранодиорит — 0,66, дацит — 1,25, гранит — 0,87, липарит — 5,32.  $Kф = \frac{Fe_2O_3}{MgO}$  — для средних типов пород по Делю; габбро — 0,42, базальт — 0,87, диорит — 0,76, андезит — 1,20, гранодиорит — 0,91, дацит — 1,69, гранит — 1,76, липарит — 4,13. В таблице использованы результаты анализов проф В. В. Есучевской, Н. Ф. Костюкова, В. Н. Овечкина, В. Ф. Маринина, Н. К. Цесарского и автора.

как единый массив. При внедрении субвулканы дробят и захватывают обломки пород основания и более ранних магматических образований (например, в субвулканических телах андезитов присутствуют обломки алевролитов, песчаников; в Туманной интрузии дацитов отмечены включения терригенных пород и андезитов). Иногда в своих кровлях они выносят и крупные останцы (до 400 м и более в поперечнике) осадочных пород. Количество обломочного материала особенно увеличивается в подошвах и краевых частях тел. Здесь массивы порфировых лав уменьшаются в размерах и переходят в пологие покровные тела. В разрезах покровы начинают перемежаться с туфами, туфогенными алевролитами и песчаниками, которыми полностью затем замещаются. Вулканогенно-осадочные отложения достигают мощности 400 м, но занимают относительно небольшие площади. Объем их совместно с покровными лавами, по нашим подсчетам, не превышает 20—30% от общего объема магматических пород, выполняющих Туманную депрессию. Основная же масса магматитов сформировалась в субвулканических условиях.

Черемуховая (Синанчинская) полигенная вулканотектоническая структура занимает истоки рек Базовой и Черемуховой. Границы структуры четко не определены и трактуется каждым исследователем по-своему. Размеры ее превышают 300 км<sup>2</sup> (рис. 3). Строение структуры сложное. Выполняется она кислыми и средними магматическими породами верхнего мела. Так же как Туманная депрессия, Е. А. Касьяном они рассматривались как вулканогенные образования. При крупномасштабных исследованиях В. В. Ветренникова, Н. К. Цесарского и др. около 30% этих магматитов было отнесено к экструзиям, а в мелких вулканотектонических постройках (Перевальная, Озерковская кальдеры) к ним отнесены 60% и более магматических пород.

В вулканогенном разрезе структуры различаются все возрастные подразделения, выделяемые среди позднемеловых вулканитов пояса: синанчинская свита (сенонан — турон) — андезиты, андезитовые порфириты, их туфы; приморская свита (ранний сенон) — туфы и игнимбриты липаритов и липаритодацитов; сияновская свита (поздний сенон — даний) — туфы и игнимбриты дацитов и липаритодацитов, андезиты и их туфы; богопольская (кедровская) свита (даней) — игнимбриты и туфы липаритов и липаритодацитов. Отсутствие наблюдаемых контактов, сильная фациальная изменчивость, бедность палинологических остатков позволяли одни и те же образования относить к различным свитам. Так, В. И. Рыбалко считает, что сияновские и богопольские вулканиты здесь не получили распростране-



Разрез по В-Г

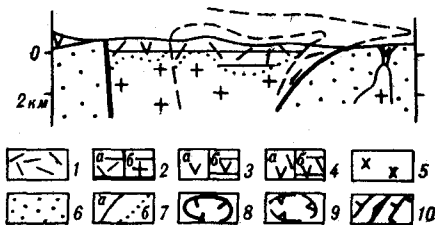


Рис. 3. Черемуховая вулканотектоническая структура. 1, 2 — верхнемеловые магматические породы поздних фаз: 1 — вулканическая фация: липариты, липаритодациты, их игнимбриты и туфы, 2 — субвулканическая фация: а — липариты, липаритодациты и лавобрекчии, б — гранит-порфиры; 3 — верхнемеловые магматические породы ранних фаз: андезиты, андезитодациты, андезитобазальты (а) и их субвулканические аналоги (б); 4 — нерасчлененные верхнемеловые породы (вулканические — а и субвулканические — б): липариты, липаритодациты, дациты, андезиты; 5 — габбро-диориты; 6 — нижнемеловые терригенные породы складчатого фундамента; 7 — фациальные границы (установленные — а и предполагаемые — б); 8 — граница Черемуховой структуры; 9 — границы кальдер: 1 — Кедровой, 2 — Озерковой, 3 — Перевальной; 10 — элементы залегания слоистости и флюидальности пород и тектонических контактов.

ния. В то же время В. В. Ветренников и Н. К. Цесарский утверждают, что к этим свитам принадлежит подавляющая часть вулканогенных пород. При изложении мы используем схему последних.

В центре Черемуховой структуры выделяется Кедровская кальдера, занимающая площадь около 60 км<sup>2</sup>. Слагают ее брекчиевые (игнимбритоподобные) лавы липаритов и липаритодацитов богопольской свиты мощностью более 2000 м. В краевых частях структуры среди них отмечаются туфы общей мощностью не более 300 м. Брекчиевые лавы внутри кальдеры вскрыты эрозией на глубину свыше 400 м. Они характеризуются однообразным и однородным строением, большой плотностью, ясной флюидальностью, часто включают в разных соотношениях и количествах «фьямме», обломки липаритов, дацитов, андезитов, порфиритов. Очертания обломков кислого состава чаще округлые, среднего — остроугольные. На периферии кальдеры в магматитах обильны облом-

ки осадочных пород. Структура лавы порфировая с фельзитовой, переходящей в пойкилитовую сферолитовую и микрогранитовую структуры основной массы. Встречаются участки с порфиroidной гранофировой структурой. Порфирировые выделения часто имеют оскольчатые и давленные формы, вытянутые по флюидалности (см. рис. 2, б). Они представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым шпатом, биотитом, реже роговой обманкой. Характерно поведение биотита. В краевых частях структуры он редок и полностью опацифицирован. Во внутренних обычен, в раскристаллизованных разностях наблюдается в максимальных количествах (до 5%) и, как правило, не несет следов изменений.

Коэффициенты  $F$  и  $K_{\phi}$  лавобрекчий липаритов, отобранных вдоль пади Кедровой, показывают принадлежность их к субвулканическим образованиям (см. таблицу, № 8). Для сравнения в таблице приведены анализы и коэффициенты туфов из краевой части кальдеры (№ 9) и лавобрекчий из субвулкана Перевальной кальдеры (№ 10).

К северо-востоку от Кедровой структуры располагается Озерковская кальдера. В ее основании выделяют туфы и лавобрекчий липаритов приморской свиты. Основной объем кальдеры занимают лавобрекчий и туфы липаритодацитового, дацитового и андезитового составов и туфогенно-осадочные породы, относимые к сияновской свите, мощность которой определяется в 1400 м. Венчают разрез туфы липаритов богопольской свиты.

В центре Озерковской кальдеры наблюдается следующее строение магматитов. Вблизи русла ручья примерно на 50 м вскрываются массивные, иногда с обломочными текстурами, роговообманковые андезиты. Структуры порфирировые с микродиоритовой, пилотакситовой структурами основной массы. Массивность выхода и крутые границы позволяют считать андезиты субвулканическими образованиями, что подтверждается коэффициентами  $F$  и  $K_{\phi}$  (см. таблицу, № 13). Выше в правом борту в искусственном обнажении на интервале более 400 м по вертикали вскрыты лавобрекчий липаритодацитов сливные неслоистые с отчетливой флюидалностью, имеющей разные наклоны. Они включают «фьямме» и многочисленные хаотически распределенные, разного размера, остроугольной и округлой формы обломки андезитов, дацитов, кварцитов, терригенных пород. Связующая лава характеризуется порфирировым строением. Фенокристаллы, формы которых имеют вид обломков, представлены полевым шпатом, кварцем переменного количества, биотитом (см. рис. 2, в). Основная масса лавы фельзитовая, участками переходит в микрогранофировую. Коэффици-

енты окисления и фациальности в пробах, отобранных в нижней и средней части обнажения, указывают на субвулканические условия застывания (№ 11).

На западном краю кальдеры (бассейн руч. Солнечного) сияновские отложения представлены туфами дацитов и андезитов и туффитами. Они подстилаются лавобрекчийми липаритов приморской свиты. Границы между свитами крайне неровные и нередко проводятся поперек простирания вулканогенно-осадочных пород сияновской толщи. Последняя прорезается дайками лавобрекчий липаритов, соединяющих образования приморской свиты с аналогичными обломочными породами богопольской свиты. Следует отметить, что в приморских и богопольских породах повсеместно отмечаются обломки андезитов и дацитов, аналогичных сияновским образованиям, в то время как в последних обломков липаритов не наблюдается. Все это заставляет критически относиться к стратиграфическим построениям в Озерковской кальдере. Ранее лавобрекчий рассматривались как нормальные вулканыты. В результате батрологическая последовательность пород в разрезах принималась за стратиграфическую, что и приводило к различным трактовкам возраста одних и тех же магматических образований. В целом фациальный анализ пород кальдеры свидетельствует о преимущественном развитии в ее составе субвулканических образований, которые за ее границами сменяются вулканическими.

На востоке кальдеры находится Евлампиевский гранитоидный массив. Он образовался в две главные фазы. В первую — внедрились кварцевые диориты, во вторую — различные гранитоиды, представляющие основной объем массива. Гранитоиды характеризуются различной степенью кристаллизации — от полной с разной крупностью минеральных выделений до фельзитовой. Преобладают мелкозернистые порфириовидные граниты. В средних по составу породах среди темноцветных обычно роговая обманка, в кислых — биотит. Коэффициенты  $F$  и  $K_{\phi}$  соответствуют приповерхностным условиям становления массива (см. таблицу).

Таким образом, большая часть изученных нами магматических пород как вулканического, так и интрузивного облика Черемуховой вулканотектонической структуры имеют субвулканическую природу.

Кисинская вулканотектоническая депрессия находится между реками Рудной и Зеркальной. Границы ее трактуются по-разному. На контакте магматитов с осадочными отложениями фундамента они четкие, там где граница проводится среди магматитов — неопределенные (рис. 4). На юге образования депрессии перекрыты кайнозойскими отложениями Зер-

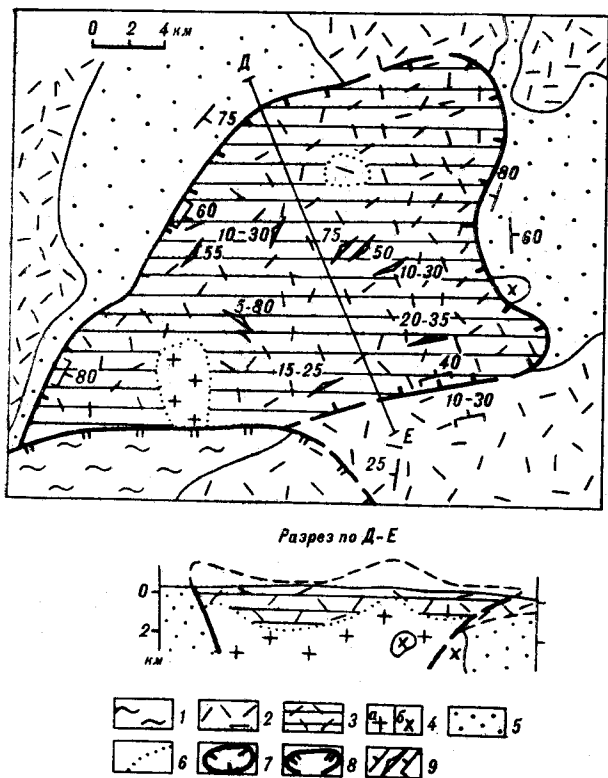


Рис. 4. Кисинская вулканотектоническая депрессия. 1 — палеогеновые осадочные и вулканогенные породы; 2—4 — верхнемеловые магматические породы: 2 — вулканическая фация, липариты, липаритодациты, их туфы, туффиты, 3 — субвулканическая фация: липариты и их лавобрекчии, гранит-порфиры; 4 — гиабиссальная фация: а — граниты и гранит-порфиры, б — гранодиориты, диориты и их порфировые аналоги; 5 — довержнемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные породы фундамента; 6 — фациальные границы; 7 — граница Кисинской депрессии; 8 — граница Зеркальной впадины; 9 — элементы залегания слоистости и флюидалности пород и тектонических контактов.

кальной неотектонической впадины. Площадь структуры составляет не менее 250 км<sup>2</sup>.

Депрессия имеет простое строение. По данным съемочных работ, она выполнена туфами кварцевых порфиров или ипгнимбридами липаритов и липаритодацитов. Последние выделялись в кисинскую (П. В. Маркевич), монастырскую (А. Н. Калягин, Ф. И. Ростовский) или арзамазовскую (В. Ф. Маринин) свиты, являющиеся аналогами приморской свиты сенонского возраста. Мощность вулканитов определялась порядка 1000 м. В то же время В. Ф. Маринин указывал на отсутствие слоистости или каких-либо маркирующих горизонтов среди вулканитов, что не позволяло составить представление об их мощности; большую часть магматитов он относил к экструзиям. На юго-западе депрессии выделяется Брусничная (Тайвазинская) гранитоидная интрузия.

Магматические породы депрессии вскрыты эрозией на глубину до 600 м. В массовом своем проявлении они представлены плотными, часто флюидалными лавобрекчиями, включающими «фьямме», обломки липаритов, даци-

тов, андезитов, гранодиоритов, диоритов, осадочных пород фундамента. Количество «фьямме» и обломков варьирует от нуля до 50—70%. Размеры обломков меняются от псаммитовых до агломератовых и крупнее. Форма их остроугольная до округлой. Породы иногда приобретают шаровые текстуры, если в обломках преобладают кислые разности. Раскристаллизация связующей лавы неравномерная, наблюдаются шпирсы с полнокристаллическими структурами и гигантскими выделениями полевых шпатов. Углы наклона флюидалности пород меняются от горизонтальных до вертикальных.

Лавобрекчии имеют порфировую структуру с фельзитовой структурой основной массы. Во внутренних частях депрессии наблюдаются участки с гранофировой структурой, а на периферии основная масса приобретает пепловидный облик. Текстуры ясно флюидалные. Фенокристаллы имеют оскольчатый вид, что позволяло относить породы к туфолавам или спекшимся туфам (см. рис. 2, г, д). Они представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом. В краевых частях депрессии биотит отсутствует или его мало, количества его увеличиваются до 3—5% в центральных частях, особенно в раскристаллизованных разностях. Фельзитовая основная масса состоит из кварц-полевошпатового вещества.

Граница описываемых лавобрекчий с гранитоидами Брусничного массива фациальная, без признаков приконтактных изменений, хотя бывает довольно резкая. Массив сложен гранит-порфирами и порфировидными гранитами. Главными породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и роговая обманка. Количество темноцветных минералов достигает 10%. В породах наблюдаются включения ксенолитов габбро-диоритов, диоритов, андезитов, гранодиоритов, которые являются породами ранней фазы внедрения, а также обломки осадочных пород.

Разбуриванием лавобрекчий липаритов вблизи северо-восточной границы депрессии между реками Рудной и Кривой установлены постепенные переходы их на глубине в гранит-порфиры [9]. Некоторые скважины не вышли из магматических пород, подтвердив крутые ограничения структуры.

Изложенное позволяет представить Кисинскую депрессию как мощный вулканоплутон. Корневая часть его очевидно, находится в месте заложения глубинного Фудзино-Хунтаминского разлома, фиксируемого геофизическими методами. К линии разлома приурочен Брусничный гранитоидный массив, породы которого отвечают гиабиссальным условиям станов-

ления (см. таблицу). Окружающие его лавобрекчии формировались в субвулканической обстановке. Во внешних частях вулканоплутон застывание пород происходило в условиях, характерных для образований вулканических фаций, сохранившихся в небольшом объеме.

В приведенных описаниях вулкано-тектонических структур субвулканическая природа установлена и является преобладающей практически во всех изученных нами позднемеловых магматитах вне зависимости от их состава и возраста. Признаки субвулканических образований: крупные объемы однородных неслоистых массивных и флюидальных пород, интрузивные контакты, неравномерная раскристаллизация и постепенные переходы пород эффузивного облика в интрузивные, широкое распространение гидроксилсодержащих минералов (биотита, роговой обманки) и другие — присущи многим магматическим породам Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. На западе такими образованиями выполнены Ороченская, Березовская, Якутинская, Павловская и другие четко ограниченные вулканотектонические депрессии. При крутых контактах размеры магматических колон в них по геофизическим данным достигают 5 км и более [6, 9]. На востоке, во внутренних частях пояса, вероятно, преобладают купольные малопроявленные структуры. Они наиболее сильно разрушены, и вдоль побережья Японского моря вскрываются корневые части субвулканов в виде крупных гранитоидных массивов (Тернейский, Владимирский, Ольгинский и др.). Породы в глубоко эродированных участках субвулканических тел сменяются образованиями гипабиссальных фаций, а на периферии переходят в вулканические. Поэтому надо полагать, что к моменту завершения формирования пояса (конец мелового периода), его пологолежащий вулканический чехол перекрывал значительные пространства Сихотэ-Алиня. В настоящее время он в значительной мере эродирован и в составе пояса доминирующая роль принадлежит субвулканическим интрузиям. Поэтому правильнее называть пояс вулканоплутоническим, что и вынесено в названии статьи.

Многие исследователи кислые магматические породы вулканотектонических структур пояса, обладающие обломочными текстурами, относили к туфам или игнимбрикам. Это подразумевало образование их в результате наземного эруптивного извержения и транспортировку над поверхностью земли во взвешенном состоянии. Приведенные нами описания подобных пород, выполняющих структуры, исключают возможность такого формирования. М. А. Фаворская [11, 12] убедительно доказала лавовый их характер. Образование слож-

ных ими тел она связывала «с большой механической активностью магмы, взламывавшей, раздвигавшей и приподнимавшей породы кровли с образованием интрузивных пластовых залежей, эндогенных куполов и субвулканических тел, переполненных обломками вмещающих пород». К этому можно добавить, что брекчиевые лавы образуют отходящие от тел апофизы, дайки самой различной мощности, в том числе и не выходящие на поверхность. Например, подобного строения трубки взрыва и дайки установлены на глубоких горизонтах месторождений Приморья (Арсеньевское, Дубровское, Высокогорское и др.). Отсутствие или слабые приконтактные изменения вмещающих пород свидетельствуют об относительно невысоких температурах кислой лавоинтрузивной массы. Высокую ее подвижность в таких условиях можно представить только в субвулканической обстановке, когда она еще не потеряла насыщающие ее летучие вещества [8]. Изучая аналогичные породы, Е. Б. Яковлева [13] пришла к выводу, что образование в них брекчиевых текстур, пепловидных структур, «фьямме» обязано процессам ликвации, происходящим в газонасыщенной магме, и выдавливания ее из близповерхностного магматического очага. Чтобы отличить породы от внешне сходных с ними кристаллокластических туфов, она предлагала именовать их автомагматическими брекчиями. В статье они названы лавобрекчиями — термином более распространенным, хотя название „магмобрекчия“ лучше бы отвечало генетической сущности пород.

Определение субвулканической природы магматических образований пояса важно для практики геологоразведочных работ. К границе осадочных пород фундамента и перекрывающих их вулканитов очень часто приурочены повышенные концентрации полезных ископаемых, в частности, олова. Бурение же «покровов туфов и игнимбритов» без определения фациальной принадлежности пород не всегда достигало искомой границы и не решало поставленных задач.

Лавобрекчии в субвулканических условиях обладают большой проникающей способностью. В процессе внедрения они дробят и захватывают вмещающие породы. Нагнетаясь в межпластовые пространства, лавобрекчии образуют как согласные, так и рвущие куполо- и лакколитообразные тела. Последние приподнимают и выносят в своих кровлях останцы более ранних образований. Эти явления широко распространены и легко распознаются при подъеме глубинных интрузий. При внедрении субвулканических тел расшифровка их более сложная, а из-за того, что лавобрекчии принимались за туфогенные отложения, нередко приводила к ошибочным выводам. В Туманной

депрессии, например, крупные останцы терригенных пород в кровлях субвулканов часто рассматривались как выходы пород осадочного фундамента; в Черемуховой вулканотектонической структуре лавобрекчий липаритов, подпирающие туфогенно-осадочную сияновскую толщу, относились к более ранним приморским вулканитам и т. д. В разрезах магматитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса имеется немало примеров, когда среди ранних вулканитов среднего, средне-кислого составов наблюдались пластовые образования «туфов» кислого состава. И наоборот, среди кислых «туфогенных» разрезов встречались линзы и прослои пород среднего состава [1, 2 и др.]. Различное положение последних в разрезах магматических образований Дальнего рудного района привело к выделению своеобразного дальнего вулканоплутонического комплекса [9], время образования пород которого является предметом дискуссий. Изучением «игнимбитов и туфов» липаритов в разрезах Солонцовской вулканоплутонической депрессии, расположенной в пределах рудного района, установлено, что они в большинстве своем являются субвулканическими лавобрекчиями (см. рис. 2, е). При внедрении они взламывали и перемещали обломки и гигантские глыбы (до нескольких сотен метров в поперечнике) осадочных пород фундамента (известняки, кремнистые и терригенные породы) и более ранних андезитов.

Осуществленное здесь Б. В. Кузнецовым, Ю. Н. Брилевым и другими бурение (1977—1979 гг.) показало, что в «вулканогенных» разрезах лавобрекчий «линзы» однотипных андезитов встречаются на всех уровнях и, как правило, не увязываются между собой по соседним скважинам. В качестве предварительного результата следует сказать, что выделение в районе ранних (арзамазовских и монастырских) и поздних (дальнегорских) кислых магматитов, выполненное на основе их положения в разрезах и взаимоотношений с андезитами, во многих случаях является искусственным. Те и другие очень вблизи по литологическим, петрографическим и петрохимическим характеристикам. Во всех кислых образованиях отмечаются включения обломков средних пород, в то же время кислые литокласты в образованиях среднего состава практически отсутствуют, данные радиологических определений для тел кислого состава показывают в основной своей массе более поздние датировки, нежели для тел среднего состава и т. д.

Таким образом, исследованиям, направленным на уточнение магматической природы пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, должно быть уделено большее внимание. Они позволят лучше разобраться в структурах магматогена, в истории его формирования, дадут более надежную основу для направления поисков полезных ископаемых.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вегренников В. В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов.— М.: Недра, 1976.
2. Геология СССР. Т. XXXII.— М.: Наука, 1972.
3. Гинатуллин А. М. К вопросу о фациальном расчленении магматических пород.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1966, № 6.
4. Костерева Н. Ф. Структура, магматизм и оловянное оруденение Лысогорского рудного района Приморья.— Автореф. канд. дис. Владивосток, ДВПИ, 1976.
5. Куцев Ю. С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения  $Fe_2O_3 : FeO$  в магматических горных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11.
6. Пучков Е. П., Соколова Е. Ю., Калинин А. А. Геофизическая характеристика гранитоидного магматизма Юго-Восточного Приморья.— В кн.: Геолого-геофизические аспекты изучения и оценки оловянных районов Востока СССР. М.: ВИМС, 1984.
7. Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978.— Магадан: СВНГО, 1982.
8. Ригман А. Вулканы и их деятельность.— М.: Мир, 1964.
9. Ростовский Ф. И. Вулканоплутонические комплексы Ольга-Тетюхинского района и их рудоносность (Приморье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8.
10. Рязанцева М. Д. Минералогические эпохи Приморья и их флюоритоносность.— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
11. Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиния.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.
12. Фаворская М. А. К вопросу о механизме образования некоторых туфолоав. М.: Тр. Лаборатории вулканологии. Вып. 14, 1957.
13. Яковлева Е. Б. О генезисе автомагматических брекчий.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1972, № 1.
14. Фрейд Г. М., Рыбалко В. И. Вулканотектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.— Томск: Изд-во Томского ун-та, 1972.

УДК 551.71+552.163(235.34)

И. В. Панченко

### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ИЗ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ДАЕК БАССЕЙНА р. НЮКЖИ (СЕВЕРО-ЗАПАД СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ)

Изучены особенности химической зональности и состава минералов из метантрузивных и супракрустальных образований раннего докембрия северо-запада Становой области. Показано, что по отношению к каждому из двух последовательных циклов метаморфизма, проявленных на западе Становой области, метаморфизованные жильные образования могут занимать двойное положение. Одни из них образовались к моменту раннего метаморфизма или синхронны с ним, другие сформированы в промежутке между двумя циклами или синхронны с метаморфизмом позднего цикла. Кри-

терием расшифровки метаморфической истории метантрузивных серий служит химическая зональность минералов, отражающая последовательную смену парагенетических отношений в метаморфических ассоциациях в ходе эволюции температурных режимов метаморфизма. Гранаты ранних интрузий, ассоциирующихся с архейскими зверевской и становой сериями, всюду обладают сложной (полиметаморфической) зональностью. Гранаты поздних интрузий, ассоциирующихся с раннепротерозойской одолгинской серией, характеризуются прогрессивной зональностью прямого типа.

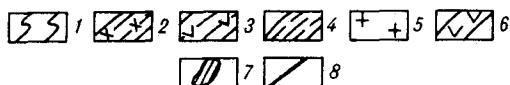
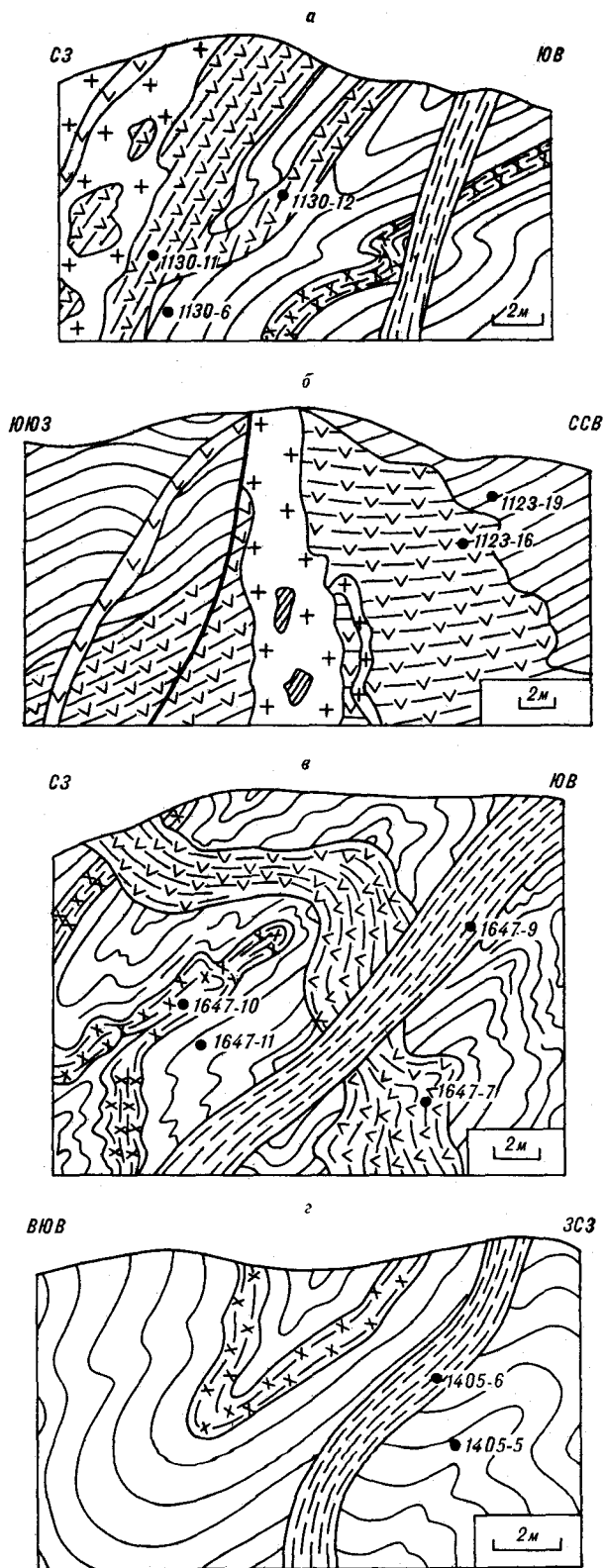
Расшифровка метаморфической истории глубокометаморфизованных комплексов раннего докембрия является ключевой задачей, решение которой способствует объяснению происхождения метаморфических серий и их положения в геологической структуре региона. Важная роль в решении этих вопросов принадлежит изучению контактовых соотношений метаморфических комплексов с интрузивными образованиями. Последовательность становления магматических жил, насыщающих метаморфический комплекс, служит хронологическим репером, на фоне которого может быть восстановлена последовательность метаморфических проявлений.

Особенно продуктивным для расшифровки метаморфической истории метаморфических пород оказалось изучение граната [2], который благодаря проявленной в нем химической зональности обладает «памятью» о предшествующих метаморфических событиях. В условиях прогрессивного метаморфизма низких и средних ступеней амфиболитовой фации (до 650—670°C) в гранатах образуется монотонная прямая зональность, выраженная постепенным снижением концентрации  $MnO$ , иногда  $CaO$  и  $TiO_2$  и ростом отношения  $X_{Mg} = MgO / (MgO + FeO + MnO)$  к краям кристаллов. При дальнейшем повышении температуры прогрессивная зональность не сохраняется: благодаря усилению диффузии состав граната гомогенизируется [1, 2]. В дальнейшем при наложенных регрессивных изменениях в гранате про-

является сложная зональность в виде диафторических оболочек с обратным распределением компонентов, и тогда гранат приобретает бizonальное строение, отражающее существование двух циклов метаморфизма [3].

По отношению к обоим метаморфическим циклам, проявленным на северо-западе Становой области [3], метаморфизованные жильные образования могут занимать двойное положение. Одни из них образовались к моменту раннего метаморфизма или синхронны с ним. Они несут на себе следы двух циклов метаморфических преобразований. Другие, сформировавшиеся в промежутке между двумя этими циклами или синхронные с метаморфизмом позднего цикла, метаморфизованы однократно. Выяснить принадлежность метаморфизованной интрузии к одному из указанных типов помогают некоторые структурные особенности самих даек, а также химическая зональность породообразующих минералов. В соответствии с указанными признаками, метантрузивные образования жильной серии могут быть подразделены на две группы. К первой принадлежат интрузии, которые претерпели воздействие двух этапов метаморфизма. Реликтовые минералы в них обладают сложной полиметаморфической зональностью. В составе второй группы рассматриваются дайки ортогнейсов, ортосланцев и ортоамфиболитов, испытавшие метаморфизм только одного, позднего цикла. Минералы из пород таких даек всюду обладают простой прогрессивной зональностью.





В качестве примера метаморфизованных жильных образований первой группы рассмотрим интрузии ортосланцев и ортоамфиболитов, содержащиеся в породах зверевской и становой серий бассейна р. Нюкжи [5]. Чаше всего такие интрузии приурочены к кристаллическим сланцам основного состава, но нередко также встречаются среди высокоглиноземистых пород. Породы интрузий (за редкими исключениями) превращены в амфиболиты и биотит-роговообманковые сланцы, часто гранатосодержащие. По составу и внешнему облику они практически не отличаются от амфиболитов и сланцев вмещающих толщ, поэтому особую важность приобретают обнаружение и изучение интрузивных контактов.

В правом борту р. Нюкжи, в 4 км выше устья р. Верхней Сувелъги, в биотит-роговообманковых сланцах становой серии обнаружена пластовая залежь ортоамфиболитов, осложненная апофизой во вмещающие породы, которая в виде дайки мощностью 1,6 м пересекает слоистую толщу под определенным углом (рис. 1, а). Интрузии свойственна тонкая сланцеватость, подчеркнутая параллельной ориентировкой кристаллов амфибола, которая, располагаясь параллельно контактам пластовой залежи, совпадает в целом с ее простиранием.

Петрографическое изучение пород интрузии показало, что она целиком сложена метаморфической породой основного состава. Реликты структур и минералов магматического происхождения в ней отсутствуют. Кроме того устанавливается, что породы интрузии, как и вмещающей толщи, подвержены диафторезу. Клинопироксен замещается роговой обманкой поздней генерации и плагиоклазом, зеленая роговая обманка с краев зерен голубеет, а гранат замещается плагиоклазом или роговообманково-плагиоклазовым агрегатом. Вывод о двухэтапной метаморфической истории интрузии подтверждается также и данными микрозондового изучения граната из тела залежи (обр. 1130-11) и апофизы (обр. 1130-12) (табл. 1). Гранаты интрузии обладают сложной зональностью (рис. 2): с гомогенным (обр. 1130-11) или прогрессивно зональным (обр. 1130-12) ядром и регрессивной оболочкой. По морфологии химической зональности они идентичны гранатам вмещающей толщи (рис. 3, обр. 1130-6). Температура повторной

Рис. 1. Дайки ортопород в раннедокембрийских образованиях бассейна р. Нюкжи.

1 — вмещающие гнейсы и кристаллосланцы ритмично переслаивающиеся; 2 — прослой амфиболитов; 3 — ортоамфиболиты и сланцеватость в них; 4 — дайки ортосланцев и сланцеватость в них; 5, 6 — мезозойские граниты (5) и диабазы (6); 7 — ксенолиты вмещающих пород; 8 — разрывные нарушения. Точками показаны места взятия образцов и их номера.

## Химический состав (вес. %) минералов метакризованных образований бассейна р. Ньюджи

Образец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>
1123-16	Gr, ц	37,64	0,03	21,97	24,95	1,28	3,82	10,19	Сл.	Сл.	99,88	0,206
	Gr, п	37,65	0,13	21,60	25,10	0,72	3,56	11,79	»	»	100,55	0,197
	Gr, к	37,74	0,09	21,46	24,79	1,80	3,75	10,62	»	»	100,23	0,201
	Срх	52,02	1,09	0,49	9,34	0,39	11,18	24,25	1,40	0,16	100,32	0,672
	Hb, ц	55,58	0,93	2,93	16,33	0,40	9,24	15,09	0,45	0,31	98,71	0,497
	Hb, к	54,12	1,21	2,42	16,19	0,24	9,89	15,31	0,60	0,35	100,33	0,518
	Pl, ц	57,30	Сл.	27,12	0,04	Сл.	Сл.	8,50	6,78	0,14	99,88	—
	Pl, к	55,50	»	28,80	0,02	»	»	10,30	5,80	0,11	100,53	—
1130-11	Gr, ц <sub>1</sub>	37,96	0,13	21,60	28,54	0,97	3,33	8,19	Сл.	Сл.	100,72	0,168
	Gr, п <sub>2</sub>	38,02	0,24	21,45	27,67	0,79	3,24	8,32	»	»	99,73	0,169
	Gr, п <sub>3</sub>	38,22	0,11	21,28	28,23	1,08	3,13	7,23	»	»	99,28	0,160
	Gr, к <sub>4</sub>	37,94	0,18	21,62	27,37	1,12	2,96	8,64	»	»	99,83	0,162
	Срх	52,13	0,32	0,34	13,39	0,45	12,13	20,61	0,30	0,01	99,68	0,610
	Hb	41,77	1,52	13,45	20,20	0,29	8,49	10,88	2,10	0,77	99,47	0,425
	Pl-I	57,62	Сл.	27,22	0,04	Сл.	Сл.	8,67	6,72	0,18	100,45	—
	Pl-II	59,31	0,01	26,48	0,02	Сл.	Сл.	7,42	7,64	0,11	100,99	—
1130-12	Gr, ц	37,85	0,15	21,40	26,58	0,64	4,15	8,47	Сл.	Сл.	99,24	0,214
	Gr, п	37,96	0,13	21,50	26,47	0,42	4,04	8,97	»	»	99,49	0,212
	Gr, к	38,06	0,11	21,68	26,61	0,80	3,79	8,48	»	»	99,53	0,198
	Hb, ц	42,58	1,54	12,14	18,36	0,13	9,15	10,84	1,82	0,89	97,45	0,469
	Hb, к	42,77	1,00	12,61	17,29	0,10	10,83	9,97	1,88	0,64	97,09	0,526
	Pl, ц	56,48	0,01	27,31	0,08	Сл.	Сл.	9,07	6,51	0,08	99,54	—
	Pl, к	52,70	Сл.	29,90	0,02	»	»	12,20	4,74	0,01	99,57	—
	1450-20	Gr, ц	37,91	0,11	21,86	25,37	0,86	3,97	10,07	Сл.	Сл.	100,15
Gr, п		37,68	0,04	21,74	26,18	2,14	2,78	9,84	—	—	100,40	0,149
Gr, к		37,62	0,05	21,79	25,88	1,80	3,14	9,96	—	—	100,24	0,168
Hb, ц		41,68	1,44	13,38	17,84	0,31	9,56	11,48	1,61	1,44	98,74	0,484
Hb, к		41,74	1,12	13,64	18,14	0,44	9,11	11,56	1,42	1,28	98,45	0,467
Pl-I		54,74	0,05	28,49	0,02	10,49	Сл.	10,49	5,47	0,20	99,46	—
Pl-II		56,45	0,03	27,85	0,02	Сл.	»	9,51	6,33	0,17	100,36	—
1647-7		Gr, ц	37,88	0,08	21,68	27,24	0,37	5,14	7,21	Сл.	Сл.	99,50
	Gr, п	37,74	0,04	21,48	28,61	2,31	3,21	8,24	—	—	100,23	0,156
	Gr, к	37,68	0,02	21,67	27,78	1,98	3,69	7,67	—	—	100,59	0,181
	Срх	52,04	0,14	1,26	13,97	0,24	10,08	21,74	0,31	0,28	100,06	0,559
	Hb, ц	44,27	1,68	13,69	17,96	0,14	8,32	10,04	1,40	1,48	98,98	0,451
	Hb, к	44,38	1,58	13,58	18,14	0,12	7,61	10,48	1,36	1,41	98,66	0,427
	Vi	37,14	1,24	18,95	20,30	0,04	9,69	Сл.	0,30	9,33	96,99	0,460
	Pl-I	56,51	Сл.	27,83	Сл.	Сл.	Сл.	9,50	6,26	0,11	100,21	—
Pl-II	54,00	0,03	29,46	0,24	»	»	11,66	5,26	0,12	100,53	—	
1647-9	Gr, ц	38,24	0,14	21,51	23,40	4,38	2,94	8,56	Сл.	Сл.	99,17	0,159
	Gr, п	38,54	0,06	21,64	26,65	1,40	3,64	7,66	»	»	99,59	0,188
	Gr, к	38,36	0,04	21,68	26,80	1,46	3,60	7,84	»	»	99,78	0,185
	Vi	37,24	1,84	17,89	20,34	0,12	10,05	0,03	0,18	9,68	97,37	0,468
	Hb	42,88	0,80	19,25	15,08	0,16	7,58	11,15	1,28	0,61	98,79	0,470
	Pl	57,94	0,02	27,14	0,03	Сл.	Сл.	8,49	6,90	0,12	100,64	—
1405-6	Gr, ц	37,80	0,15	21,45	27,11	3,26	2,49	7,69	0,05	0,01	100,01	0,128
	Gr, к	37,85	0,03	21,42	28,19	1,20	3,68	7,24	0,06	0,02	99,69	0,183
	Hb, ц	42,33	0,47	18,42	15,60	0,08	8,05	11,65	1,23	0,30	98,13	0,478
	Hb, к	42,47	0,58	18,53	15,62	0,08	8,32	11,66	1,35	0,29	98,90	0,485
	Er	40,94	0,02	31,43	2,05	0,05	0,03	24,61	0,06	0,02	99,16	0,026
	Pl	59,98	Сл.	25,40	Сл.	Сл.	Сл.	6,50	7,94	0,16	99,98	—
1272-7	Gr, ц	38,30	0,14	21,50	23,38	5,40	2,80	8,48	Сл.	Сл.	100,00	0,148
	Gr, к	38,41	0,06	21,70	24,64	3,02	3,84	8,89	»	»	100,56	0,199
	Vi	37,31	2,08	17,79	19,49	0,14	10,15	0,03	0,16	9,71	96,86	0,480
	Hb	43,50	0,54	19,23	14,72	0,12	7,56	11,12	1,38	0,54	98,71	0,477
	Er	39,59	0,16	29,30	6,47	0,02	0,69	24,42	0,12	0,14	100,91	0,160
	Pl	56,40	0,02	27,90	0,20	Сл.	Сл.	9,50	6,25	0,15	100,42	—
1129-8	Gr, ц	37,97	0,14	20,98	25,38	3,55	1,81	10,68	Сл.	Сл.	100,51	0,100
	Gr, к	37,88	0,04	21,06	27,68	0,97	2,89	10,21	»	»	100,73	0,153
	Hb	42,50	0,89	19,04	16,12	0,14	7,24	10,78	1,44	0,51	98,66	0,442
	Pl	59,44	0,04	25,80	0,21	0,04	0,02	6,51	8,29	0,28	100,63	—

Примечание. Здесь и далее все железо определялось как FeO; ц, п, к — соответственно точки микрозондирования в центре, промежуточной зоне и на краю зерна; 1—4 — точки, показанные на рис. 2.3; X<sub>Mg</sub> = MgO/(MgO + FeO + MnO); I, II — минералы разных генераций. Все анализы выполнены на микроанализаторе ГХА-5А Н. И. Кирюхиной.

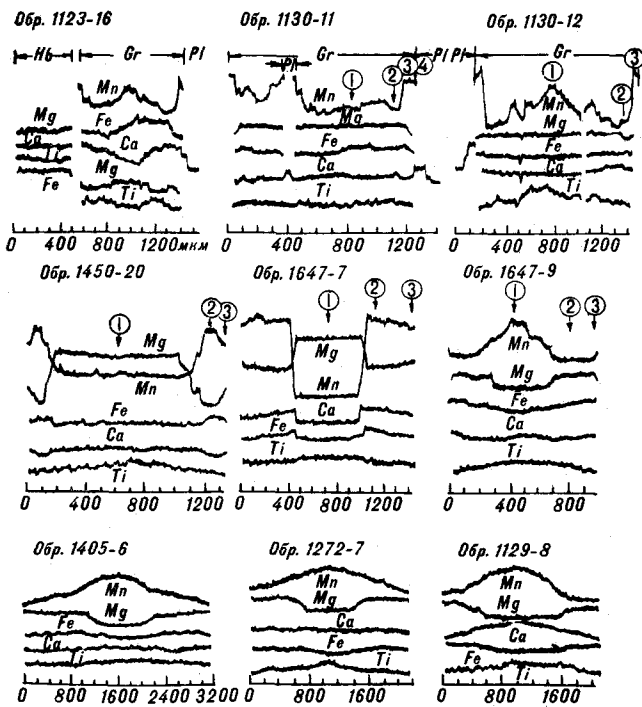


Рис. 2. Концентрационные профили микронзондового анализа гранатов из метаинтрузивных образований бассейна р. Нюкжи.

кристаллизации, определенная по гранат-биотитовому и гранат-амфиболовому геотермометрам Л. Л. Перчука [4] для всех трех образцов, составляет 610–630°C. Температура первичного метаморфизма, судя по составу реликтовых ядер граната и морфологии их химической зональности, была заведомо выше 650°C. На этом же участке присутствуют и более поздние дайки кислого и среднего состава (см. рис. 1, а), внедрение которых предшествовало метаморфизму позднего цикла. Породы даек метаморфизованы и превращены в мелкозернистые биотит-роговообманковые гнейсы. Кристаллизационная сланцеватость в ортогнейсах отчетливая и располагается параллельно заледбандам интрузии.

Еще более поздними интрузивными образованиями, проявленными на этом участке, являются дайки гранитов и диабазов (см. рис. 1, а), становление которых, согласно имеющимся изотопным датировкам по К-Аг-методу (по биотиту), осуществлялось 200 ± 15 млн. лет назад. Формирование этих интрузий на породах вмещающей толщи практически никак не сказалось. Приконтактовые изменения выражены в виде очень узких (шириной в несколько миллиметров) зон закалки.

Другим примером проявления интрузивных образований первой группы служит силлоподобное тело основных пород мощностью около 30 м, залегающее среди высокоглиноземистых

гнейсов становой серии близ руч. Ункгурхей (см. рис. 1, б). В юго-западном контакте интрузия осложнена разрывным нарушением и прорвана дайкой мезозойских гранитоидов. Юго-западный контакт с вмещающими биотит-гранатовыми гнейсами субсогласный, северо-восточный — секущий. Порода интрузии метаморфизована в амфиболовой фации и преобразована в ортоамфиболит (см. табл. 1, обр. 1123-16). Кристаллизационная сланцеватость в интрузии согласуется со сланцеватостью вмещающей толщи, что свидетельствует об их одновременном метаморфизме. Первичная сланцеватость пересечена под углом 20–30° наложенной диафторической сланцеватостью. По сравнению с вмещающей толщиной вторичная сланцеватость в интрузии выражена более отчетливо и обусловлена ориентировкой чешуй новообразованного биотита. Диафторические преобразования ортоамфиболитов нашли свое выражение в химической зональности реликтовых метаморфических минералов — граната, роговой обманки и плагиоклаза (см. рис. 2, обр. 1123-16). Температура повторного метаморфизма, определенная по гранат-роговообманковому равновесию, составила 620°C. Близкое значение (630°C) получено для гранат-биотитовой пары из пород вмещающей толщи (табл. 2, обр. 1123-19). Первоначальный метаморфизм, судя по составу и морфологии зональности реликтовых ядер кристаллов граната интрузии и вмещающей толщи, осуществлялся при температурах не ниже 650°C.

Аналогичная ситуация проявлена и в верховьях руч. Дегабуль. Здесь толща ритмично-полосчатых гранат-биотитовых гнейсов стано-

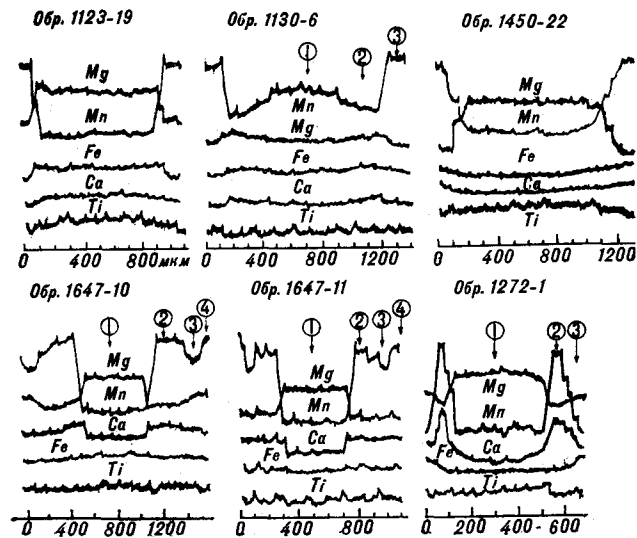


Рис. 3. Концентрационные профили микронзондового анализа гранатов из супракрупальных образований бассейна р. Нюкжи.

вой серии (обр. 1450-22) прорвана дайкой гранатовых ортоамфиболитов (обр. 1450-20) мощностью 1,5 м. Породам интрузии свойственна петельчатая текстура, обусловленная перекрестным расположением двух систем метаморфической сланцеватости, пересекающихся под острым углом. С помощью микрозондового сканирования минералов установлено, что гранаты интрузии, как и вмещающей толщи, обладают бizonальным строением, указывающим на двукратный метаморфизм пород. Реликтовые ядра гранатов интрузии (см. рис. 2, обр. 1450-20), как и ядра гранатов вмещающей толщи (см. рис. 3, обр. 1450-22), гомогенны, что свидетельствует о их высокотемпературной природе [1]. Наличие включений реликтового биотита в ядрах гранатов вмещающей толщи позволяет оценить температуру первичной кристаллизации, которая согласно гранат-биотитовому геотермометру (табл. 3) составляет 710°C. Повторный метаморфизм, судя по железомagneзиальным соотношениям между внешней кромкой граната и минералами новообразованного окружения, осуществляется при 650—660°C.

В правом борту р. Нижней Сувельги, в 7 км выше устья, удалось непосредственно наблюдать соотношения разновозрастных интрузивных образований, принадлежащих раннему и позднему метаморфическим циклам (см. рис. 1, в). Интрузия раннего цикла представлена маломощной (2—3 м) дайкой ортоамфиболитов, занимающей резко секущее положение относительно слоистости вмещающих биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов становой серии. Ранняя интрузия, в свою очередь, пересечена более поздней дайкой ортосланцев. Тело ранней интрузии деформировано в процессе складчатых деформаций; на отдельных интервалах зальбанды дайки имеют взаимно параллельное расположение, на других — отмечаются раздувы или пережимы. Сланцеватость в дайке имеет сложный рисунок, но в целом она ориентирована субпараллельно контактовым плоскостям, простираясь вдоль зальбандов интрузии. Изучение химической зональности в гранатах из пород интрузии (обр. 1647-7) и вмещающей толщи (обр. 1647-10, -11) показало, что во всех трех случаях они обладают бizonальным строением с гомогенным ядром и сложнзональной оболочкой. Эволюция химической зональности изученных гранатов может быть представлена в следующем виде. На первой стадии, в период раннего метаморфизма, в породе возникает гранат, характеризующийся гомогенным составом, отраженным в центральных неизмененных частях реликтовых ядер. На второй стадии, уже в период повторного метаморфизма, реликтовый гранат подвергся регрессивным

диафорическим преобразованиями, что привело к развитию диафорической оболочки, состав внешней кромки которой (точка 2 на профиле) отражает равновесие на начальных этапах повторной кристаллизации. На третьей стадии, вслед за установившимся равновесием, растворение граната прекратилось и реликтовый кристалл продолжил свой рост (интервал 2—3 на профиле). Как видно из рисунков (см. рис. 2, обр. 1647-7, рис. 3, обр. 1647-10, -11), кристаллизация новообразованной оболочки осуществлялась на фоне возрастающей температуры. Об этом свидетельствует рост концентрации MgO и снижение — MnO по мере роста зерна. На четвертой стадии в периферических частях некоторых зерен (см. рис. 3, обр. 1647-10, -11) проявились регрессивные кромки (точка 4 на профиле). По-видимому, такие регрессивные кромки не являются следствием диафореза, а, скорее, имеют гистерогенную природу, т. е. возникли вследствие медленного остывания перегретых в процессе метаморфизма пород. На этой стадии в минералах окружения уже никаких изменений состава не происходит. Температура повторного метаморфизма, определенная по составам внешних кромок гранатов и минералов окружения, соответствовала 650—660°C.

Интрузии второй группы характеризуются большим разнообразием составов — от гранитов и гранодиоритов до габбро. Морфологически интрузии представлены теми же разновидностями, что и в предыдущей группе. Исключение составляют пластовые залежи, которые наблюдаются исключительно среди пород раннепротерозойской одолгинской серии [5]. В подстилающих образованиях зверевской и становой серий их аналоги представлены в виде небольших штоков и маломощных даек. Как правило, это крутопадающие или вертикальные тела, пересекающие слоистость и сланцеватость вмещающих пород под большими углами. Ортосланцы и ортогнейсы представлены дайками основного и среднего состава, метаморфизованными в амфиболитовой фации с отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Сланцеватость ортосланцев и ортогнейсов всегда параллельна зальбандам интрузии, т. е., как правило, не совпадает со сланцеватостью вмещающих пород. Каких-либо заметных приконтактных изменений во вмещающих сланцах (структурных, минеральных) не обнаружено. На отдельных участках тел ортосланцев слабо дислоцированы (см. рис. 1, г), в большинстве же случаев они представлены маломощными (от 0,2—0,6 до 2—3 м) крутопадающими телами прямолинейной формы. Чаще всего ортогнейсы характеризуются более мелкозернистым и массивным сложением, напоминая строением роговики, но и

## Химический состав (вес. %) минералов супракристалльных образований бассейна р. Ньюджи

Номер образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>
1123-19	Gr, ц	37,52	0,02	21,40	32,84	2,15	5,24	1,90	Сл.	Сл.	101,07	0,211
	Gr, к	37,34	0,01	21,36	31,70	4,44	4,18	1,55	»	»	100,58	0,171
	Bi	34,62	3,41	17,54	20,30	0,32	10,69	Сл.	0,02	10,05	96,95	0,480
	Pl	63,56	0,02	22,78	0,03	Сл.	Сл.	4,53	8,97	0,11	100,00	—
1130-6	Gr, ц	37,68	0,10	21,66	27,50	1,10	3,08	8,74	Сл.	Сл.	99,86	0,161
	Gr, п	37,87	0,08	21,60	27,95	0,34	3,76	9,27	»	»	100,87	0,192
	Gr, к	37,72	0,05	21,58	27,12	2,21	2,97	8,95	»	»	100,60	0,154
	Bi	35,86	2,75	17,71	20,65	0,04	9,61	0,03	0,31	9,24	96,20	0,454
	Hb	42,29	0,91	15,28	17,96	0,12	7,78	10,94	1,44	1,31	98,03	0,435
	Pl-I	57,42	Сл.	27,30	0,05	Сл.	Сл.	8,67	6,65	0,34	100,43	—
	Pl-II	58,34	0,03	27,03	0,04	»	»	8,17	7,25	0,12	100,98	—
1450-22	Gr, ц	37,87	0,06	21,25	29,72	4,18	5,16	0,76	Сл.	Сл.	99,00	0,213
	Gr, к	37,92	0,04	21,29	30,28	5,14	4,51	0,98	»	»	99,69	0,185
	Bi-I	34,59	2,59	17,29	21,24	0,27	9,34	0,02	0,16	9,70	95,20	0,436
	Bi-II	34,58	2,03	16,63	21,76	0,59	10,74	0,01	0,15	9,96	96,45	0,461
	Pl	61,31	Сл.	24,79	0,21	Сл.	Сл.	6,01	8,32	0,23	100,87	—
1647-10	Gr, ц <sub>1</sub>	38,34	0,14	21,80	23,16	0,44	5,29	10,87	Сл.	Сл.	100,04	0,286
	Gr, п <sub>2</sub>	38,44	0,10	21,97	22,37	2,57	3,18	11,78	»	»	99,71	0,190
	Gr, п <sub>3</sub>	38,39	0,09	21,89	23,46	0,94	3,87	11,05	»	»	99,69	0,220
	Gr, к <sub>4</sub>	38,28	0,04	21,78	23,61	1,13	3,59	11,34	»	»	99,77	0,206
	Bi	36,71	2,44	14,28	20,95	0,17	10,98	0,04	0,11	10,26	95,94	0,482
	Hb	42,80	0,93	12,84	17,95	0,12	9,12	11,58	1,46	1,12	97,92	0,474
	Pl-I	56,21	Сл.	28,01	0,06	Сл.	Сл.	9,64	6,41	0,11	100,44	—
	Pl-II	57,91	»	27,50	0,20	»	»	8,26	6,14	0,08	100,09	—
1647-11	Gr, ц <sub>1</sub>	37,48	0,12	21,35	30,84	0,71	8,12	2,04	Сл.	Сл.	100,66	0,315
	Gr, п <sub>2</sub>	37,56	0,10	21,30	32,07	2,15	4,01	3,48	»	»	100,67	0,173
	Gr, п <sub>3</sub>	37,61	0,08	21,34	31,48	1,67	4,36	3,64	»	»	100,18	0,190
	Gr, к <sub>4</sub>	37,51	0,09	21,41	31,98	2,10	4,09	3,57	»	»	100,75	0,176
	Bi	36,24	2,18	17,24	20,69	0,03	9,87	0,08	0,20	9,84	96,37	0,460
Pl	60,72	Сл.	25,95	0,02	Сл.	Сл.	5,80	7,98	0,18	100,65	—	
1405-5	Gr, ц	39,09	0,10	21,81	23,89	0,52	7,87	6,67	0,06	0,03	100,04	0,365
	Gr, к	38,72	0,04	22,15	24,26	0,91	7,24	6,98	0,04	0,05	100,39	0,339
	Hyp	53,31	0,16	5,42	19,45	0,14	20,02	0,59	0,81	0,15	100,05	0,646
	Срх	51,69	0,90	6,16	8,30	0,07	10,57	21,32	1,04	0,17	100,22	0,693
1405-5	Hb-I	44,72	1,64	15,68	8,30	0,02	14,19	11,19	1,70	0,98	98,42	0,753
	Hb-II	45,71	1,39	15,07	10,72	0,03	11,15	11,32	1,90	1,10	98,39	0,650
	Bi	37,70	2,85	17,72	9,84	0,01	15,70	0,04	0,15	9,87	93,88	0,740
	Pl-I	52,71	Сл.	29,50	0,06	Сл.	Сл.	12,61	4,27	0,03	99,18	—
	Pl-II	58,20	»	26,60	0,02	»	0,03	8,99	5,52	0,10	99,46	—
1272-1	Gr, ц <sub>1</sub>	38,61	0,29	22,04	25,46	0,64	8,94	3,70	0,02	0,03	99,73	0,380
	Gr, п <sub>2</sub>	38,04	0,09	21,65	27,04	2,48	3,76	6,98	0,05	0,06	100,15	0,185
	Gr, к <sub>3</sub>	38,06	0,11	21,46	29,64	0,52	4,56	5,46	0,02	0,04	99,87	0,213
	Bi-I	34,71	2,08	17,47	15,61	0,02	17,02	0,10	0,14	8,74	95,89	0,661
	Bi-II	36,77	2,37	17,94	15,36	0,02	10,84	0,04	0,15	8,98	92,47	0,558
	Hb	43,70	0,56	18,16	12,61	0,11	10,06	10,55	1,40	0,45	97,60	0,585
	St	26,72	0,64	53,64	14,62	0,02	2,42	0,38	0,02	0,06	98,52	0,228
	Pl-I	58,33	Сл.	26,30	0,26	Сл.	Сл.	8,52	6,74	0,21	100,36	—
	Pl-II	58,08	»	26,64	0,21	»	»	8,99	6,21	0,19	100,32	—
	1129-4	Gr, ц	37,16	0,05	21,82	28,82	1,07	1,78	9,42	Сл.	Сл.	100,12
Gr, п		37,74	0,01	21,34	27,68	1,54	2,26	9,80	»	»	100,37	0,121
Gr, к		37,81	0,02	21,50	27,92	2,07	1,84	9,60	»	»	100,76	0,099
Hb, ц		41,53	1,39	14,09	19,84	0,08	6,29	12,49	1,06	1,78	98,55	0,361
Hb, к		40,92	1,27	14,16	19,29	0,17	6,97	12,51	1,16	1,68	98,13	0,355
Bi-I		33,80	5,31	14,07	21,49	0,09	8,51	0,04	0,11	9,72	93,14	0,413
Bi-II		36,04	2,14	16,11	23,14	0,28	7,63	0,12	0,51	8,94	94,91	0,371
Pl-I		52,75	Сл.	29,68	0,61	Сл.	Сл.	12,28	4,69	0,23	100,24	—
Pl-II		54,32	»	28,31	0,32	»	»	10,11	5,31	0,25	98,62	—
Pl-III		57,24	0,02	28,64	0,09	»	»	7,72	6,24	0,42	100,37	—

\* См. примечание к табл. 1.

Параметры состава и температуры равновесий минералов супракристалльных и метацинтрузивных образований бассейна р. Нюкжи

Номер образца	Парагенезис	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Bi}$	$X_{Mg}^{Hb}$	$t^{\circ}C, no [4]$	
					Gr—Bi	Gr—Amf
<i>Супракристалльные образования</i>						
1123-19	Gr <sub>81</sub> + Bi <sub>52</sub> + Pl <sub>22</sub> + Q	0,171	0,480	—	630	—
1130-6	Gr <sub>34</sub> + Bi <sub>55</sub> + Hb <sub>56</sub> + Pl <sub>38</sub> + Q	0,154	0,454	0,435	620	610
1450-22	Gr <sub>76</sub> + Bi <sub>56</sub> + Pl <sub>34</sub> + Q *	0,213	0,436	—	700	—
	Gr <sub>79</sub> + Bi <sub>54</sub> + Pl <sub>29</sub> + Q	0,185	0,461	—	660	—
1647-10	Gr <sub>79</sub> + Bi <sub>52</sub> + Hb <sub>53</sub> + Pl <sub>37</sub> + Q	0,206	0,482	0,474	660	650
1647-11	Gr <sub>81</sub> + Bi <sub>51</sub> + Pl <sub>29</sub> + Q	0,176	0,460	—	650	—
1272-1	Gr <sub>78</sub> + Bi <sub>44</sub> + Hb <sub>47</sub> + St <sub>77</sub> + Pl <sub>41-44</sub> + Q	0,213	0,558	0,585	620	590
1129-4	Gr <sub>89</sub> + Bi <sub>63</sub> + Hb <sub>64</sub> + Pl <sub>41-51</sub> + Q	0,099	0,371	0,355	600	620
<i>Метацинтрузивные образования</i>						
1123-16	Gr <sub>79</sub> + Hb <sub>48</sub> + Pl <sub>41</sub> + Q	0,201	—	0,518	—	620
1130-11	Gr <sub>84</sub> + Hb <sub>57</sub> + Pl <sub>41-35</sub> + Q	0,162	—	0,425	—	630
1130-12	Gr <sub>80</sub> + Hb <sub>47</sub> + Pl <sub>47-59</sub> + Q	0,198	—	0,526	—	620
1450-20	Gr <sub>82</sub> + Hb <sub>53</sub> + Pl <sub>45</sub> + Q	0,168	—	0,467	—	620
1647-7	Gr <sub>81</sub> + Bi <sub>54</sub> + Hb <sub>57</sub> + Pl <sub>46-55</sub> + Q	0,181	0,460	0,427	650	650
1647-9	Gr <sub>81</sub> + Bi <sub>53</sub> + Hb <sub>53</sub> + Pl <sub>41</sub> + Q	0,185	0,468	0,470	650	630
1405-6	Gr <sub>81</sub> + Hb <sub>51</sub> + Ep <sub>98</sub> + Pl <sub>31</sub> + Q	0,183	—	0,485	—	620
1272-7	Gr <sub>78</sub> + Bi <sub>52</sub> + Hb <sub>52</sub> + Ep <sub>98</sub> + Pl <sub>46</sub> + Q	0,199	0,480	0,477	650	650
1129-8	Gr <sub>84</sub> + Hb <sub>56</sub> + Pl <sub>30</sub> + Q	0,153	—	0,442	—	600

\* Реликтовый парагенезис.

в таких породах слагающие их минералы идентичны минералам вмещающих сланцев. Нередко дайки обнаруживают зональное строение, причем их зональность может быть выражена по-разному. В одних случаях это осветление приальбандовых участков, что обусловлено сокращением количества темноцветных минералов, в других — зональность проявлена в различной зернистости пород, практически без изменения их состава.

В бассейне р. Нижней Сувелги интрузия позднего цикла представлена крутопадающей дайкой (2,0—2,5 м) ортосланцев (обр. 1647-9), которая пересекает раннюю дайку ортоамфиболитов и сланцеватость вмещающей толщи под большим углом (см. рис. 1, в). Породы поздней интрузии отличаются от пород ранней несколько повышенной лейкократовостью и более мелкозернистым сложением, что придает им облик роговиков. Сланцеватость в дайке выражена отчетливо и располагается параллельно ее зальбандам. Гранат интрузии обладает простой прогрессивной зональностью (см. рис. 2, обр. 1647-9), что указывает на одноактный метаморфизм слагающих дайку пород. Температурный максимум повторной кристаллизации согласно гранат-биотитовому геотермометру соответствует 650°C, что полностью согласуется с температурной оценкой, полученной по новообразованным ассоциациям

из пород ранней интрузии и вмещающей толщи.

Протяженные дайки гранатсодержащих ортосланцев мощностью 0,5—1,5 м наблюдались в среднем течении руч. Тугон (низовье р. Нюкжи), где они круто секут полосчатость двупироксеновых и биотит-амфиболовых кристаллосланцев зверевской серии (см. рис. 1, з). Сланцеватость в дайке параллельна ее контактам, имеющим взаимно параллельное расположение. Порода дайки имеет порфирированный облик и состоит из довольно крупных (0,5—1,5 см) порфириобластов граната, погруженных в тонкозернистую амфибол-плагноклазовую основную массу. Гранат характеризуется прямым типом зональности (см. рис. 2, обр. 1405-6), что указывает на прогрессивные условия его кристаллизации. На породах вмещающей толщи (см. табл. 2, обр. 1405-5) метаморфизм позднего цикла почти не отразился, диафорические изменения в породообразующих минералах не проявлены, они характеризуются гомогенным составом. Судя по железомagneзиальным соотношениям в гранат-роговообманковой паре из пород интрузии, повторный метаморфизм на этом участке осуществлялся при 620°C.

Подобные дайки ортосланцев наблюдались и в низовьях руч. Нижний Даван, где они интрузируют толщу биотит-роговообманковых

кристаллосланцев зверевской серии. Порода дайки метаморфизована и преобразована в гранат-биотит-роговообманковый кристаллосланец (см. табл. 1, обр. 1272-7), отличающийся от вмещающей толщи более тонкозернистым сложением. Гранат, как и в прежнем случае, обладает прямой прогрессивной зональностью (см. рис. 2, обр. 1272-7). Температура кристаллизации пород интрузии согласно гранат-биотитовому геотермометру (см. табл. 3) составляет 650°C. Кристаллизационная сланцеватость в дайке выражена отчетливо и располагается параллельно ее залыбдам. Гранаты из пород вмещающей толщи (см. рис. 3, обр. 1272-4) обладают бizonальным строением, отражающим полиметаморфическую историю пород. Температура кристаллизации внешней кромки граната из этого образца соответствует 620°C (см. табл. 3), что близко к температуре позднего метаморфизма пород интрузии.

Особый интерес для расшифровки метаморфической истории супракрустальных серий представляют дайки гранатсодержащих ортопород, залегающие среди среднетемпературных образований амфиболитовой фации. Такие дайки дают возможность выявить два этапа метаморфизма там, где реликтовые ассоциации первичного метаморфизма и поздние минералы не различаются. В левом борту р. Нюкжи, близ устья Верхней Суvelyги, толща гранат-биотит-роговообманковых гнейсов и сланцев становой серии (см. табл. 2, обр. 1129-4) интродуцирована серией маломощных (0,5—1,5 м) крутопадающих даек, представленных гранат-роговообманковыми ортосланцами (см. табл. 1, обр. 1129-8). Сами породы даек отличаются от вмещающей толщи более мелкозернистой структурой и массивной текстурой. По внешнему облику они напоминают роговики. Гранат интрузии обладает прогрессивной зональ-

ностью (см. рис. 2, обр. 1129-8) с температурой кристаллизации внешней кромки 600°C. Породы вмещающей толщи не обнаруживают никаких признаков перекристаллизации и производят впечатление прогрессивно метаморфизованных образований. Микросондовое изучение минералов из этой ассоциации показало, что породы вмещающей толщи принадлежат к полиметаморфическим образованиям, поскольку гранат и ассоциирующиеся с ним минералы обладают полиметаморфической зональностью. Прямой тип зональности в реликтовом ядре граната (в интервале от центра кристалла до его промежуточной зоны) указывает на то, что температура раннего метаморфизма на этом участке не превышала значительной 650°C, т. е. была заведомо ниже температур гомогенизации [1]. Внешняя кромка граната вмещающей толщи кристаллизовалась, судя по гранат-биотитовому и гранат-амфиболовому геотермометрам Л. Л. Перчука, при 600°C, что хорошо согласуется с оценкой температурного максимума метаморфизма, полученной по гранат-роговообманковой паре из пород интрузии.

Итак, данные термической истории гранатов метаинтрузивных и супракрустальных образований бассейна р. Нюкжи свидетельствуют о проявлении на северо-западе Становой области двух циклов метаморфизма. Поздний цикл с температурным максимумом 600—650°C проявился в интрузиях второй группы как прогрессивный метаморфизм, а в зверевской, становой сериях и ассоциирующих с ними метаинтрузивных образованиях первой группы — как наложенный регрессивный. Ранний цикл фиксируется только по реликтовым ассоциациям двух древних серий и ассоциирующих с ними ранних интрузий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Петрографическая информативность гранатов метаморфических пород. — М.: Наука, 1982.
2. Панченко И. В., Чубаров В. М. Химическая зональность гранатов как критерий температурной эволюции раннедокембрийских комплексов северо-запада Становой зоны. — Геол. и геофиз., 1982, № 11.
3. Панченко И. В., Чубаров В. М., Шульдинер В. И. Эволюция гранатов и возрастные соотношения ме-

тапелитовых гнейсов на северо-западе Становой области (бассейн р. Нюкжи). — Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 2.

4. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. — М.: Наука, 1970.
5. Шульдинер И. С., Панченко И. В., Шульдинер В. И. Стратиграфия и минерогения нижнего докембрия бассейна р. Нюкжи. — Сов. геол., 1983, № 8.

УДК 551.242.3(571.6)

*А. Д. Чехов, С. В. Левашова*

## НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМОСНИМКОВ НА ТЕРРИТОРИЮ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Визуальное дешифрирование космических снимков мелкого и среднего (миллионного) масштаба применительно к территории Северо-Востока СССР показало их большую эффективность для решения самых разнооб-

разных геологических задач, включая общие тектонические проблемы, и вполне самостоятельное значение каждого из этих видов космоинформации.

В настоящее время имеются достаточно многочисленные публикации по результатам обработки космической информации как на отдельные участки Северо-Востока СССР [1, 4, 18—20, 23—24], так и на всю эту территорию в целом [2, 5, 6, 8]. Важным является проведение анализа космической информации, направленного на уточнение границ тектонических единиц или выявление их отличий в характере структурного рисунка. Именно под таким углом зрения и было предпринято первичное визуальное дешифрирование имеющихся в нашем распоряжении сверхмелко- и мелкомасштабных космоснимков.

Одним из наиболее заметных и выразительных линейных элементов (линеаментов), дешифрирующихся на космоснимках, являются, без сомнения, нарушения вдоль восточного края Сибирской платформы (см. рисунок). Такой факт сам по себе не нов; он отражен на различных тектонических картах [12, 13] и неоднократно обсуждался [3, 9, 11, 16]. Однако по данным прямых геологических наблюдений приводилось описание лишь поверхностного выражения этого краевого шва, обладающего достаточно расплывчатыми контурами и в целом плавно, сигмовидно изгибающейся формой в плане, обусловленными преимущественно взбросовыми и надвиговыми типами подвижек по составляющим его разрывам [3, 9].

На мелкомасштабных космоснимках, как представляется, получило отражение значительно более глубинное выражение этого крупного структурного шва, в силу чего он дешифрируется в виде двух отчетливо прямолинейных меридиональных отрезков, смещенных на правобережье р. Алдан относительно друг друга по типу левого сдвига крупным субширотным Алданским разрывом (Ангаро-Вилуйский линеамент, по [1]).

Такая резкая выразительность на космоснимках краевого шва платформы не может быть случайной. По нашему мнению, она свидетельствует о принципиально ином (более жестком) типе субстрата в пределах Сибирской платформы по сравнению с Яно-Колымскими мезозоидами (а значит, и об отсутствии под последними традиционно предполагавшейся, такой же зрелой дорифейской коры, как и на платформе). Кроме этого, своеобразная конфигурация характеризуемой границы вполне согласуется с известными предположениями о первоначально субмеридиональной ее ориентировке; лишь впоследствии, в результате левосторонних смещений по Алданскому сдвигу, она приобрела современную ступенчатую форму.

Динамика движения ведущего северо-восточного угла Алданского щита в восточном направлении четко запечатлена на снимках, прежде всего, в виде складчатых структур Верхоянья. В северном крыле сдвига складки образуют четко выраженные левосторонние кулисы, или полувеер, раскрывающийся к северу, а южнее, в хр. Сетте-Дабан, породы смяты в резко отличные, тесно сжатые и вздернутые в сторону щита структуры.

Древность и большая тектоническая значимость этого субширотного, поперечного к простиранию мезозойд линеамента отмечались неоднократно [16]. В частности, последняя определяется, как известно, его влиянием на всю структуру Яно-Колымской системы — обуславливает ее резкий пережим в широтном направлении, отчетливо прослеживающийся вплоть до р. Индигирки (а возможно, еще точнее), что хорошо видно и на космоснимках. Кроме того, еще Н. С. Шатским указывалось на возможную связь с этим разломом «входящего угла» Сибирской платформы. Тем



не менее, как это следует из космической информации, наиболее поздние (вплоть до неотектонических) подвижки вдоль Алданского сдвига были ориентированы, скорее всего, уже не в широтном, а в восток-юго-восточном направлении. Это выявляется по наличию протяженной густой левосторонне ориентированной цепочки кулисно построенных трещин, почти непрерывно прослеживающихся от северного края хр. Сетте-Дабан вплоть до Охотского побережья и расположенных точно на простирании этого разрыва (см. рисунок). Не исключено, что именно такой переориентировкой направления движения северо-восточного угла Алданского щита и было обусловлено появление к востоку от него сложнейшего тектонического узла с широким и приблизительно равным развитием разрывных нарушений всех четырех основных направлений и многочисленными кольцевыми морфоструктурами.

Переходя далее к характеристике основных элементов, дешифрирующихся непосредственно в пределах Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, следует отметить в целом единство этой обширной территории по общему структурному рисунку, определяющемуся закономерным развитием многочисленных и протяженных линеаментов трех основных направлений: северо-западных, субширотных и субмеридиональных. Северо-восточные тектонические направления наиболее ярко выражены лишь в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса и его периферии, где образуют крупное сгущение, постепенно «редеющее» к северу, в глубь мезозойд.

Принципиально новой по сравнению с известной по наземным наблюдениям информацией здесь является, пожалуй, многочисленность выявляющихся на космоснимках линеаментов субширотной ориентировки, достаточно равномерно распределенных на всей площади мезозойд и в определенной степени независимых от непосредственной геологической ситуации. Иными словами, линеаменты резко секут все структуры, в том числе и границы основных тектонических элементов (см. рисунок). В то же время следует отметить нередко наблюдающееся плавное сочленение некоторых из этих близширотных разломов с разрывными нарушениями северо-западной или северо-восточной ориентировки с образованием отчетливо дугообразных (большого радиуса кривизны) систем. Наиболее характерны такие дуги для Центрально-Колымского региона (вплоть до п-ова Кони), где они постоянно обращены выпуклостью к югу (см. рисунок), но выделяются также и в целом ряде других районов, в частности, на Яно-Индибирском междуречье, где они «выгнуты» чаще уже в противоположном северном направлении.

Другая характерная особенность, сразу обнаруживаемая при дешифрировании космоснимков, заключается в группировке линеаментов различных направлений (или зон их сгущения) в своеобразные структуры типа «входящих углов», на рассмотрении которых следует остановиться подробнее.

Наиболее заметными из них являются «Омолонская» и в целом параллельная ей «Черско-Полоусненская», часто рассматриваемая в качестве северо-западного угла Колымского «массива». Более мелкими и не в такой степени выразительными структурами этого типа являются: Южно-Верхоянская, Охотская, Ясачненская, Сугойская и некоторые другие (см. рисунок).

При более тщательном анализе этих внешне схожих между собой угловатых структур, ранее традиционно трактованных главным образом как «осколки» в различной степени погруженного древнего дорифейского субстрата, выявляется их принадлежность к двум принципиально различным тектоническим категориям: аккреционным и деструкционным (рифтогенным). К первой относятся «Омолонская» и «Охотская» структуры, совпадающие с одноименными массивами. Аккреционная природа их, по нашему мнению, отчетливо проявляется в наличии центральных «ядерных» частей с выходами дорифейского кристаллического комплекса и облегающих их субпараллельных полос, как можно полагать, представляющих собой результат последующего нарастания площади зрелой континентальной коры. Их отличает в целом «многослойное» внутреннее строение, обусловившее распыленность внешних границ в зависимости от интерпретации исследователей, существенно менявших положение этих границ в сторону то значительного расширения, то сужения площадей рассматриваемых структурных элементов. Так же, в целом достаточно неопределенно и многозначно, они дешифрируются и на космоснимках.

В частности, Омолонский массив может быть интерпретирован и как относительно небольшая треугольной формы глыба с отчетливо кольцевой внутренней структурой, расположенная на левобережье верхнего течения р. Омолон, отчетливо оконтурившей ее восточную и южную границы (см. рисунок). С другой стороны, Омолонский «треугольник» уверенно дешифрируется и в двух других более обширных границах. Во-первых, примерно так, как показано в [12], т. е. в виде вытянутого и сужающегося к северо-западу клина с цепочкой ясно различимых на некоторых снимках кольцевых морфоструктур на всем его протяжении. Во-вторых, в виде крупной, почти равносторонней

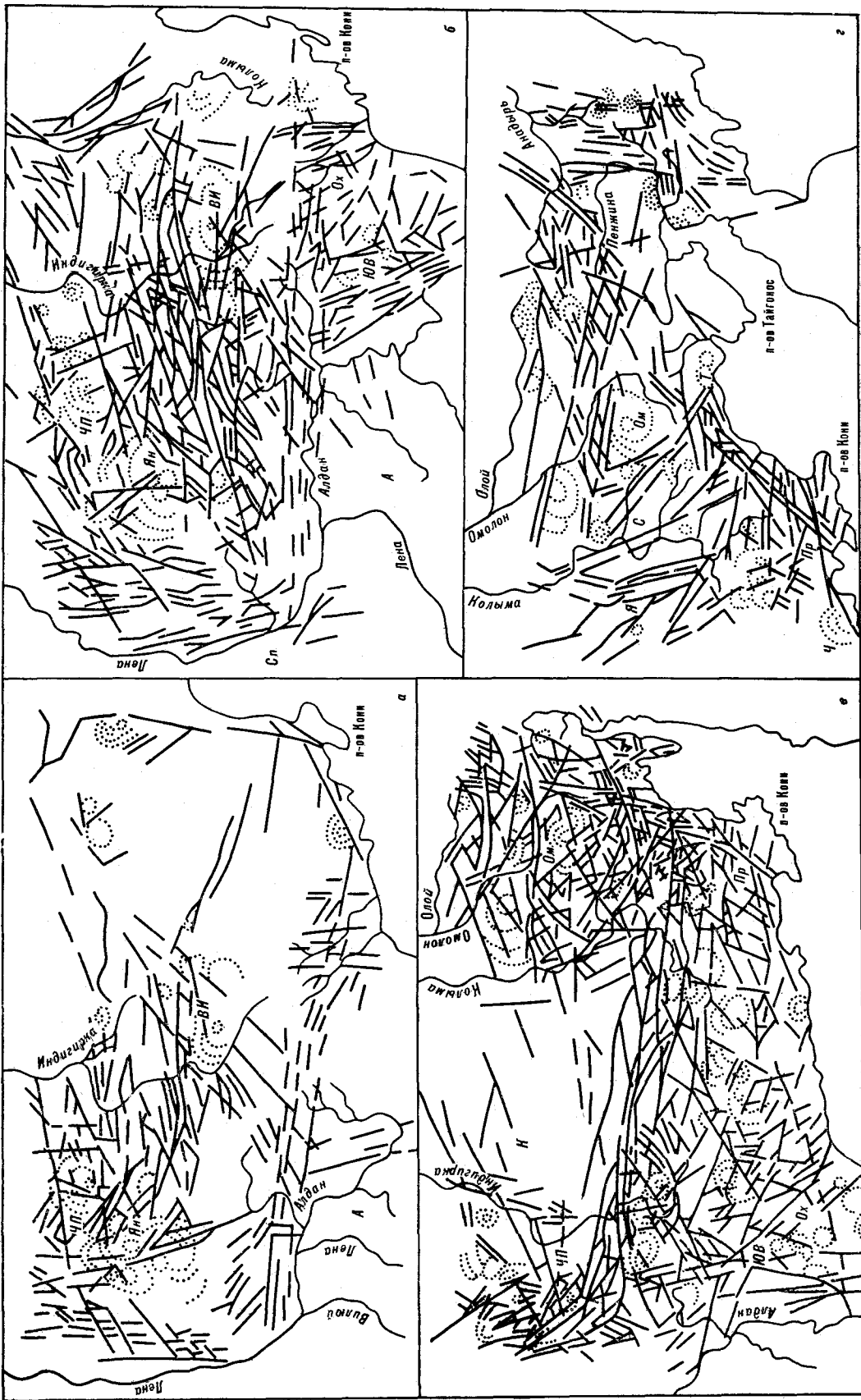




Схема дешифрирования мелкомасштабных космоснимков на территорию Северо-Востока СССР (внесводная схема, а-е — ее составные фрагменты).

1 — линейменты; 2 — кольцевые морфоструктуры. Буквенные обозначения: Сл — Сибирская платформа, А — Алданийский шит; Ян — Янсклад, Вл — Верхне-Индигирская, Ч — Челомдинская, Г — Туроччинская кольцевые морфоструктуры; Цл — Черско-Полуостровенская, Юв — Южно-Верхонская, С — Сугойская, Н — Нечайнская, Ох — Охотская, Ом — Омолонская угловатые структуры; К — Кошамский «треугольник»; Пр — Приохотский, А — Анадырская системы нарушений.

треугольной структуры, включающей в своем составе, как это предполагается [15], помимо собственно Омолонского массива (Юкагирской глыбы), также территорию от хр. Ушеракчан вплоть до п-ова Тайгонос. В таких очертаниях да еще с включением в ее состав Приколымского и Балыгычанского поднятий и Сугойской зоны, Омолонский массив становится в целом равновеликим и субпараллельным по своим границам так называемому «Колымскому треугольнику». Это позволило нам сделать вывод об образовании последнего в результате проявления здесь мощных раздвиговых процессов, «отодвинувших» Омолонский массив в юго-восточном направлении с последующим его дроблением на глыбы [21].

Приблизительно то же можно сказать и об Охотском массиве, вопрос о границах которого всегда был крайне дискусионен. Площадь его то сужалась почти до выходов кристаллических пород фундамента, то распространялась к северу до верховьев р. Индигирки (до юго-восточного продолжения упоминавшегося ранее Алданского сдвига) или даже далее. Вполне возможно, что, как и Омолонский, этот массив «отодвигался» от восточного края Алданского щита с образованием вначале Сетте-Дабанской, а затем и Южно-Верхоянской рифтогенных зон [7].

Совершенно иными качествами и прежде всего относительно более резкой выраженностью границ, дешифрирующихся по снимкам в виде крупных протяженных линеаментов, и зачастую большей остроугольностью характеризуется другая более многочисленная группа угловатых структур, включая крупнейший Колымский «треугольник», вопрос о природе которого до последнего времени остается остро дискусионным [21]. Отмеченная выше отчетливо видимая на снимках взаимопараллельность Черско-Полоусненского «входящего угла» с границами Омолонского массива, а главное, намечающаяся определенная идентичность в строении Колымского «треугольника» с Южно-Верхоянской, Сугойской и некоторыми другими похожими остроугольными структурами, для которых рифтогенное происхождение доказывается достаточно надежно [7], не оставляет сомнения в правильности предложенной нами ранее интерпретации этого своеобразного тектонического элемента Верхояно-Чукотских мезозойд в качестве структуры типично раздвиговой (деструктивной) природы [21]. К сожалению, количество и качество космической информации на характеризуемую территорию Индигиро-Колымского междуречья оставляют желать лучшего, особенно для северной, «заполярной» ее части.

К сказанному следует добавить, что внешняя «схожесть» этих существенно разных по

своей природе угловатых структур не должна вызывать сомнения в их существовании или правильности интерпретации. Во-первых, как отмечалось, данные структуры имеют определенные морфологические различия; во-вторых, приводящие к их возникновению якобы противоположные явления (аккреции и деструкции) на самом деле являются взаимосвязанными и взаимообусловленными, в совокупности представляя различные стороны весьма сложного и противоречивого, но единого геосинклинального процесса, заключающегося в создании новой континентальной коры [14].

Еще в большей степени конвергенция присутствует, вероятно, следующей группе отчетливо дешифрирующихся в пределах мезозойд элементов, а именно — кольцевым и дуговым морфоструктурам. В целом они крайне многочисленны и развиты повсеместно, характеризуются разнообразными формами и особенно размерами (иногда отдельными авторами [6] они дешифрируются в совершенно гигантских границах). На выделение этих структурных элементов наиболее сильно сказываются как качество и способ производства космических снимков, так и субъективное восприятие их исследователями. Тем не менее целый ряд относительно крупных кольцевых объектов, дешифрирующихся на различного типа снимках разными исследователями в приблизительно одинаковых границах, следует считать не только объективно существующими, но и отражающими достаточно глубинные явления.

Одной из таких наиболее хорошо заметной на большинстве космоснимков (см. рисунок) кольцевой структурой обладает, в частности, центральная часть Омолонского массива, что давно было подмечено, а затем и объяснено по данным наземных работ [15]. Намечающаяся здесь определенная взаимосвязь кольцевой морфоструктуры с выходами дорифейских кристаллических образований, возможно, образующих здесь крупный гнейсовый купол, была распространена и на некоторые другие сходные кольцевые объекты. В частности, именно так были недавно интерпретированы хорошо различимые крупнейшие кольцевые структуры, обнаруживающиеся в бассейне р. Яны и верхнем течении р. Индигирки [24].

Вместе с тем нельзя не заметить, и прежде всего на примере Верхне-Омолонской кольцевой структуры, крайне большой длительности развития таких объектов и участия в их образовании как разновозрастных магматических комплексов (девонская вулканоструктура), так и осадочно-тектонических явлений (мульдообразные структуры с длительным непрерывным осадконакоплением).

По нашему мнению, формирование трех вышеупомянутых крупных кольцевых элементов,

как и многих других, правильнее всего связывать с длительным и сложным процессом становления зрелой континентальной коры, сопровождавшимся неоднократным проявлением гранитизации. Понятно, что при этом только относительно небольшая часть из них (в нашем случае Верхне-Омолонская) будет до некоторой степени связанной с древними гнейсово-купольными структурами, тогда как большинство других несут в себе следы проявления более молодых эпох гранитообразования (или наращивания гранитно-метаморфического слоя). Самыми многочисленными будут наиболее молодые по возрасту кольцевые структуры, связанные с последней завершающей эпохой формирования зрелой континентальной коры в регионе. Именно поэтому, по данным дешифрирования, кольцевые структуры наиболее широко развиты в пределах вулканических поясов (Уяндино-Ясачинского и особенно Охотско-Чукотского) и в местах концентрации гранитоидов.

Некоторая часть дешифрирующихся на космоснимках кольцевых и особенно дуговых структур может быть обусловленной просто достаточно случайным сопряжением линеаментов различного, но в целом близкого направления, или весьма распространенным сочетанием основного разрыва (сдвига) с его кулисным оперением, особенно часто проявляющимся на фланговых периферических частях крупных сдвиговых систем. Эти структуры могут формироваться в местах пересечения нескольких существенно разнонаправленных систем нарушений или линеаментных зон в ходе многократных подвижек по каждой из них, постепенно «округляющих» образующий ими многоугольник. Последний случай, как показала наземная проверка одной из хорошо различимых кольцевых структур в хр. Гармычан, очень трудно наблюдать «в чистом виде», поскольку такие места скрещивания разнонаправленных разрывов, как известно, являются благоприятными и для локализации разновозрастных магматических проявлений (в данном случае среднепалеозойских и верхнеюрских). Зато такие кольцевые объекты, в которых происходит наложение друг на друга сразу нескольких обуславливающих их факторов, как показывают наблюдения, являются наиболее отчетливо выраженными, т. е. реально существующими структурами глубинного происхождения.

В нашу задачу не входило систематическое описание всех дешифрирующихся в мезозоидах структур. Совершенно ясно, что для выполнения этой работы необходимо более полное и всестороннее изучение имеющейся космической информации, включая средне- и крупномасштабные снимки, с обязательным при-

менением различных технических средств. Мы хотели показать; что с помощью космоснимков можно не только уточнить отдельные частные вопросы геологии региона, но в определенной степени решать самые общие тектонические проблемы, такие как уточнение границ элементов с разновозрастной зрелой континентальной корой, выявление структур с существенно различным тектоническим режимом развития, или, наконец, проведение реконструкций палеодвижений отдельных блоков и глыб. Именно поэтому многие из отчетливо дешифрирующихся в пределах мезозойских структур остались в статье в должной мере не освещенными. К ним относится прежде всего ряд крупнейших поясов сгущения линеаментов субмеридионального направления, выявляющихся как в Верхоянье и в Прикольмые (см. рисунок), так и в ряде других мест, и отчетливо секущих все структуры мезозойских. Субпараллельность их краевым разломам Сибирской платформы может свидетельствовать о большой древности их заложения, а хорошая дешифрируемость и определенная независимость от геологической ситуации — об относительно молодом возрасте последнего подновления. Остались беголо отмеченными четко видимые на снимках субширотные линеаментные зоны. Судя по их нередко отчетливо сквозному секущему типу смещения, они являются иногда также одними из наиболее молодых в регионе. Не охарактеризованы в должной мере протяженнейшие и сложно построенные разрывные системы северо-западной ориентировки, наиболее характерные для западной границы Колымского «треугольника» и обладающие преимущественно сдвиговым (правосторонним) типом смещения, хорошо увязывающимся с предполагавшейся раздвиговой природой этого тектонического элемента. Все они, так же как и многие другие здесь не отмеченные, заслуживают самого тщательного изучения и анализа.

Подходя с тех же «общетектонических» позиций к анализу космической информации по Северо-Восточно-Охотско-Чукотскому вулканическому поясу — этой крайне своеобразной пограничной структуре между Верхояно-Чукотской мезозойской и Корякско-Камчатской кайнозойской складчатыми системами — напомним, что пояс дешифрируется крупным сгущением протяженных линеаментов северо-восточной и субширотной ориентировки и, кроме того, отчетливой полосой развития крайне многочисленных кольцевых структур (особенно хорошо заметных в пределах Чукотского его отрезка). При этом, как правильно отмечено по результатам первичного дешифрирования космоснимков [19], разрывные нарушения в пределах пояса распределены достаточно

равномерно в широкой полосе южной части мезозойд (см. рисунок) и не концентрируются в единую протяженную узкую зону, как это следовало бы ожидать при его существенно разломной природе, предполагавшейся отдельными исследователями.

Оба эти момента (рассредоточенность нарушений и обилие кольцевых структур), на наш взгляд, являются прямым подтверждением правильности интерпретации тектонической природы пояса, по крайней мере внешней его зоны, как характерного индикатора становления зрелой континентальной коры в пределах мезозойд [14, 17].

Тем не менее и в Охотском, и в Пенжинско-Анадырском секторах пояса на космоснимках достаточно уверенно намечаются крупные протяженные, сложно построенные, часто кулисные или ветвящиеся системы нарушений, отчетливо совпадающие, как кажется, с границей «внешней» и «внутренней» его зон и хорошо согласующиеся с определенной двойственностью тектонической природы этой гигантской структуры.

Приохотская система разломов, будучи образованной сочетанием субширотных (на западе) и северо-восточных (в восточной половине) линеаментов, отчетливо плавно дугообразна и в целом субпараллельна побережью Охотского моря (см. рисунок). Она располагается несколько севернее общепринятого по результатам наземных работ ее положения (Челомджа-Ямский разлом) и почти непрерывно протягивается от низовьев р. Тауй до р. Гижиги. Ее в ряде случаев отчетливо секут и расчленяют на отдельные отрезки сквозные разрывы северо-западной и субмеридиональной ориентировки, которые постоянно сами смещаются по разрывам системы. Восточной половине Приохотской системы нарушений присуще кулисное (правостороннее) строение; достаточно отчетливое разветвление отдельных разрывных нарушений наблюдается и в западной ее периферии. Любопытно отметить две особенно четко выраженные крупные кольцевые морфоструктуры, приуроченные соответственно к западному и восточному флангам этой линеаментной зоны (Челомджинская и Туромчинская).

Продолжение к северо-востоку рассматриваемой зоны линеаментов логично было бы видеть в известной и отчетливо выраженной на снимках Анадырской системе разломов, занимающей приблизительно такое же структурное положение (по границе внутренней и внешней зон пояса). Однако непосредственного соединения этих крупнейших систем между собой на космоснимках уверенно наблюдать не удается. В районе Гижигинско-Пареньского междуречья и верховьев р. Омолон эти системы

отчетливо прерываются. Возможно они отчленены здесь многочисленными поперечными разрывами, главным образом субширотной и северо-западной ориентировки (но также и субмеридиональной), сместившими их концы относительно друг друга по типу правостороннего сдвига.

По степени выраженности характеризуемая система нарушений Охотско-Чукотского пояса вполне сопоставима с краевым швом Сибирской платформой, а значит, может рассматриваться в качестве границы со следующей крупнейшей складчатой областью Северо-Востока — Корякско-Камчатской, — зрелая континентальная кора которой, по крайней мере в ее восточной части, продолжает формироваться и в настоящее время [14].

В самом общем виде, хотя и на основе достаточно крупного (миллионного) масштаба снимков, космическая информация на значительную часть этой приокеанической области была рассмотрена нами ранее [22]. Было показано, в частности, что для расшифровки современной структуры молодых складчатых областей, лик которых еще слабо затронут процессами неотектонической переработки, использование космоинформации оказывается весьма перспективным. Она позволяет точнее определить главные системы разрывных нарушений, оконтурить крупные и мелкие складчатые и отдельные покровные дислокации, выявить детали внутреннего строения наложенных прогибов, впадин и вулканических полей, объяснить в некоторых случаях положение горных узлов и виргацию складчатых структур и т. п.

Однако наиболее информативными снимки этого масштаба являются, как и следовало ожидать, в отношении разрывной тектоники региона. Прежде всего дизъюнктивы Корякского нагорья оказались намного более многочисленными по сравнению с известными по наземным работам, а главное, крайне разнообразными по своей ориентировке и конфигурации. В частности, если раньше для нагорья наиболее характерной и преобладающей считалась система прямолинейных разрывных нарушений северо-восточного простирания, а разломы других ориентировок были подчиненными, то, по данным дешифрирования среднемасштабных космоснимков, дизъюнктивы четырех направлений (северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального) получают здесь приблизительно равное развитие, причем как в количественном отношении, так и по их геологической значимости.

При этом северо-западные и субмеридиональные нарушения совместно образуют группу секущих линеаментов, чаще проявленных в со-

временном структурном плане в форме рассеянной трещиноватости. В кинематическом отношении, как показывает наземная заверка, они являются чаще всего сбросами или сдвигами, иногда раздвигами. Наиболее значительные зоны сгущения разломов этой группы, сходясь в северном направлении, подчеркивают отчетливо угловатый общий структурный план Корякской системы (с острым, вдающимся к северу в мезозойд, углом).

Северо-восточные и субширотные нарушения также постоянно тесно взаимосвязаны между собой, чаще всего образуя характерные дуговые системы с преимущественно взбросовым и надвиговым типом смещения. Сдвиговые подвижки устанавливаются лишь по некоторым прямолинейным разрывам этих направлений. Судя по ориентировке дуг, в целом для региона намечается встречное латеральное перемещение масс с северной вергентностью в южных прибрежных районах и обратной в более удаленных от побережья континентальных участках. Разрывами этой группы во многом определяется общий структурный рисунок внутренних частей характеризуемой складчатой области.

Представляется вполне очевидным, что наиболее крупные и протяженные сгущения нарушений всех четырех охарактеризованных направлений можно рассматривать в качестве глубинных разломов, и поэтому все они имеют важное металлогеническое значение. Глубинность северо-восточных и субширотных разрывов следует из частой приуроченности к ним (или к их сопряжениям и оперяющим разрывам) офиолитовых и других магматических комплексов, тогда как глубинная природа субмеридиональных и северо-западных зон нарушений вполне определенно устанавливается по контролю ими относительно молодых субвулканических и вулканических образований и дайковых серий и поясов. Однако из этого вовсе не следует, что первая из указанных групп нарушений более древняя по возрасту заложения, чем вторая\*.

Скорее всего, эти системы были всегда тесно сопряженными между собой, но лишь в различные эпохи в зависимости от направления и характера тектонического стресса по-разному подновлялись и проявлялись: субмеридиональные и северо-западные в форме рассеянной трещиноватости, мелкоамплитудных сбросовых

и раздвиговых разрывов наиболее активизировались на орогенном этапе, тогда как субширотные и северо-восточные в виде более концентрированных взбросов, надвигов и, возможно, тектонических покровов — преимущественно в предорогенную стадию, знаменуя этапы наращивания гранитно-метаморфического слоя Корякско-Камчатской геосинклинали области.

Ко всему сказанному следует добавить, что основная часть обширной информации, полученной нами по результатам обработки космоснимков миллионного масштаба, в той или иной мере подтверждается и наблюдениями на всех более мелкомасштабных изображениях (см. рисунок). Более того, целый ряд специфических особенностей структурного рисунка Корякско-Камчатской области, будучи обобщенным и генерализованным, выражен на некоторых из мелкомасштабных снимков еще отчетливее и эффективнее, тем самым подчеркивая наиболее существенные, а в отдельных случаях и принципиально новые, ранее неизвестные черты строения этой территории. К ним можно отнести прежде всего крайне широкое развитие отчетливо дуговых форм относительно малого радиуса кривизны с преимущественно северной (в сторону континента) вергентностью, особенно ясно выраженных на мелкомасштабных снимках повсеместно вдоль берингоморского побережья. Такие дуговые структуры, по нашему мнению, достаточно определенно указывают на направление главного тектонического стресса, а значит, и могут рассматриваться как прямое свидетельство еще недооценивающейся в нужной степени существенной роли в истории развития региона аккреционного наращивания площади суши за счет последовательного присоединения все новых участков окраинноморских бассейнов.

Другая важная особенность, выявляющаяся на мелкомасштабных снимках, заключается во вполне определенной автономности структурного рисунка Корякско-Камчатского региона относительно мезозойд Северо-Востока. Примеры линеаментов, сквозных для этих смежных складчатых областей, крайне немногочисленны. Они относятся к отдельным нарушениям субмеридиональной, реже субширотной и северо-западной ориентировок, локализованных главным образом в пределах так называемой «Кони-Танюерской системы». Последняя, как известно, относится к структурам несколько более ранней консолидации, чем Корякская [10], и потому имеет некоторые черты, переходные к мезозойдам. Хотя большая часть территории Кони-Танюерской системы закрыта вулканическими полями и рыхлыми неоген-четвертичными отложениями наложенных впадин с отчетливо дешифрирующимися лишь

\* Напротив, как можно предполагать по аналогии с современным входящим углом, образуемым Алеутской и Курило-Камчатской островодужными системами, именно северо-западные и субмеридиональные разломы могут отражать наиболее древний океанический структурный план территории, тогда как субширотные и северо-восточные соответствуют обстановке более поздних окраинноморских этапов развития этой области.

кольцевыми морфоструктурами и поперечными разломами, ей присущ, судя по отдельным фрагментам, вскрывающимся, в частности, на п-ове Тайгонос, в целом сходный с «корякским» структурный рисунок. На родственность этих систем указывает, помимо определенной их конформности с образованием входящего в мезозойды угла, также такой будто бы негативный факт, как отсутствие между ними сколько-нибудь уверенно дешифрирующегося на космоснимках крупного структурного шва, обычно предполагавшегося вдоль западной (или восточной) границы Таловско-Пекульнейской тектонической зоны.

Таким образом, проведенный обзорный тектонический анализ результатов визуального дешифрирования космических снимков на территории Северо-Востока СССР позволяет сделать следующие основные выводы.

Разномасштабные космические изображения дают важную дополнительную информацию для решения самых различных геологических задач, включая и многие общетектонические проблемы, в частности, такие, как уточнение положения и характера границ элементов с

разновозрастной континентальной корой, установление зон с существенно различными тектоническими режимами развития, проведение реконструкций палеодвижений отдельных блоков и глыб, выявление на основании изучения взаимоотношений между различными системами нарушений древних структурных планов, определение направления тектонического стресса и некоторые другие.

Наиболее информативными космоснимками являются для изучения разрывной тектоники и кольцевых морфоструктур, но для молодых складчатых областей позволяют решать и многочисленные другие конкретные задачи вплоть до установления в отдельных случаях покровных тектонических соотношений между различными вещественными комплексами.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что по мере поступления все более детальных космических снимков Земли роль мелкомасштабных изображений, как это показано на примере Корякского нагорья, не снизится. Эти два различных вида космоматериалов являются вполне самостоятельными, взаимно дополняющими, но не заменяющими друг друга.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Биланенко В. А., Шаров Г. Н., Ян-Жин-Шин В. А. Космотектоническая карта Якутской АССР.— Исследование Земли из космоса, 1982, № 1.
2. Буш В. А. Системы трансконтинентальных линейментов Евразии.— Геотектоника, 1983, № 3.
3. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд.— М.: Наука, 1979.
4. Козин В. Б. Реконструкция сдвигов Адыча-Тарынского района.— Исследование Земли из космоса, 1983, № 4.
5. Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. М-б 1:5 000 000/Под ред. А. Д. Шеглова. М.: Мингео СССР, 1980.
6. Кулаков А. П. Морфотектоника и палеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене.— М.: Наука, 1980.
7. Левашов К. К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3.
8. Макаров В. И. Предварительная карта линейментов территории СССР.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 10.
9. Натанов Л. М. и др. О сочленении Сибирской платформы и Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 2.
10. Очерки тектоники Корякского нагорья/Под ред. Ю. М. Пущаровского, С. М. Тильмана.— М.: Наука, 1982.
11. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии.— Новосибирск: Наука, 1984.
12. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей. М-б 1:2 500 000/Под ред. С. М. Тильмана и др.— Магадан: ГУГК, Мин-во геол. СССР, 1979.
13. Тектоническая карта Северной Евразии. М-б 1:5 000 000/Под ред. А. В. Пейве, А. Л. Яншина.— М.: ГИН АН СССР, 1980.
14. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/Под ред. М. С. Маркова, Ю. М. Пущаровского и др.— М.: Наука, 1980.
15. Терехов М. И., Лычагин П. П. и др. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гожиги м-ба 1:500 000.— Магадан: СВКНИИ, 1984.
16. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца.— Новосибирск: Наука, 1973.
17. Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
18. Филагова Н. И., Егоров И. В. Надвиги в северо-западной части Корякско-Камчатской области по космическим данным.— Там же, 1983, № 2.
19. Филагова Н. И., Дворянский А. И. и др. Строение меловых известково-щелочных магматических поясов Северо-Востока СССР по космическим данным.— Там же, 1982, № 5.
20. Филагова Н. И., Маженштейн Ф. А. и др. Структура зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей по данным «Метеора-25».— Там же, 1980, № 5.
21. Чехов А. Д. О некоторых актуальных проблемах тектоники Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
22. Чехов А. Д., Левашова С. В., Петров А. Н. Разрывная тектоника Корякского нагорья (по данным дешифрирования космоснимков).— Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 5.
23. Шаров Г. Н., Балакшин Г. Д. Предварительные результаты дешифрирования космических телевизионных снимков Якутии.— В кн.: Новости геологии Якутии. Вып. 4. Якутск: Кн. изд-во, 1978.
24. Яншин А. Л., Хворостова З. М., Забелин В. А. Новые данные о геологическом строении Верхояно-Колымской складчатой области на основании анализа телевизионных космических снимков.— Исследование Земли из космоса, 1980, № 4.



УДК 549.67 : 553.69 (571.63)

*А. И. Буров, В. В. Власов, Л. Г. Митропольская,  
А. С. Михайлов, П. О. Аблямитов*

## О ЦЕОЛИТОВЫХ ПОРОДАХ ЧУГУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Южное Приморье)

Характеризуются геологическое строение, состав и свойства цеолитовых руд комплексного Чугуевского перлит-цеолитового месторождения в Южном При-

морье: Рассмотрен генезис месторождения и обосновано его практическое значение.

Интенсивно цеолитизированные туфы — цеолититы — находят все большее применение в промышленности, в деле охраны окружающей среды от загрязнения и в сельском хозяйстве. Практический интерес представляют породы с содержанием цеолитов (обычно клиноптилолита) 50—100%. Они могут использоваться без обогащения как эффективные адсорбенты, катионообменники, добавки к минеральным удобрениям, в животноводстве, для производства цемента и т. д.

К настоящему времени в СССР выделяется ряд цеолитоносных провинций и районов, в том числе Приморский цеолитоносный район, охватывающий области распространения верхнемеловых палеогеновых и неогеновых вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Приморского и юга Хабаровского краев [5]. Первые промышленные проявления цеолитового сырья в районе были выявлены в 1975 г. [4]. Цеолитизированные туфы залегают среди палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений, развитых в пределах вулканотектонических депрессий Южного Приморья. Мощности цеолитовых залежей достигают 20—30 м при содержании клиноптилолита 60—70%.

В последующие годы геологами ПГО Приморгеология в Южном Приморье выявлено Чугуевское комплексное перлит-цеолитовое месторождение, к настоящему времени представляющее наибольший практический интерес. Цеолитизация в подстилающих перлиты туфогенных образованиях установлена В. С. Коренбаумом [9] и достаточно полно изучена в 1977—1980 гг. И. В. Трефиловой (ПГО Приморгеология) при проведении детальной разведки перлитовой залежи. В 1981 г. работы на месторождении были продолжены авторами настоящей статьи, что позволило уточнить его геологическое строение и исследовать веществ-

венный состав и свойства цеолитового сырья.

В структурном плане Чугуевское месторождение расположено в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. В его геологическом строении участвуют вулканогенные образования богопольской свиты (палеоцен), с резким стратиграфическим и угловым несогласием перекрывающие верхнепалеозойские интрузивные и осадочные породы складчатого основания. Богопольская свита в пределах месторождения подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

По данным И. В. Трефиловой, нижняя подсвита сложена светлоокрашенными массивными липаритами, их туфами и туфобрекчиями, в меньшей мере туфоловами и агломератовыми туфами. Они объединены в 13 горизонтов мощностью от 15 до 80 м. Мощность подсвиты 300—400 м. Породы падают на запад под углом 25—40°. Верхняя подсвита представлена перлитами и сферолитовыми липаритами, залегающими в виде чашеобразной залежи размером 300 × 600 м (см. рисунок). Контакты ее с вмещающими породами проходят под углом 15—20°, на восточном фланге — до 30—35°. Мощность залежи стекол колеблется от 5 до 49 м. Подстилающие перлиты вулканогенные породы нижней подсвиты претерпели довольно интенсивные низкотемпературные гидротермально-метасоматические преобразования, наиболее значительными из которых являются цеолитизация и, в гораздо меньшей мере, смектитизация. По двум пробам геологами ПГО Приморгеология рентгенографическим методом было установлено, что цеолиты представлены клиноптилолитом в количестве 50 и 90%. В остальных образцах (123 штучные, керновые и бороздовые пробы) содержания цеолитов, определенные полевой лабораторией ПЦЛ-2 по методу И. А. Белицкого и др. [2], колеблются

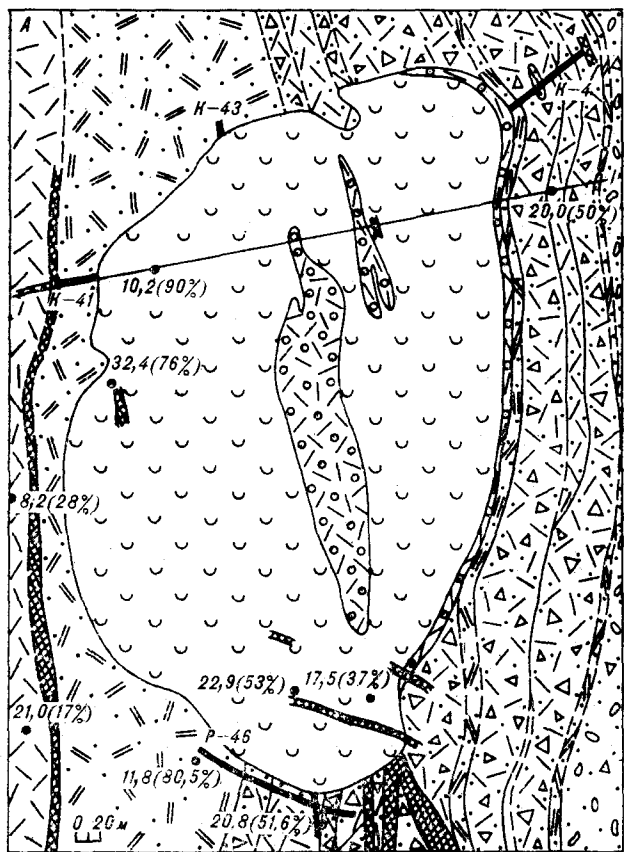
от 15—30 до 70—100%, причем установлено, что наиболее интенсивно цеолитизированы горизонты туфов, туфолав и мелкообломочных туфобрекчий. По мнению И. В. Трефиловой, среди 13 литологических горизонтов, выделяемых в нижней подсвите, цеолиты группируются в пять цеолитоносных уровней, моноκлиально залегающих под перлитами, где содержания цеолитов составляют в среднем 50—70%.

Авторами на месторождении были опробованы поверхностные горные выработки, в том числе на северо-восточном фланге залежи, на цеолиты не изученном (канавы № 4). Полученные данные с учетом имеющихся материалов позволяют уточнить строение цеолитовой залежи. Последняя, видимо, имеет площадное

распространение под перлитами, причем наиболее цеолитизированные породы залегают непосредственно под ними; с глубиной и на флангах содержания цеолитов уменьшаются до 15—30%. Предварительно мощность имеющих практическое значение цеолитовых пород (содержания цеолитов 50% и более), залегающих под перлитами, можно оценить в 10—30 м (среднее 20 м) при размерах цеолитовой залежи 450 × 650 м.

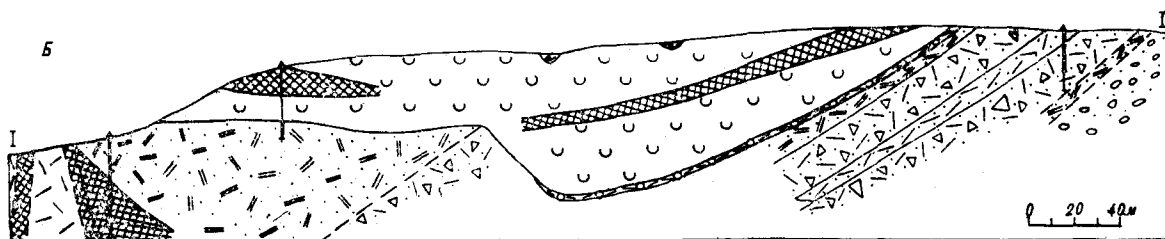
Цеолитизированные туфы внешне представляют собой белые, зеленоватые, светло-желтые крепкие породы алевропсаммитовой, алевритовой и пелитоморфной размерности. Характерны раковистый излом и массивное, нередко «сливное», слоение. Менее распространены цеолитизированные туфобрекчий, развитые на восточном фланге месторождения. Это массивные светло-зеленые и зеленые породы, где на фоне основной массы алевритовой и пелитоморфной размерности рассеяны угловатые обломки оранжево-красных и белых туфов размером от 0,2 до 5 см.

Под микроскопом цеолитизированные туфы имеют витролит-кристаллокластическую структуру и беспорядочную текстуру. Обломочный материал (10—90%) представлен кварцем, плагиоклазами, в меньшей мере вулканическим стеклом, липаритами, биотитом. Размеры обломков колеблются от 0,2 до 2 мм. Частицы стекла рогульчатой, оскольчатой формы, бесцветные, с показателем преломления 1,47—1,53. Обломки кварца (5—30%) угловатые, иногда оплавленные, прозрачные. Обломочный материал погружен в тонкий пепловый стекловатый цемент с примесью глинистых минералов с показателем преломления ниже канадского бальзама. Цеолиты развиваются по вулканическому стеклу обломков и цемента, об-



Геологическая карта и разрез Чугуевского перлит-цеолитового месторождения (по И. В. Трефиловой, с дополнениями).

А. 1 — перлиты (верхнебогопольская подсвита); 2 — сферолитовые липариты; 3 — липариты; 4 — туфолава липаритов; 5 — туфы фельзитов; 6 — туфобрекчия мелкообломочная; 7 — туфобрекчия мелко- и крупнообломочная; 8 — агломератовые туфы; 9 — зоны дробления; 10 — геологические границы (установленные и предполагаемые); 11 — канавы и расчистки, вскрывшие средние и богатые цеолитовые руды; 12 — канавы, вскрывшие бедные цеолитовые руды; 13 — скважины, вскрывшие цеолитовую залежь (мощность залежи в метрах, в скобках содержание цеолитов в %); Б. Разрез по I—I. 14 — линия геологического разреза. На разрезе интервалы скважин, соответствующие цеолитовой залежи, показаны утолщенной линией.



щее количество которых составляет 60—96%. Визуально цеолиты различимы в обломках, где развиваются от периферии к центру, образуя щетковидные образования.

Рентгенографическим изучением (23 качественных и количественных анализа) установлено, что основной минеральной фазой в цеолитизированных породах являются клиноптилолит и морденит, как примеси отмечаются полевые шпаты, монтмориллонит, кристобалит, кварц. Преобладают клиноптилолитовые породы, морденитовые и морденит клиноптилолитовые породы отмечены на южном и северо-восточном флангах месторождения, где они тяготеют к контакту с перлитовой залежью, т. е. к зонам наиболее глубокой гидротермальной проработки. В туфобрекчиях цеолитизирована как основная туфовая масса, так и угловатые брекчиевые обломки; по последним развиваются клиноптилолит, морденит, а иногда — преимущественно монтмориллонит. Содержание клиноптилолита, определенное количественным рентгенофазовым анализом по методике В. В. Власова [3], колеблется в различных участках месторождения (расчистка № 46, каналы № 41, 43, 4) от 45—50 до 85—90%, составляя в среднем 61%.

На кривых нагревания (дериватограф МОМ, 10 анализов) клиноптилолитовых пород в интервале 50—350°C располагается главный эндоэффект с максимумом при 140—160°C, обусловленный выделением основной массы цеолитной воды. Для морденитовой породы максимум несколько сдвинут в высокотемпературную область — до 175°C. На всех термограммах отмечается небольшой эндоэффект при 505—530°C. Потеря массы составляет 8,4—14,4%.

Из сравнения химического состава цеолитовых пород Чугуевского месторождения и других проявлений Южного Приморья (Суворовского и Милоградского), имеющих также палеогеновый возраст, следует, что для цеолитизированных туфов Приморья характерен кальций-калиевый состав катионной части цеолитов, причем на Чугуевском месторождении отмечаются наиболее высокие содержания калия (табл. 1). Последнее, видимо, можно объяснить известной поперечной петрохимической зональностью краевых вулканоплутонических поясов, заключающейся в увеличении в направлении от океана в глубь новообразованного континента общей щелочности вулканоплутонических комплексов, часто сопровождаемой повышенным содержанием калия. Если предположить, что химический состав перлитов Чугуевского месторождения (обр. 378) сходен с первоначальным составом подстилающих туфогенных пород, то при цеолитизации происходили привнос кальция и магния и вы-

нос железа, натрия и калия. В целом же состав исходного материала был, вероятно, липаритовым.

Адсорбционная способность цеолитовых пород Чугуевского месторождения, определенная по парам воды в статистических условиях, в целом аналогична таковой цеолитовых пород из других месторождений страны. Катионообменная способность (метод Пфедфера, усовершенствованный Л. Н. Подгорным и Ф. А. Зариновой) в 2—3 раза ниже, чем у большинства цеолитов других месторождений. Последнее объясняется, видимо, тем, что содержания натрия, наиболее легко участвующего в катионообменных процессах, относительно невелики (табл. 2). Плотность и объемная масса цеолитовых пород составляют соответственно 2,33—2,43 и 1,74—2,09 г/см<sup>3</sup> при общей пористости 16,04—31,40%.

Перлиты Чугуевского месторождения, по В. В. Наседкину [7], относятся ко вторичным, т. е. таким, гидратация которых происходила в результате воздействия низкотемпературных гидротермальных растворов уже после формирования залежи. Если в массивных слабопроницаемых стеклах преобразования привели в основном к их гидратации, то в подстилающих обломочных туфогенных породах произошли гораздо более глубокие изменения, заключающиеся в площадном развитии цеолитизации и, в меньшей мере, монтмориллонитизации. Наиболее интенсивно изменены витрокластические породы (туфы, туфобрекчии), где содержания цеолитов достигают 90—95%. Авторы присоединяются к мнению И. В. Трефиловой о том, что роль подводящих каналов гидротерм могли играть разрывные нарушения и горизонты пористых туфогенных пород. Поступающие из глубин по трещинам растворы растекались по туфовым слоям в горизонтальном направлении, причем массивные стекла перлитовой залежи служили для них своеобразным экраном. Определенные изменения претерпели и сами перлиты, особенно в участках, нарушенных трещинами. На месторождении выделяются сильно-, средне- и слабоизмененные перлиты, причем первые перлиты залегают в основании залежи и содержат 40—80% вторичных минералов. Цеолиты, определенные в трещинках перлитов, представлены клиноптилолитом.

Многочисленными геологическими наблюдениями установлено, что в условиях открытых систем и интенсивной гидротермальной циркуляции образуется широкий спектр цеолитов, как высоко-, так и низкокремнистых (анальцит, ломонтит, морденит, шабазит и др.). Относительно устойчивые содержания и однообразный состав цеолитов на Чугуевском месторождении (клиноптилолит с примесью морденита) объясняются, видимо, тем, что цеолитиза-

Химический состав цеолитовых пород Чугуевского месторождения, вес. %

Месторождение, проявление	Номер образца	Вид цеолита, его содержание в %	H <sub>2</sub> O при 105°C	Химический состав, вес. %											MnO	П.п.п.	Сумма
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub> общ.				
Чугуевское	373/1	Mr, 70(?)	5,65	71,13	0,09	13,26	0,88	0,22	2,79	0,51	0,91	3,30	Сл.	He обн.	6,81	99,90	
	373/6	Кл. 50	4,84	73,42	0,10	12,45	0,96	0,32	2,40	0,40	1,05	3,77	»	»	4,79	99,66	
	373/10	Кл, Mr, 50-60	4,06	72,08	0,09	12,58	1,21	0,17	2,46	0,55	0,47	2,79	»	»	6,48	100,09	
	373/12	Кл. 50-60	4,68	72,38	0,10	12,88	1,59	0,18	2,37	0,80	0,74	2,99	»	»	5,80	99,83	
	374/1	Кл, 50	4,80	72,28	0,06	12,84	0,94	0,16	3,52	0,35	1,06	1,50	0,08 He обн.	»	7,18	99,97	
	375/2	Кл, 86	4,80	67,54	0,06	15,03	0,50	0,30	3,35	0,50	0,50	3,48	»	»	8,77	100,03	
	375/3	Кл, 50-60	4,47	70,80	0,06	12,90	1,40	0,13	3,35	0,50	0,90	2,30	»	»	7,77	100,11	
	376	Кл, 45-50	5,32	69,09	0,06	13,70	1,90	0,11	2,56	0,40	0,47	3,60	»	0,04 He обн.	8,04	99,97	
	377/2	Кл, 70	4,72	71,15	0,07	12,63	1,50	0,11	2,14	0,40	0,90	4,35	0,05 He обн.	»	6,72	100,02	
	377/3 Среднее	Кл, 68 60	3,73 4,71	74,42 71,43	0,07 0,08	10,53 12,89	1,17 1,21	0,20 0,19	2,00 2,69	0,50 0,49	0,84 0,78	4,08 3,22	Сл. Сл.	»	6,15 6,85	99,96 99,93	
Суворовское *	378	Перлит	1,42	72,06	0,06	11,90	2,00	0,22	1,08	0,10	1,96	4,45	He обн.	0,04	6,30	100,11	
	541	Кл, 60-70	4,70	69,46	0,16	12,63	1,04	0,13	2,70	0,89	0,83	2,11	0,11	0,02	9,92	100,0	
Милоградское *	510	Кл, 65-70	5,03	70,62	0,12	10,16	1,00	0,44	2,00	0,74	0,61	3,15	0,11	0,02	10,96	99,93	
	12046	Кл, 65-70	5,94	72,18	0,12	9,93	1,04	0,22	2,22	0,70	0,37	2,54	0,09	0,02	10,54	99,97	

\* По И. С. Гузиеву [4]. Кл — клиноптилолит, Mr — морденит. Анализы выполнены в лаборатории ВНИИГеолнеруд, аналитики В. А. Любочка, Л. Я. Морозова.

ция происходила в стабильных условиях закрытой или полужакрытой системы при медленном пропитывании растворами туфогенных пород.

Для гидротермально-метасоматических перлит-цеолитовых проявлений на фоне массового развития клиноптилолита очень характерна примесь морденита. Как известно, клиноптилолит является наиболее обычным цеолитом туфогенно-осадочных диагенетических месторож-

дений. Наличие же смешанных клиноптилолит-морденитовых и морденитовых залежей этого типа (Закарпатье, Закавказье) до сих пор не нашло удовлетворительного объяснения. В целом морденит имеет гораздо меньшее распространение, чем клиноптилолит, и явно тяготеет к месторождениям гидротермально-метасоматического происхождения, где его появление обусловлено специфическими условиями.

Таблица 2

Адсорбционная и катионообменная способность цеолитовых пород Чугуевского месторождения

Номер образца	Адсорбционная способность при P/P <sub>с</sub> , вес. %					Катионообменная способность, мг-экв на 100 г породы				
	0,0005	0,001	0,4	0,8	1,0	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Сумма
373/1	0,9	1,8	8,5	9,3	12,5	13,02	0,49	5,91	7,64	27,06
373/6	0,8	1,5	6,4	6,7	9,0	12,06	0,49	6,01	6,69	25,25
373/10	0,9	1,6	6,5	7,3	11,4	19,45	2,52	1,47	8,64	32,08
374/1	1,1	2,0	7,5	8,3	12,2	17,26	3,00	17,83	2,47	40,56
375/2	1,3	2,3	8,0	8,7	13,2	23,68	0,50	4,98	7,69	36,85
375/3	1,2	2,2	7,4	9,3	13,1	27,07	1,48	5,76	4,88	39,19
376	1,3	2,4	8,6	9,2	14,4	20,60	2,03	3,28	15,06	40,97
377/2	1,1	2,0	8,5	9,1	13,2	16,03	0,99	6,07	11,72	34,81
377/3	0,9	1,8	7,7	7,9	10,2	9,35	0,97	3,92	10,55	24,79

Примечание. Определения сделаны в лаборатории ВНИИГеолнеруд, аналитики О. Г. Иглина, С. Ф. Кочетова.

По данным японских исследователей, диагенетический клиноптилолит в туфогенно-осадочных толщах образуется и существует в интервале 60—120°C [10]. При гидротермальном же воздействии цеолиты возникают по кислоту вулканическому стеклу при давлении 300 бар и температуре 100—300°C [7]. В этом интервале морденит, видимо, образуется при более высоких температурах, чем клиноптилолит. Таким образом, морденит синтезируется из вулканического стекла и клиноптилолитовых пород в основном в интервале от 150 до 300°C. В современных гидротермальных системах Камчатки морденит возникает по кислым породам при 86—190°C [6].

Геологическими наблюдениями и экспериментальными исследованиями установлено, что морденит является более поздним минералом по сравнению с клиноптилолитом. По мнению одних исследователей, появление морденита обязано повышению температуры гидротермальных растворов или изменению их химизма, в частности в сторону ошелачивания [8]. По данным же А. Д. Коробова, полученным на Холинском перлит-цеолитовом месторождении, появление морденита свидетельствует о затухании процесса цеолитизации и начале смектитизации. Морденит возникает при понижении щелочности растворов, появлении свободной SiO<sub>2</sub>; при этом создаются благоприятные условия для ассоциации монтмориллонит — клиноптилолит — морденит.

Как сказано выше, гидротермальное воздействие на туфогенные породы и вулканические стекла на Чугуевском месторождении произошло после излияния последних. В. В. Наседкиным [8] определением абсолютного возраста цеолитизированных туфов на примере перлит-цеолитовых проявлений Камчатки и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса было показано, что цеолитизированные стекла на 10—20 млн лет моложе неизмененных эффузивных пород, участвующих в образовании единого массива или даже одного геологического тела. При этом на Камчатке устанавливается однообразность цеолитизации и нижнечетвертичных базальтов, а в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — цеолитизации и нижнепалеогеновых базальтов. По мнению этого автора, приведенные данные свидетельствуют о том, что широкое развитие низкотемпературной гидротермально-метасоматической цеолитизации в более ранних кислых эффузивах в большинстве случаев связано с про-

явлением более позднего базальтового или андезитобазальтового вулканизма. Не исключено, что и в случае с Чугуевским месторождением цеолитизация была связана с каким-либо более поздним проявлением вулканизма (на территории Южного Приморья довольно интенсивно был проявлен эоцен-олигоценый, миоценовый и плиоцен-раннеплейстоценовый основной вулканизм).

К настоящему времени более 90% ресурсов цеолитового сырья СССР заключено в месторождениях туфогенно-осадочного диагенетического типа. Видимо, не меньшее значение они имеют и в других странах мира. Гидротермально-метасоматические месторождения стали изучаться в последнее десятилетие и исследованы гораздо слабее, особенно в области технологических свойств цеолитового сырья. Яркими их представителями в СССР являются Холинское месторождение в Забайкалье юрского возраста, Чугуевское палеогенового возраста и Ягоднинское на Камчатке неогенового возраста [1, 8]. Все они являются комплексными перлит-цеолитовыми, имеют сходные геологическое строение, состав цеолитовых руд, одинаковые условия образования. Все это позволяет отнести их по промышленно-генетической классификации месторождений цеолитов к гидротермально-метасоматическому типу, подтипу комплексных перлит-цеолитовых.

Обобщая вышесказанное, можно сделать следующие выводы:

1. Чугуевское месторождение является своеобразной моделью комплексных перлит-цеолитовых месторождений. Предварительное изучение состава и свойств цеолитовых пород в целом показывает их аналогичность таковым другим месторождений СССР, находящим широкое применение в промышленности и сельском хозяйстве. Месторождение может разрабатываться открытым способом на два вида нерудного сырья: перлиты и цеолиты. Прогнозные ресурсы средних и богатых цеолитовых руд Чугуевского месторождения оцениваются в 10—15 млн т.

2. Выявленная парагенетическая связь перлитов (вторичных) и цеолитизированных туфов, обусловленная тем, что обычно экспозивная деятельность предшествует эффузивной и на вулканы воздействуют одни и те же пропитывающие гидротермы, позволяет прогнозировать месторождения цеолитов в других районах страны, где развиты залежи вулканических стекол.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева Н. В. Цеолиты Холинского месторождения (Бурятская АССР). — Геол. и геофиз., 1981, № 9.
2. Велицкий И. А., Дробот И. В. и др. Опыт экспрес-

сного определения содержания цеолитов в горных породах с использованием портативных цеолитных лабораторий ПЦЛ-1 и ПЦЛ-2. Методическое руко-

- водство.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979.
3. Власов В. В., Шляпкина Е. Н., Урасин М. А. Количественный фазовый анализ цеолитсодержащих пород. Инструкция № 3 — Р, Т. Кристаллохимические методы.— М.: ВИМС, 1979.
  4. Гузиев И. С., Власов В. В. Факторы региональной аутигенной цеолитизации пепловых туфов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6.
  5. Михайлов А. С., Буров А. И., Аблямитов П. О. Промышленная цеолитовосность Сибири и Дальнего Востока.— М.: ВИМС, 1980.
  6. Набоко С. И. Закономерности формирования цеолитовых пород в областях разгрузки гидротермальных систем.— В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980.

*ВНИИгеолнеруд  
Казань*

7. Наседкин В. В. Основные закономерности формирования месторождений водосодержащих стекол и пути их промышленного использования.— В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981.
8. Наседкин В. В., Наседкина В. Х. Генетические и морфологические типы клиноптилолит-морденитовой минерализации вулканических областей.— В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980.
9. Попов С. А., Коренбаум В. С., Свининников И. Н. Вулканические стекла Приморья.— В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981.
10. Aoyagi K., Kazama T. Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diageneses.— *Sedimentology*, 1980, v. 27, N 2.

*Поступила в редакцию  
2 марта 1984 г.*

УДК 55.001+ [550.8 : 528] (09)

Ю. С. Салин

### «ВЕРНЕРОВСКАЯ ЭРА» И «ГЕРОИЧЕСКИЙ ПЕРИОД» В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИИ

Вернеровские принципы, понятия и методы стратиграфии и геологического картирования, о которых шла речь в предыдущей статье (Ю. С. Салин, Тихоокеанская геол., 1986 № 1), получили в начале XIX в. всеобщее распространение. Из вернеровской геогнозии перешли в современный геологический язык такие термины, как «согласие» и «несогласие», «мощность», «па-

дение» и «простирание» и многие другие. Базальтовые слои причислялись А. Г. Вернером к осадочным породам, так как представлялись им элементами единого согласно картируемого комплекса вместе с песками, глинами и углями. По мнению многих выдающихся геологов, именно А. Г. Вернера следует считать основоположником современной науки о земных недрах.

В регионах, более освоенных, чем тихоокеанские окраины Российского государства, много месторождений полезных ископаемых было открыто, введено в эксплуатацию и даже выработано еще в «догеологическую эпоху» развития цивилизации. В качестве примера можно привести испанское серебро, бакинскую нефть, донецкие угли, саксонские полиметаллы, уральское железо.

На Дальнем Востоке до начала планомерного регионального исследования были известны лишь отдельные проявления полезных ископаемых. В 1643 г. Василий Поярков установил наличие свинца, меди и серебра на Зее, в 1668 г. в регионе Охотска русские первопроходцы упоминали о находках жемчуга, в том же году на Колыме и Индигирке был найден хрусталь [19].

Великие сибирские экспедиции, начатые по инициативе Петра I, принесли первые сведения о некоторых петрографических характеристиках пород Дальневосточного региона. С. П. Крашенинников, участник Второй камчатской экспедиции, сообщил о распространении на полуострове белого мела, трепела, серы, медной руды и об отсутствии известняков [12]. М. В. Ломоносов, изучив камчатскую коллекцию Симона Гардебола, устанавливает здесь горный хрусталь, жемчуг, янтарь, яшму, аметист, сердолик и порфир [17].

Однако первые существенные знания состава и строения дальневосточных недр были получены уже с использованием такого мощного исследовательского инструмента, как геологическая карта. О начале геологического картирования шла речь раньше [23]. Представляет интерес проанализировать, как распространялось картирование и с какими событиями свя-

заны первые попытки геологического изучения материкового обрамления северной части Тихого океана.

#### РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Вернеровское специальное картирование Саксонии, начатое в 1798 г., послужило образцом для последующих работ по региональному геологическому изучению других стран [47]. «Луковичная модель» и построенные на ее основе методы выделения, корреляции и прослеживания стратиграфических подразделений оказались чрезвычайно эффективным инструментом исследования земных недр. Не удивительно, что геологическое картирование «по Вернеру» быстро распространилось по всему тогдашнему цивилизованному миру.

Вернеровские методы популяризовались в многочисленных статьях и книгах, написанных фрейберскими выпускниками. Ж. Ф. Добюиссон де Буазен, учившийся у А. Г. Вернера в 1797—1802 гг. [53], опубликовал более сотни работ, посвященных системе учителя, прежде всего по геогнозии, полевой геологии и методике картирования [43]. Г. Г. Пуш в своем «Геогностическом катехизисе» излагает инструкции, как производить наблюдения на обнажениях, как строить геологическую карту и какие при этом использовать подразделения, термины, символы и цвета для раскраски [45]. Во всем этом Г. Г. Пуш следовал А. Г. Вернеру [43], у которого, начиная с 1806 г., он в течение нескольких лет слушал лекции [53], а впоследствии практиковался в геологической съемке. В Саксонии Г. Г. Пуш самостоятельно

закартировал окрестности Лейпцига и Торау, за что по представлению А. Г. Вернера был премирован пятьюдесятью талерами от имени Главного горного управления Саксонии [47]. Учебники и статьи, распространявшие вернеровские методы, появляются в Германии, Франции, Англии, Италии, Австро-Венгрии, России, Дании, Норвегии, Швеции и других странах [38, 43, 57].

«Вернеровскую эру» в американской геологии [44], охватывающую 1785—1830 гг., наиболее ярко олицетворяет В. Маклюр, «отец американской геологии» [44], по одним сведениям учившийся у А. Г. Вернера во Фрейберге, а по другим — только встречавшийся с ним. Главное, однако, в другом. «Маклюр полностью принимает идею о геологической последовательности, фундаментальную в вернеровской теории... В своем определении формации, основной единицы геологической карты, он очень точно следует за Вернером» [44, с. 238]. Кроме того, он принимает вернеровскую методику картирования, его четырехчленную стратиграфическую схему. На территории США выделяются первозданные (Primitive), переходные (Transition), флечовые или вторичные (Floetz or Secondary) и аллювиальные (Alluvial Rocks) толщи. В качестве отдельного картируемого подразделения в стратиграфической последовательности фигурирует древний красный песчаник (Old Red Sand Stone) в самых низах флечовых пород. В результате в 1809 г. на свет появляется первая геологическая карта Соединенных Штатов [41], вышедшая в 1817 г. вторым изданием с более подробной объяснительной запиской [42].

В 1810 г. Дж. Ф. Дэна и С. Л. Дэна публикуют столь же «вернеровскую» карту окрестностей Бостона. В 1823—1824 гг. Э. Хичкок составляет геологическую карту Коннектикута по стратиграфической схеме, близкой к предложенной А. Г. Вернером. Принимает вернеровские классы первозданных, переходных и вторичных пород А. Итон. Во всех геологических картах и многочисленных публикациях этого периода используются одни и те же модели, принципы корреляции и схемы классификации вне зависимости от того, принимают их авторы нептунистические интерпретации или критикуют их [44].

Ту же последовательность формаций, что и в Германии, А. Гумбольдт обнаруживает в Западном полушарии: «Прибывши в Южную Америку и охватив вначале своими маршрутами обширную область, протягивающуюся от береговых цепей Венесуэлы до бассейна Амазонки, я был в высшей степени поражен, — пишет он [35, с. 16], — совпадением последовательности напластований двух континентов... Последующие наблюдения, которые охватили

Кордильеры Мексики, Новой Гренады, Кито и Перу от 21° северной широты до 12° южной широты, подтвердили первое впечатление».

С тем же правом можно назвать конец XVIII — начало XIX в. вернеровской эрой и в русской геологии. В 1797 г. руководитель Бергколлегии М. Ф. Соимонов подписывает «Наставление, данное горным офицерам, за прииском руд отправленным», в котором приводятся требования составлять «петрографические карты», изучать «находящиеся горы, какого качества, первозданные, слоевые, намытые или вулканические, и какая порода служит основанием или подошвою другой». Горным офицерам предписывалось также отмечать структурно-геологические характеристики обнажающихся геологических тел — отличать жилы от слоев, фиксировать их толщину, протяжение и склонение, висячий и лежащий бок [7]. Происхождение принципов геологического исследования сомнений не вызывает: и четырехчленная систематика «гор», и отделение жил от слоев, и внимание к стратиграфическим соотношениям, и рекомендации использовать краски для отображения пород на карте выглядят вполне по-вернеровски.

В 1818—1819 гг. английский дипломат, вице-президент Лондонского геологического общества В. Т. Г. ф. Странгвейс составляет карты окрестностей Санкт-Петербурга и части Карелии. В следующем году появляется публикация о его исследованиях на французском языке, в 1821 г. — на английском [50, 51], с английского она переводится на немецкий, в конце 20-х гг. содержание работы излагает «Горный журнал» [34], и, наконец, в 1830 г. брошюра В. Т. Странгвейса появляется на русском языке в переводе с немецкого [27]. На тех же основаниях, как и А. Г. Вернер, автор карты выделяет стратиграфические подразделения, которые переводчик А. А. Дейхман назвал по-русски «устилками». Между последними (синяя глина, зеленый сланец, известняк, дилювий) устанавливаются отношения покрытия. Среди дилювиальных (потопных) отложений отмечено присутствие валунов первозданных пород. На основании сходства литологии и (особенно) окаменелостей, изученных В. Букландом, устилки сопоставляются с переходной формацией Англии.

Знаменитый русский металлург П. П. Аносов, начинавший свою работу на Урале с изучения геологии, выделив здесь первозданные, переходные и новейшие породы, производит сопоставление двух маршрутных пересечений хребта по литологическому сходству пород и порядку их напластования [1]. По закономерностям стратиграфической последовательности «образований гор» в другой работе производится корреляция западного и восточного



склона Уральского хребта. Устанавливая наличие четырех вернеровских классов пород, автор счел необходимым специально отметить: «Итак, в общем составе Уральского хребта не достает для геогноста только гор вулканических» [5, с. 24]. В 1833 г. в «Горном журнале» публикуется геогностическая карта Омской области с выделением стратиграфических подразделений первозданных, переходных и наносных пород [6]. Частое упоминание имени саксонского профессора в первых публикациях «Горного журнала» практически всегда сопровождается эпитетом «знаменитый Вернер». Четырехчленная или пятичленная схема стратиграфического расчленения обычно приводится без имени автора, как что-то хрестоматийно известное, так же как при использовании закона инерции считается необязательным упоминание имени Ньютона.

Даже в Англии, где работал в то время знаменитый теперь В. Смит, Р. Бэйквелл во «Введении в геологию» в 1813 г. приводит общую схему А. Г. Вернера, хотя и подразделяет его классы; В. Филлипс в 1815 г. также использует пятичленную шкалу А. Г. Вернера. В. Конибир и В. Филлипс в своем получившем широкую известность «Очерке геологии Англии и Уэльса» в 1822 г. находят необходимым и возможным объединить выделяемые ими детальные подразделения в вернеровские классы [14, 43]. Учтем при этом, что в те годы не существовало концепции единой стратиграфической шкалы, редсоветов и инструкций, обязывающих геолога выделять, скажем, на Урале те же подразделения, что и в Западной Европе.

Понятно, что влияние А. Г. Вернера не ограничилось Россией, Англией и Америкой. Везде, куда разъезжались его ученики, появляются первые геологические карты, развитие геологии получает резкое ускорение.

Под руководством А. Ж. М. Брошана де Вилье, слушавшего в 1795 г. лекции во Фрейберге, создается геологическая карта Франции на шести листах в масштабе 1:500 000 [30, 53, 57]. Стоило обнаружить в приведенном О. Вагенбретом [53] списке вернеровских учеников имя старшего горного советника из Польши В. Г. Е. Беккера, одного из лучших помощников А. Г. Вернера при картировании Саксонии, как поиск в «Горном журнале» дал результат — В. Г. Е. Беккер [3] упомянут там в обзоре литературы как автор одной из первых польских геологических карт. Подтверждает эти сведения и А. Буэ [30]. Г. Г. Пуш создает карту прикарпатских стран [30, 38], публикует стратиграфическое описание формаций западной окраины Русской платформы [46]. О. М. Л. фон Энгельгардт (студент Берг-академии с 1805 г.) в 1820 г. публикует карту Финляндии; совместно с К. Г. фон Раумером

издает иллюстрированные картами геогностические очерки Франции, Великобритании, части Германии и Италии, представлявшие собой первую попытку выявления соотношений английских и немецких формаций [30, 38, 57]. Дж. Б. Гринаф строит в 1820 г. большую обзорную геологическую карту Англии, И. Г. Шарпантье (младший) создает в 1823 г. карту Пиренеев [30, 38, 53, 57].

В 1807 г. Дж. Б. Гринаф основывает Лондонское геологическое общество для проведения геологических наблюдений в противовес тогдашней тенденции к фантастическим спекуляциям [36, 38, 53]. Р. Джеймсон учреждает в тех же целях в 1808 г. Вернеровское общество в Эдинбурге [36]. Г. И. Фишер, первый исследователь геологического строения Подмосковья [28, 38], тоже ученик А. Г. Вернера, основал в 1805 г. Московское общество испытателей природы [57].

Очевидно, «вернеровская эра», выделенная в американской геологии [44], — не региональное, а всемирное хронологическое подразделение. Подтверждает этот вывод и точная привязка к современному летоисчислению часто упоминаемой «героической эпохи» (*heroische Zeitalter*) в истории геологии, выделенной К. ф. Циттелем [57]. В фундаментальном исследовании К. ф. Циттеля глава, посвященная этому периоду, открывается именем А. Г. Вернера. Не менее определенно связывает с А. Г. Вернером «героическую эпоху» и К. Гуммель: «С него начинается новый период в геологическом исследовании» [36, с. 188].

В дальнейшем «героическая эпоха» претерпела некоторый дрейф с момента своего появления, и используется теперь для обозначения времени, когда были выделены все системы международной геохронологической шкалы. Однако сам автор помещал ее в промежуток 1790—1820 гг., когда еще не было выделено ни одной системы, зато господствовало «реакционное учение» А. Г. Вернера, как любят называть его многие профессионалы и дилетанты в истории геологии. Такие сдвиги порождают неувязки: «Возникает вопрос, каким образом в прогрессивное «героическое время геологии» (конец XVIII — начало XIX в.) господствовало реакционное учение?». К этому вопросу Б. П. Высоцкого [4, с. 79] стоит присоединиться.

## ОФОРМЛЕНИЕ НАУЧНОГО ЯЗЫКА ГЕОЛОГИИ

Позаимствовав у А. Г. Вернера фундаментальную модель геологии и основанную на ней систему понятий, принципы корреляции и методику картирования, мировая геология не могла не воспринять и терминологию саксонского профессора.

Даже в Англии, где практически все немецкие термины признавались варварскими [43], в современном геологическом языке термины «согласный» и «несогласный» (соответственно «согласие» и «несогласие») используются в переводе с немецкого [43].

Историю вопроса о несогласиях К. Данбар и Дж. Роджерс [8] начинают с Дж. Геттона. В его «Теории Земли» действительно есть выразительный рисунок налегания горизонтально-слоистой толщи на крутопадающие, почти вертикальные подстилающие пласты, а в тексте приводится описание этого обнажения [37, табл. 3, с. 458]. Но это все же не дает основания говорить, что Дж. Геттон ввел в геологию понятие несогласия. Безусловно прав Г. П. Леонов, когда утверждает, что *ввел и определил* понятие согласного и несогласного, трансгрессивного залегания А. Г. Вернер [15].

В научный язык понятия вводятся только определениями, без которых понятия не существуют. Определения могут быть даны языковыми средствами в широком смысле, т. е. они могут быть либо словесными, либо символическими. Ни зарисовка конкретного объекта или явления, ни его описание не могут быть определениями, так как в них не фиксируются признаки, общие для всех объектов, охватываемых данным понятием, и отличающие их от прочих объектов, к данному понятию не относящихся.

Нельзя согласиться поэтому и с Е. А. Радкевич, которая пишет о Д. И. Соколове: «Он дал понятие о согласном и несогласном напластовании, которое было установлено еще Хеттоном и явилось основным его положением при разделении разновозрастных формаций» [21, с. 54]. Отношение Д. И. Соколова к определению понятий геологической структуры ярко характеризует его пренебрежительная скороговорка: «Что касается до названий: пласт делает брюхо, горб, скачек, имеет вид седла, согнут, изогнут и проч.; то они всякому понятны» [25, с. 123].

Полагаться на звучание термина в установлении смысла понятия — все равно, что доверяться этикетке при выяснении качества товара. (Вспомним: «атом» — неделимый — и «пироксен» — чуждый огню).

Если же считать, что рисунка достаточно для того, чтобы установить явление несогласного напластования, то в этом случае первооткрывателем должен считаться не Дж. Геттон, а Дж. Стрэчи, еще в 1719 г. посетивший это явление заслуживающим отображения в научной литературе [49]. На приведенном им профиле несогласие выглядит классически, вполне по-современному, еще более выразительно, чем у Дж. Геттона: подошва горизонтально-слоистой толщи срезает не только наклонные

угленосные пласты, но и разлом, по разные стороны которого угольные пласты оказались смещенными относительно друг друга.

Но ни Дж. Стрэчи, ни Дж. Геттон, ни Д. И. Соколов не дали ни определения понятия «несогласие», ни термина для его обозначения. Все это было сделано лишь А. Г. Вернером, о чем шла речь в моей статье [23]. И. Р. Бэйквелл, который, как считают К. Данбар и Дж. Роджерс [8], ввел в английский язык термины «согласный» (*conformable*) и «несогласный» (*unconformable*), признает, что слова эти взяты из немецкого языка [43].

Интересно, что соответствующие английские термины являются простыми кальками с вернеровских *gleichformig* и *ungleichformig* — «имеющий одинаковую форму» и «имеющий неодинаковую форму». Аналогична ситуация с французскими переводами: *l'uniformite* [35], *la superposition contrastante*, *la superposition uniforme* [33].

Таковыми же кальками пестрит и русская структурно-геологическая терминология. Многие современные термины были введены А. Ф. Севастьяновым [24]. Прежде всего, слово *калька* — «налегание» или, у А. Ф. Севастьянова, «наложение». Оно построено, как и вернеровское *Auflagerung*, из корня «лежать» (*lagern*) и приставки «на» (*auf*). Так же скопировано и немецкое *gleichformig* (согласный) — «равнообразный». «Несогласный» у А. Ф. Севастьянова — дважды калька. Если в вернеровской терминологии для обозначения этого понятия существовали два термина — «*ungleichformig*» и «*abweichend*» (отклоняющийся), то и переводчик вводит в русский язык два синонима: «разнообразный» и «уклоняющийся». В той же буквальной передаче закрепились в русском геологическом языке слова и выражения: выход (*Ausgehen*), висчий и лежащий бок (*das Hängende und das Liegende*), стоять на головах (*auf Kopfe stehen*).

Интересна судьба терминов, обозначающих понятия мощности, падения и простирания. Если у А. Г. Вернера для обозначения толщины слоя использовались слова «сила» (*Stärke*) и «мощность» (*Mächtigkeit*) [56], то А. Ф. Севастьянов применил название, находящееся в не столь метафорическом соотношении с называемым понятием: «толщина». Тот же термин использовали А. Кулибин, И. Ковригин, А. Таскин — переводчики «Учебной книги геогнозии» Ж. Ф. Добюиссона де Вуазена [10], А. А. Иовский [11], Д. И. Соколов [25]. И все же прижилась в русской геологической литературе не «толщина», по выражению Д. И. Соколова, «всякому понятная», а «мощность» — калька с немецкого «*Mächtigkeit*».

Не менее странным с точки зрения русского языка следует признать и термин «падение» в применении к обозначению наклона слоя. Как и «мощность», «падение» не сразу завоевало окончательное признание. А. Кулибин, И. Ковригин, А. Таскин используют два синонима: «падение» или «склонение» [10]. М. В. Ломоносов [16] и А. А. Иовский [11] вообще обходятся одним «наклонением» без всяких синонимов. И все же борьба между «падением» и «наклонением» заканчивается в пользу «падения».

Выдает немецкие источники столь несообразного наименования другой термин, применявшийся А. Г. Вернером для обозначения падения круче  $45^\circ$  — «обрушение» (Stürzen). Хотя слои никуда не падают и не обрушиваются, они покоятся на местах своего залегания, в двух разных языках возникли названия, вызывающие в воображении одни и те же образы падающего тела. Вряд ли такое могло произойти независимо. Однако в этом случае нельзя однозначно утверждать, что и здесь единственной причиной были тексты и лекции саксонского профессора.

«Падение» и «простираание» фигурируют уже в «Обстоятельном наставлении рудному делу» И. А. Шлаттера, опубликованном в 1760 г., когда будущему «отцу геологии» едва исполнилось 10 лет [29]. Дело, по-видимому, в том, что А. Г. Вернер не придумывал свои термины, как, например, Я. Б. Гельмонт создал ранее не существовавшее слово «газ». Он брал их из профессионального лексикона горняков и лишь вводил в научную геологическую литературу. И в словарь русских горняков «падения» и «простираания» вместе с «зальбандами» и «штокверками», вероятно, попали из речи саксонских «горных советников», после реформ Петра Первого во множестве обосновавшихся на русских шахтах и рудниках.

В русскую научную литературу эти термины могли проникнуть из двух источников — жаргона горняков и вернеровских текстов. Более вероятно все же последнее происхождение, потому что первые русские геологические учебники — это в основном переводы или пересказы фрейбергских лекций, а среди первых русских учителей было много слушателей Фрейбергской академии — Ренованц, Медер, Бояркин [21].

## СПОР О БАЗАЛЬТЕ

Начнем с конца — А. Г. Вернер был неправ, приписывая базальту водное происхождение. Известно, однако, что «ошибки гениев» заслуживают вдумчивого анализа. В самом деле, создатель оснований современной теоретической

геологии допускает чисто школярский промах. Как же так?

Вопрос о происхождении базальта не был мелкой технической деталью, интересной лишь узким специалистам, он всколыхнул всю тогдашнюю общественность и не только научную. Со всей страстью включился в полемику (на стороне непутистов!) великий поэт и натуралист И. В. Гёте, которого А. Г. Вернер вдохновил на изучение минералогии и геогнозии [57]. Два издания выдержала в Англии поэма Дж. Скэйфа, в которой фигурировали такие персонажи, как барон Базальт, граф Граувакк, герцог Гранит [43].

В полемике А. Г. Вернер был не одинок. И среди его сторонников были не только последователи, загнипнотизированные авторитетом учителя, или неспециалисты.

Прежде чем анализировать позиции сторон, необходимо сделать некоторые пояснения к используемой терминологии. В те времена употреблялись как синонимы названия: базальт, трапп, винстон, вакка [37, 38, 57]. Последнее из названий — вакка — еще К. Линней применял к шведскому траппу [38].

Несмотря на то что после работ Н. Демаре на вулканах французской провинции Овернь в научном мире господствовала вулканическая теория происхождения базальта, уже предшественник А. Т. Вернера Т. О. Бергман считал трапп Швеции и базальт о. Стаффа образовавшимися путем химического осаждения; И. Ф. В. фон Шарпантье тоже не признавал саксонский базальт вулканическим [38]. Ж. Ф. Добюиссон де Вуазен и Л. фон Бух, опубликовав наблюдения, подтверждающие вулканический характер базальтов Оверни, огвариваются, что ревностные вулканисты не должны рассматривать этот результат как всеобщий и распространять его на немецкие базальты [31]. Б. Фожа де Сент-Фон отличал от вулканического базальта трапп, имеющий водное происхождение [38].

Некоторый свет на проблему проливает утверждение Д. Доломье: способ образования базальта должен устанавливаться не по ориктогностическим (петрографическим) признакам, а по его отношениям наслоения (Lagerungsverhältnisse), и потому базальты Италии и Франции следует признать вулканическими, а траппы Швеции и базальты Саксонии могут быть непутистическими [38].

Являются ли базальтовые тела элементом слоистой структуры — вот главный вопрос, который ставил перед собой и А. Г. Вернер. И находил на него однозначный ответ. Собственные исследования привели его к убеждению, что саксонский флещевый базальт по своим отношениям переслаивания ничем не отличается от обычных песчаных и глинистых

слоев, образует с ними единый согласный комплекс. Причем формулирует свой вывод А. Г. Вернер не столь и категорично: «По крайней мере не все базальты могут иметь вулканическое происхождение» [55, с. 25]. Для автора единой геологической картины слоистого строения Земли важно было то, что все тела, согласно напластованные, могут быть прослежены в неизменном порядке на большие расстояния через горы и долины («Weit und über Erhöhungen und Vertiefungen gleich verbreitete Gebirgsarten...» [52, с. 96].

Известно, что определения некоторого георетического объекта могут быть семантически: что есть данный объект, — и синтаксически: какие действия можно производить над ним. Если объекты евклидовой геометрии определены первым способом и точка здесь определяется как «то, что не имеет частей», то в геометрии Гильберта объекты — точки, прямые и плоскости — не определяются по их свойствам. Здесь объектом может быть все что угодно, лишь бы для него выполнялись соотношения, заданные аксиомами гильбертовой геометрии, и имели бы смысл операции, предусмотренные правилами вывода. Как говорил сам Д. Гильберт, в качестве точек, линий и плоскостей можно рассматривать столы, стулья и пивные кружки [22].

Можно допустить, что А. Г. Вернер имел в виду именно синтаксические определения, отнеся базальт к тому же классу, что и осадочные породы: ведь для базальтовых прослоев в осадочных толщах, так же как и для вмещающих пород, была справедлива «луковичная модель», их можно было расчленять, коррелировать, прослеживать и картировать, для чего нужно было включить их в единую картину мира (Weltbild). За пределами систем, устроенных по образу и подобию луковицы, оказывались тела с хаотическим залеганием, беспорядочным распространением *verworrene Lagerung, unordentliche Verbreitung* [52, с. 96]. Отнести немецкие базальты к такому неудобокартируемому множеству не приходило и в голову.

Конечно, ставить знак равенства между слоистыми и осадочными комплексами было неправомерно. Но и здесь А. Г. Вернер оказался не одинок. Названия «слоистые» и «осадочные» породы используют как синонимы Д. И. Соколов [25], Х. Кеферштейн [39], М. Неймайр [18], а также Ю. Гани и Э. Брюкнер, Д. И. Мушкетов и И. Штини, авторы «Словаря по геологоразведочному делу», и многие другие геологи. В современной генетической классификации эта натяжка устранена, и все удобокартируемые толщи, как вулканогенные так и осадочные, названы супракрустальными [26], иначе говоря, во всех упомянутых случаях проблема

была решена по-вернеровски, без противопоставления базальтовых слоев осадочным.

Противопоставлялись слоям секущие тела, сложенные базальтом. Дж. Геттон [37] отмечал, что винстон, хотя и очень отличен от лавы, выходит в форме жил (veins), как это было установлено еще А. Кронштедом. Эти жилы при мощности более двадцати ярдов тянутся иногда на двадцать — тридцать миль, выступая вертикально, как стены, на много футов над Землей, и пересекают и разрывают слои. Называются они дайками (dykes). Похожие описания таких секущих тел («простенки», «каменные стены», «переклады», «дики») приводят И. А. Шлаттер [29], А. А. Иовский [11], Ж. Ф. Добюиссон де Буазен [10], Д. И. Соколов [25]. Понятно, что базальтовые дайки не могли быть признаны элементом слоистой структуры.

И в Германии спор о базальтах закончился лишь тогда, когда К. Е. А. фон Хофф и Х. Кеферштейн установили пересечение слоев песчано-глинистой толщи жильобразными базальтовыми телами [38].

Однако если объединение базальтовых слоев с осадочными толщами в единый класс, по А. Г. Вернеру, нептунических, а по современной классификации — супракрустальных пород, давало возможность коррелировать и картировать их совместно с осадочными как целостные слоистые комплексы, то какую пользу можно извлечь из объединения базальтовых слоев с базальтовыми дайками?

#### А. Г. ВЕРНЕР И В. СМИТ

Существует точка зрения, что основоположником стратиграфии и геологического картирования был В. Смит [например, 14]. В том, что В. Смит был и стратиграфом, и геологом-съемщиком в современном понимании этих профессий, сомневаться не приходится. Но был ли он первым?

Первая работа В. Смита появилась в 1790 г. и осталась незамеченной [4, 38]. Рукописная таблица последовательности слоев и геологическая карта окрестностей г. Бата были составлены им в 1799 г. и опубликованы в 1815 г. [14, 15, 48, 57]. Какую бы из этих дат ни учитывать, приоритет остается все равно не за В. Смитом. Понимая это, Ч. Лайель настаивает лишь на самостоятельности его построений: «Не входя ни в какие сношения с Вернером, он, как видно из этого сочинения, пришел точно к таким же понятиям относительно законов наложения горных пород, зная, что последовательный порядок различных групп никогда не изменялся и что тождество их можно веде признать по свойственным им органическим

ископаемым» [13, с. 64]. В другом месте Ч. Лайель пишет: «В то же время наш соотечественник Уильям Смит положил, независимо от Вернера, основание распределению Британских пластов на таких же началах, на каких Вернер разделил вторичные пласты» [13, с. 53]. Перевод А. Мина в данном случае не отражает всех тонкостей оригинального текста: «...his leading divisions of the secondary strata were, at the same time, and independently, made the basis of an arrangement of the British strata by our countryman, William Smith...» [40, с. 85], смысл которого в том, что В. Смит его, т. е. вернеровские, главнейшие подразделения вторичных слоев положил в основу упорядочения британских слоев. Каким образом В. Смит мог сделать это, однако, независимо от А. Г. Вернера, известно одному Ч. Лайелю.

Значительно больше оснований для своей оценки имел К. ф. Циттель: «...вернеровскую систему, основанную преимущественно на минералогических признаках и отношениях напластования, он (В. Смит) удачно дополнил и стал благодаря введению палеонтологического элемента отцом исторической геологии» [57].

Ж. Кювье и А. Броньяр, построившие в 1808 г. геогностическую карту окрестностей Парижа и пришедшие к тому же биостратиграфическому принципу независимо от В. Смита [57], свою зависимость от А. Г. Вернера признают с благодарностью. А. Броньяр, выполнивший большую часть общей работы соавторов, писал А. Г. Вернеру, отсылая копию совместной статьи: «Геологические наблюдения, все без исключения, исходят из Вашей школы» [43, с. 224].

Конечно, В. Смит признанный и бесспорный основоположник биостратиграфии, получившей после публикации его карт, таблиц и стратиграфических схем и описаний широчайшее распространение, но расчленение, корреляцию и прослеживание британских «вторичных» (secondary) пластов он в своей собственной стратиграфической и геолого-съёмочной работе производил, вопреки утверждениям Ч. Лайеля, не палеонтологическими методами. Его биограф, ученик и племянник «...Филлипс приводит много примеров практической деятельности Смита: но мы не найдем в его книге ни одного конкретного примера использования Смитом в его работе палеонтологических данных как метода стратиграфического исследования» [14, с. 170]. Остается единственное предположение об идентификации слоев В. Смитом по сходству порядка напластования

и латеральному постоянству. Вот только могли ли они прийти к тем же стратиграфическим и геологосъемочным принципам независимо от А. Г. Вернера? Ведь это была «вернеровская эра», «героический период», когда любой образованный человек, тем более геолог, не мог не знать о работах Фрейбергской школы.

#### А. Г. ВЕРНЕР В ОЦЕНКАХ СВОИХ И НАШИХ СОВРЕМЕННОКОВ

Известно чрезвычайно широко, что А. Г. Вернер был главой реакционного, «лженаучного» [28] непунистического направления, что он не смог правильно понять роль «жара земного», что он ошибался, приписывая базальту водное происхождение, что он выдвинул наивную и поспешную, примитивную схему строения Земли. Не осталось необъясненным и широкое распространение вернеровского учения в начале прошлого века: «Торжеству непунизма способствовал страх господствующих классов перед материализмом и атеизмом после Французской буржуазной революции» [2, с. 232].

Существуют, однако, и другие, менее популярные оценки, о которых тоже следовало бы знать широкой геологической аудитории.

А. Гумбольдт называл его основоположником геологической науки [43].

Ж. Кювье считал А. Г. Вернера основоположником точной науки о Земле [20].

А. Броньяр говорил, что он превратил геологию в подлинную науку [43].

А. А. Иовский: А. Г. Вернер «...первый геогеническим мечтам противопоставил строгое наблюдение и точные исследования» [11, с. IX].

Б. фон Котта: «Истинно научный характер получила геология, под названием геогнозия, только со времен Вернера» [32, с. 4].

М. Неймайр в 1900 г. удостоил его титула «отца геологии» [18].

Ф. Даннеман в 1921 г. назвал А. Г. Вернера «Линнеем геологии» [9].

К. Гуммель: «То, что сделал Линней для ботаники и зоологии, сделал Вернер для геологии» [36, с. 19].

Дж. М. Уэллер: «Больше, чем кто-либо другой, он поднял геологию на уровень популярной и полезной науки» [54, с. 24].

О. Вагенбрет [52] считал А. Г. Вернера одним из основоположников геологии.

К. Данбар и Дж. Роджерс [8] называли его великим ученым.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов П. П. Геогностические наблюдения над Уральскими горами, лежащими в округе Златоустинских заводов.— Горный журнал, 1926, № 5.

2. Батюшкова И. В. (при участии А. Н. Иванова). Геология.— В кн.: История естествознания в России. Т. 1. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1957.

3. Беккер В. Г. Е. Über die Flötzgebirge im südlichen Polen.— Горный журнал, 1833, № 1.
4. *Высоцкий Б. П.* Проблемы истории и методологии геологических наук.— М.: Недра, 1977.
5. *Геогностические записки о горах Уральских.*— Горный журнал, 1826, № 9.
6. *Геогностическое описание западной части Омской области.*— Там же, 1833, № 11.
7. *Гольденберг Л. А.* Государственные геологоразведочные экспедиции в России XVIII века.— В кн.: Проблемы истории геологических наук. М.: Наука, 1968.
8. *Данбар К., Роджерс Дж.* Основы стратиграфии.— М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
9. *Даннеман Ф.* История естествознания. Т. III.— М.-Л.: ГОНТИ, 1938.
10. *Добуиссон де Вуазен Ж. Ф.* Учебная книга геогнозии.— СПб., 1830.
11. *Иовский А. А.* Опыт руководства к познанию внутреннего строения и образования земного шара.— М., 1828.
12. *Крашенинников С. П.* Описание земли Камчатки.— СПб., 1755.
13. *Лайель Ч.* Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. Т. 1. Пер. с англ. А. Мина.— М., 1866.
14. *Леонов Г. П.* Основы стратиграфии. Т. 1.— М.: Изд-во МГУ, 1973.
15. *Леонов Г. П.* Стратиграфия.— В кн.: История геологии М.: Наука, 1973.
16. *Ломоносов М. В.* Первые основания металлургии или рудных дел. Соч. Т. 5.— М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1954.
17. *Ломоносов М. В.* Проект рапорта академического Собрания в канцелярию Академии наук об освидетельствовании присланных из сената камчатских камней.— Там же.
18. *Неймайр М.* История Земли. Т. 1.— СПб., 1899.
19. *Новомбергский Н. Я., Гольденберг Л. А., Тихомиров В. В.* Материалы к истории разведки и поисков полезных ископаемых в Русском государстве XVII в.— В кн.: Очерки по истории геологических знаний. Вып. 8. М.: Углетехиздат, 1959.
20. *Равикович А. И.* Развитие основных теоретических направлений в геологии XIX века.— М.: Наука, 1969.
21. *Радкевич Е. А.* Дмитрий Иванович Соколов.— М.: Наука, 1969.
22. *Рид К.* Гильберт.— М.: Наука, 1977.
23. *Салин Ю. С.* У истоков геологии.— Тихоокеанская геол., 1986, № 1.
24. *Севастьянов А. Ф.* Геогнозия или наука о горах и горных породах.— СПб., 1810.
25. *Соколов Д. И.* Курс геогнозии. Ч. 1.— СПб., 1839.
26. *Степанов Д. Л., Месежников М. С.* Общая стратиграфия.— Л.: Недра, 1979.
27. *Странгвейс В. Т.* Геогностическое описание Санкт-Петербургских окрестностей. Пер. с нем. А. А. Дейхмана.— СПб., 1830.
28. *Тихомиров В. В.* К истории развития геологических знаний в России (1800—1840 гг.).— В кн.: Очерки по истории геологических знаний. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
29. *Шлагтер И. А.* обстоятельное наставление рудному делу.— СПб., 1760.
30. *Воле А.* Guide du géologue — voyageur, t. 2.— Paris, 1836.
31. *Buch L. von.* Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien.— Berlin, 1809.
32. *Cotta B. von.* Die Geologie der Gegenwart.— Leipzig, 1874.
33. *Dunin-Borkowski S.* Observations générales sur les Rapports des différentes structures de la Terre, d'après la Théorie de Werner.— Journal de Physique, de Chimie, d'Histoire Naturelle et des Arts.— Paris, t. LXIX, Juillet, 1809.
34. *Geological sketch of the environs of Petersburg.* Геологическое описание окрестностей С.-Петербурга г. Томаса Горнера Фокса Странгвейса.— Горный журнал, 1829, № 2.
35. *Humboldt A.* Essai géognostique sur le gisement des Roches dans les deux hemisphères.— Paris, Strasbourg, 1826.
36. *Hummel K.* Geschichte der Geologie. Berlin und Leipzig, 1925.
37. *Hutton J.* Theory of the Earth. V. 1.— Edinburgh, 1795.
38. *Keferstein Ch.* Geschichte und Literatur der Geognosie.— Halle, 1840.
39. *Keferstein Ch.* Erinnerungen aus dem Leben eines alten Geognosten und Ethnographen.— Halle, 1855.
40. *Lyell Ch.* Principles of Geology. V. 1.— London, 1840.
41. *Maclure W.* Observations on the Geology of the United States of America, explanatory of a Geological map.— Trans. of the Amer. Philosoph. Soc., 1809, v. VI.
42. *Maclure W.* Observations on the geology of the United States of America, explanatory of a Geological map.— Philadelphia, 1817.
43. *Ospovat A. M.* Wernerian Influences in the Geological Literature of Western Europe.— In: Abraham Gottlob Werner. Gedenkschrift aus Anlass der Wiederkehr seines Todestages nach 150 Jahren am 30. Juni 1967.— Leipzig, 1967.
44. *Ospovat A. M.* The "Wernerian Era" of American Geology.— Ibid.
45. *Pusch G. G.* Geognostischer Katechismus oder Anweisung zum praktischen Geognosiren für angewandte Bergleute und Geognosten.— Freiberg, 1819.
46. *Pusch G. G.* Sur les formations des provinces de la Russie, au sud de la Baltique.— Journal de Geologie, 1830, t. 2.
47. *Schellhas W.* Abraham Gottlob Werner als Inspector der Bergakademie Freiberg und als Mitglied des Sächsischen Oberbergamts zu Freiberg.— In: Abraham Gottlob Werner. Gedenkschrift aus Anlass der Wiederkehr seines Todestages nach 150 Jahren am 30. Juni 1967. Leipzig, 1967.
48. *Smith W.* Memoir of the Map and Delineation of the Strata of England and Wales, with Part of Scotland.— London, 1815.
49. *Strachey J.* A curious Description of the Strata Observ'd in the Coal-Mines of Mendip in Somersetshire.— Philosophical Transactions, v. XXX, London, 1720.
50. *Strangways W. T. H. F.* Geological sketch of the Environs of Petersburg.— Transactions of the Geol. Soc., v. V, p. 2, London, 1821.
51. *Strangways W. T. H. F.* Descriptions of the Rapids of Imatra, on the Voxa River, in Carelia with an outline of the probable History of their Formation; and a Notice of the Bursting of the Lake Souvando into the Ladoga, in the year 1818.— Transactions of the Geol. Soc., v. V, p. 2, London, 1821.
52. *Wagenbreth O.* Abraham Gottlob Werners System der Geologie, Petrographie und Lagerstättenlehre.— In: Abraham Gottlob Werner. Gedenkschrift aus Anlass der Wiederkehr seines Todestages nach 150 Jahren am 30. Juni 1967. Leipzig, 1967.
53. *Wagenbreth O.* Werner-Schüler als Geologen und Bergleute und ihre Bedeutung für die Geologie und den Bergbau des 19. Jahrhunderts.— Ibid.
54. *Weller J. M.* Stratigraphic Principles and Practice.— New York: Harper and Brothers Publishers, 1960.
55. *Wernèr A. G.* Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten.— Dresden, 1787.
56. *Werner A. G.* Neue Theorie von der Entstehung der Gänge.— Freiberg, 1791.
57. *Zittel K. A. von.* Geschichte der Geologie und Palaeontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts.— München und Leipzig, 1899.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.37.004.572(571.5/571.6)

И. К. Тузов

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ  
ПО ПРОФИЛЮ оз. БАЙКАЛ — ТИХИЙ ОКЕАН

На участке от оз. Байкал на западе до Тихого океана на востоке в геоэлектрическом разрезе выделяются два протяженных проводящих слоя. Верхний приурочен к низам земной коры — верхам мантии и, вероятно, имеет гидротермальную природу, нижний осложняет верхнюю мантию и, очевидно, может отождествляться с астеносферой. По глубине залегания последней регион разделяется на три зоны. В западной и восточной зонах глубина до кровли мантийного проводящего горизонта составляет 40—80 км, в средней она увеличивается до 160 км. Западная зона совпадает с Байкальской рифтовой зоной, восточная — с Азиатско-

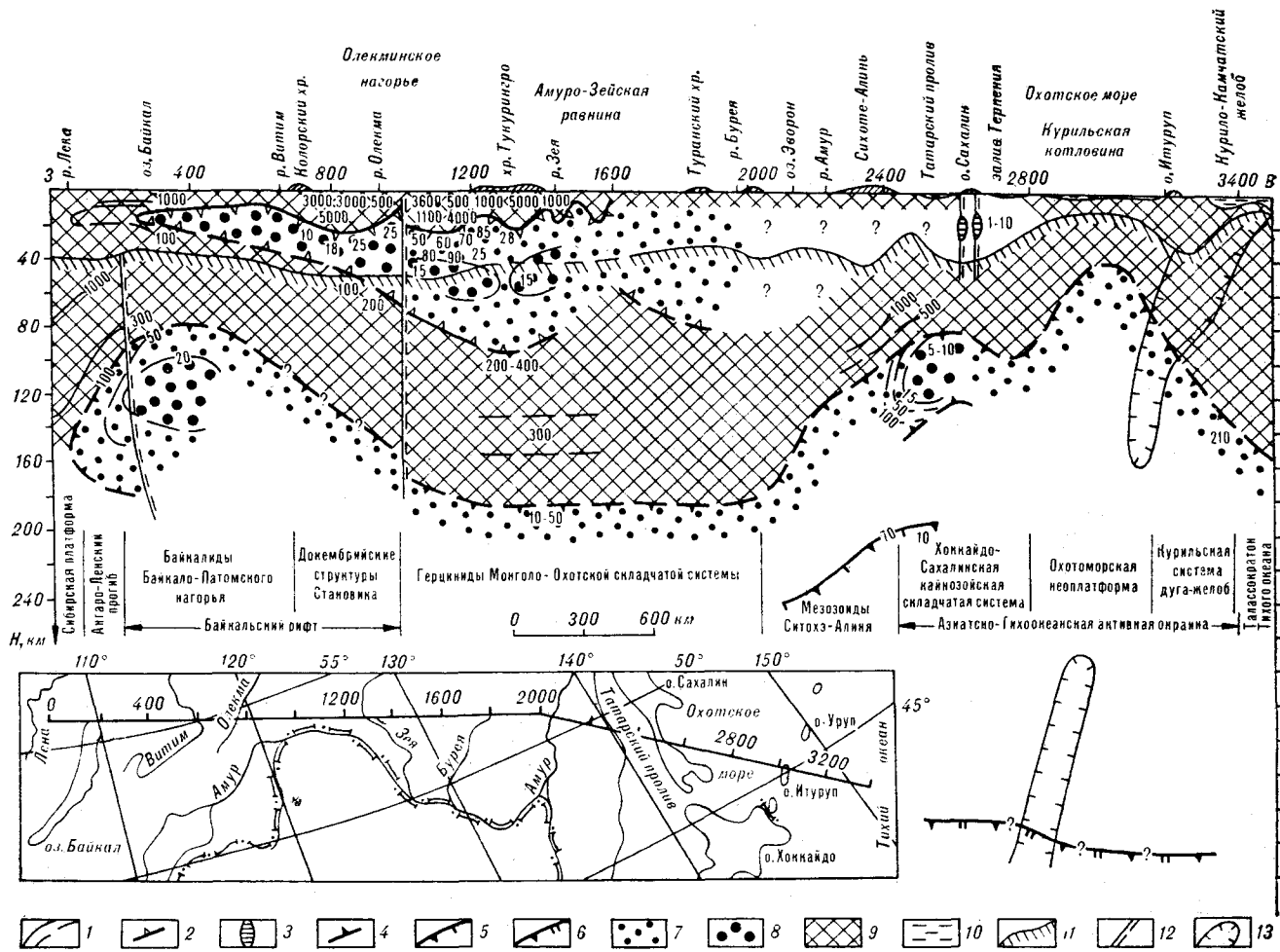
Тихоокеанской активной окраиной, центральная — с докембрийскими и кайнозойскими структурами Становой и Монголо-Охотской складчатых зон. Предполагается, что относительно неглубокое залегание электрической астеносферы в западной и восточной зонах связано с активными современными и позднекайнозойскими тектоническими подвижками, как известно, характерными для этих зон, и относительно глубокое ее залегание в центральной зоне — с практическим отсутствием каких-либо существенных свидетельств проявления этих движений в пределах данной зоны.

По трассе оз. Байкал — Курильские острова проведены многочисленные исследования магнитотеллурическими и магнитовариационными зондированиями (МТЗ и МВЗ). Они проводились Институтом тектоники и геофизики, Институтом морской геологии и геофизики Дальневосточного научного центра АН СССР, Институтом океанологии АН СССР, Охинской геологоразведочной экспедицией ВНПО Сахалинморнефтегазпром, ПГО Дальгеология и другими организациями [2—6]. На участке оз. Байкал — р. Амур наиболее детальные исследования геоэлектрического разреза проведены НПО Иркутскгеофизика [3]. Институтом морской геологии и геофизики (устное сообщение П. М. Сычева) и ИЗМИРАН [5] в последние годы начаты исследования в Охотском море. Для регистрации магнитных и теллурических вариаций использовались станции МТЛ-71, ИЗМИРАН-4 и ИЗМИРАН-5. Длина токовых линий составляла первые сотни метров с ориентировкой их в меридиональном и широтном направлениях. На девяти пунктах профиля Дюанка — Болен на Северном Сихотэ-Алине наблюдения проведены синхронно в августе — сентябре 1975 г. [4]. Запись проводилась в широком диапазоне периодов: от единиц до 10 000—32 000 с. Специальным анализом кривых МТЗ, полученных вблизи моря на Камчатке, Курильских островах, Сахалине, Японских островах, показано, что на их форму основное влияние оказывает глубинный электрический разрез, а не проводимость морской воды. Важным моментом интерпретации явля-

лось сравнение наблюдаемых кривых МТЗ с теоретической кривой для платформенных областей [1], позволившее построить геоэлектрический разрез по трассе оз. Байкал — Курильские острова. При построении разреза в Тихом океане использованы материалы японской научно-исследовательской группы [7]. При этих работах велась запись магнитной и электрической составляющих станциями, установленными на дне океана на расстоянии 600 км от побережья северной части о. Хонсю и 400 км от оси Японского глубоководного желоба. Запись осуществлялась в течение двух месяцев летом 1981 г.

Наиболее характерными и протяженными в пределах трассы являются два токопроводящих слоя, один из которых приурочен к низам коры — верхам мантии, другой — к верхней мантии (см. рисунок). По особенностям поведения мантийного слоя описываемый регион разделяется на три зоны: западную, центральную и восточную. Западная и центральная зоны отделены друг от друга глубинным разломом.

Глубина залегания верхнемантийного проводящего слоя по изоэме 50—100 Ом·м в западной зоне составляет, по представлениям Л. Л. Ваньяна и А. П. Шиловского [2], 80 км. В центральной части этого слоя под оз. Байкал они выделяют наиболее высокопроводящую область с сопротивлением 20 Ом·м и менее. По направлению к Сибирской платформе кровля этого слоя погружается, и на глубине около 180 км он выклинивается. В восточном направлении его кровля также испытывает заметное



Геоэлектрическая модель по геотраверсу оз. Байкал — Тихий океан. Составил

И. К. Туезов по материалам [1—6].

1 — изоомы, Ом·м (цифры под изолиниями — наблюдаемые значения сопротивлений, внутри или рядом с изолиниями расчетные значения сопротивлений; сплошные линии — уверенные, штриховые — предполагаемые); 2 — контуры коромантийных проводящих слоев; 3 — контуры субвертикальных проводящих тел на Сахалине, приуроченных к разломам (цифры в Ом·м); 4 — контуры первого проводящего слоя в мантии, интерпретируемого как астеносфера (сплошные линии — уверенные, штриховые — предполагаемые, штриховые с вопросом — интерполяция); 5 — кровля второго проводящего слоя в мантии; 6 — кровля третьего проводящего слоя в мантии; 7 — периферийные части проводящих слоев; 8 — центральные, наиболее низкоомные части проводящих слоев; 9 — высокоомные слои коры и мантии; 10 — водный слой, 11 — граница М; 12 — глубинные разломы; 13 — сейсмофокальная зона.

погружение. На глубине 200—220 км под оз. Байкал в верхней мантии установлен еще один токопроводящий слой, погружающийся в сторону Сибирской платформы. Коромантийный проводящий слой почти на всем протяжении этой зоны приурочен к консолидированной коре и только вблизи центральной зоны его нижняя часть осложняет самые верхи мантии. Глубина залегания кровли наиболее проводящей части этого слоя с сопротивлением 10—40 Ом·м изменяется от 10 до 30 км. У границы с Сибирской платформой этот низкоомный слой выклинивается. По направлению на восток его мощность увеличивается до 45 км. Средняя мощность 25 км. Электросопротивление толщи, залегающей над слоем, достигает 5000 Ом·м и, вероятно, более [3]. Удельное сопротивление нижележащего высокоомного

слоя, разделяющего коромантийный и верхнемантийный проводящие слои, по-видимому, составляет несколько сотен омметров.

Отличительными особенностями центральной зоны является большая глубина залегания мантийного и большая мощность коромантийного токопроводящих слоев. Глубина залегания верхнемантийного проводящего слоя составляет примерно 190 км при сопротивлении 10—150 Ом·м. Мощность коромантийного слоя 45—60 км. Другим отличием строения указанного слоя от его строения в западной зоне является следующее: на всей изученной части этой зоны верхняя его часть приурочена к низам коры, нижняя — к верхам мантии. Рельеф кровли и подошвы слоя в пределах рассматриваемой зоны, в отличие от западной, сильно изрезан. В осевой части слоя выделяется вы-



сокопроводящая область с удельным электрическим сопротивлением около 15 Ом·м, вероятно, представляющая собой продолжение коромантийного проводящего слоя западной зоны. Мощность верхнего высокоомного горизонта составляет 8—20 км, сопротивление достигает 13 000 Ом·м. Мощность нижнего высокоомного слоя 115—140 км при относительно низком сопротивлении, которое, как и в западной зоне, вероятно, составляет несколько сотен омметров.

Геозлектрический разрез восточной зоны характеризуется следующими особенностями. Коромантийный токопроводящий слой в ее пределах практически не прослежен. Исключением является о. Сахалин, в земной коре которого выделены две узкие зоны, приуроченные к разломам. Глубина до кровли верхнемантийного проводящего слоя в этой зоне составляет 40—80 км. В Тихом океане она вновь увеличивается до 150—170 км [7]. Под Сахалином выделяется локальная высокопроводящая область с сопротивлением 5—10 Ом·м и, вероятно, менее [2]. Мощность этого слоя 40 км [6]. На глубинах 180—240 и 360—380 км в верхней мантии этой зоны прослеживается еще два токопроводящих слоя с сопротивлением менее 10 Ом·м. Первый из них, вероятно, является генетическим аналогом слоя, выделяемого, как указывалось, в западной зоне на глубине 200—220 км. Является ли проводящий слой на глубинах 360—380 км только прерогативой рассматриваемой зоны или же он отражает особенности методики исследований в этой зоне, а не характерные черты ее геозлектрического разреза, пока неясно. Учитывая имеющиеся данные, более вероятной, по-видимому, следует считать первую точку зрения. Остается также

неясным вопрос о взаимоотношении токопроводящих слоев мантии с сейсмофокальной зоной землетрясений. На рисунке показано, что токопроводящие слои секут сейсмофокальную зону. Однако это следует воспринимать не более как гипотезу.

Геологическая природа коромантийного проводящего слоя связывается с аномально высокой концентрацией низкоомных минералов, с серпентинизацией или дегидратацией. Верхний проводящий слой мантии, вероятно, обусловлен частичным подплавлением слагающего его вещества. Более глубокие низкоомные горизонты мантии, по-видимому, обязаны своим происхождением фазовым переходам. Сказанное позволяет рассматривать верхний мантийный высокопроводящий слой как астеносферу. Следовательно, мощность литосферы в западной зоне составляет 80 км, в центральной — увеличивается до 190 км, в западной — вновь сокращается до 40—80 км.

Неглубокое залегание астеносферы с сокращением мощности литосферы в западной зоне, отвечающей докембрийским, байкальским и каледонским структурам Забайкалья и Становика, вероятно, связано с формированием Байкальского рифта, а в восточной зоне — с активными позднекайнозойскими и современными тектоническими процессами в Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода. И, наоборот, значительная глубина до кровли астеносферы и соответственно большая мощность литосферы в центральной зоне, которая в плане совпадает с герцинским Монголо-Охотским складчатым поясом, объясняется слабой активностью здесь позднекайнозойских и современных тектонических процессов.

#### ЛИТЕРАТУРА

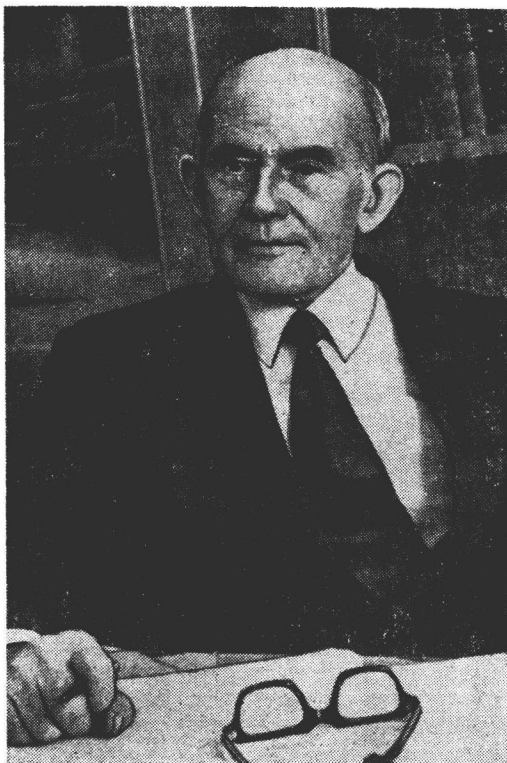
1. Ваньян Л. Л. О моделях глубинной электропроводности (обзор).— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 5.
2. Ваньян Л. Л., Шиловский А. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М.: Наука, 1983.
3. Геология и сейсмичность зоны БАМ.— Новосибирск: Наука, 1985.
4. Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
5. Жданов М. С. и др. Исследования магнитовариационных аномалий в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— В кн.: Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях. М.: Наука, 1983.
6. Косыгин Ю. А. и др. Глубинная электропроводность о. Сахалин.— Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 6.
7. Ykutaе T., Filloux J. H. et al. Preliminary Report on a Magnetotelluric Array Study in the Northwest Pacific.— J. Geomag. and Geoelectr., 1983, v. 35.

ИТиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
15 апреля 1986 г.

ГЕОРГИЙ МИХАЙЛОВИЧ ВЛАСОВ

(к 75-летию со дня рождения)



7 апреля 1987 г. исполнилось 75 лет видному советскому ученому, главному научному сотруднику Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, заслуженному деятелю науки РСФСР, профессору, доктору геолого-минералогических наук Георгию Михайловичу Власову. Научные труды Г. М. Власова посвящены вопросам металлогении, тектоники и поискам ископаемых. После окончания в 1931 г. Владивостокского промышленно-экономического техникума Георгий Михайлович работал прорабом и начальником геологических партий и одновременно заочно учился на Горном факультете Дальневосточного Политехнического института, который успешно закончил в 1939 г. В дальнейшем Г. М. Власов занимается геологическими изысканиями будучи начальником партии, главным инженером и начальником экспедиции. С именем Г. М. Власова связана постановка планомерных геологических исследований в ранее почти неизученных труднодоступных районах Камчатки, Сахалина, Курильских островов, Приморья и Приамурья. Это были годы не только больших лишений, но и наполненные радостью творчества. В 1950 г. Г. М. Власов защищает кандидатскую диссертацию, которая единодушно принимается в качестве докторской. С 1956 г. Георгий Михайлович занимается только научной работой. Ему, как одному из крупнейших знатоков Камчатки, было поручено составление тома «Геология СССР», посвященного геологическому строению и полезным ископаемым этого региона. Под руководством Г. М. Власова была составлена геологическая карта Камчатки и Курильских островов.

В 1964 г. Г. М. Власовым совместно с М. М. Василевским была опубликована монография «Гидротермальные измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения», ставшая на многие годы настольной книгой геологов-поисковиков. Дальнейшее развитие проблема гидротермально измененных пород получила в фундаментальной коллективной монографии «Вулкано-

генные серные месторождения и проблемы гидротермального рудообразования» (1971 г.). Этими исследованиями впервые установлены закономерности пространственного положения и зональности различных фаций пропилитовой и вторично-кварцевой формаций и показано положение определенных типов рудной минерализации в зональной гамме гидротермалитов. Выявленная закономерность, получившая название «закон стрелы», способствовала научно обоснованному поиску гидротермальных месторождений. Исследования последних лет блестяще подтвердили эти пионерные открытия.

В 70-х гг. на повестку дня встают вопросы теоретической тектоники. Широта знаний и постоянная практическая нацеленность позволяют Г. М. Власову развить теорию геосинклиналей на современном уровне представлений. В ней большое место отводится остроугольным системам и зонам Беньюфа, теория геосинклиналей тесно увязывается с магматизмом и металлогенией. Эти исследования нашли отражение в двух крупных монографиях «Молодые геосинклинали» и «Общие условия магматизма и рудообразования». Вопросы рудообразования дальнейшую углубленную проработку получают в опубликованной в 1986 г. монографии «Магматогенно-рудные системы», в которой Г. М. Власов рассматривает рудные формации как системы, показывая их взаимосвязь и общий ход эволюции в пространстве и времени.

Ценные научные разработки и личные качества Г. М. Власова — беззаветная преданность делу науки, принципиальность, сочетающаяся с исключительной скромностью и чуткостью к окружающим, —нискали ему огромное уважение среди его многочисленных учеников и последователей. Его талант ученого, трудолюбие и целеустремленность в работе — залог новых научных открытий.

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

*Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (ответственный секретарь), Ч. Б. Борухаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. В. Иванов, В. А. Красилов, Е. В. Краснов, И. И. Лаврик, В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, Е. А. Радкевич, Г. Е. Ручкин, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, Н. К. Туегов, В. Н. Шаранов.*

---

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТиГ ДВНЦ АН СССР, ком. 203. Тел. 39-39-46.

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*  
Мл. редактор *Л. Д. Левинская*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *Н. М. Остроумова*  
Корректоры *Т. В. Курочкина, В. В. Борисова*

Стано в набор 10.12.86. Подписано в печать 30.03.87.  
МН-02620. Формат 84×108<sup>1</sup>/<sub>6</sub>. Высокая печать. Усл.  
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отр. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж  
700 экз. Заказ № 503.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство  
«Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск,  
99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077, Новоси-  
бирск, 77, Сталинского, 25.

**Цена 1 р. 80 к.**

---

*(адрес подписчика)*

**Индекс 70985**