

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

4

1986

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. Борукиев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. П. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *А. П. Милов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*, *И. К. Туезов*, *В. Н. Шаранов*

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТИГ ДВНЦ АН СССР, ком. 203. Тел. 33-39-46

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *В. Н. Жихарева*, *Т. Ф. Погиблова*

Сдано в набор 09.04.86. Подписано к печати 28.07.86.
МН-01498. Формат 84×108^{1/16}. Высокая печать. Усл.-
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отг. 14. Уч.-изд. л. 15. Ти-
раж 711 экз. Заказ № 147.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука», Сибирское отделение, 630099, Новоси-
бирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука».
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

НОВОСИБИРСК

№ 4, 1986

СОДЕРЖАНИЕ

В. В. Куделькин, В. О. Савицкий, Т. И. Карпей, В. П. Болдырева. Структура и эволюция осадочного чехла присахалинского обрамления Южно-Охотской котловины	3	отношений скоростей продольных и поперечных волн и коэффициента Пуассона в литосфере юга Курильской островной системы	88
А. Г. Родников. Соотношение астеносферы и структур земной коры окраин Тихого океана	15	И. В. Тибилев, А. П. Милов, И. А. Давыдов. О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке	95
Д. Ф. Семенов. О геологической природе геофизических границ южной части Дальнего Востока СССР	23	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
В. Д. Суворов, З. А. Корнилова. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы (по близким землетрясениям)	32	Б. И. Васильев, И. А. Тарарин, И. Н. Говоров, Ю. И. Коновалов. Новые данные о геологическом строении вала Зенкевича	99
В. М. Гранник. Петрогеохимические особенности метабазитов сусунайского метаморфического комплекса (Южный Сахалин)	37	А. А. Андреев, А. С. Сваричевский. О структурной позиции хр. Неккер (центральная часть Тихого океана)	104
А. И. Поздеев. Позднепалеогеновый этап развития Коряжского нагорья и ряда других районов Тихоокеанского пояса	49	А. И. Гаврилов, И. К. Туезов, В. В. Харахинов. Нефтегазоносность структур облекания Северного Сахалина	107
В. Н. Григорьев, М. Н. Шапиро. Верхнемеловые вулканиты перешейка Камчатки	58	Н. Н. Гурко, В. Ф. Васильева, Т. Н. Кондакова, В. С. Соболев, А. К. Дертев, Е. И. Кудрявцева. Нефти и конденсаты осадочных бассейнов Чукотки и Камчатки	111
Ю. С. Бретштейн, В. В. Ананьев, А. С. Каретников, А. А. Петров, В. А. Цельмович. Петромагнетизм базальтов вулкана Подгельбаночного (Приморье)	67	В. А. Заболотный, В. Г. Липатов, Ю. П. Швалова. Предварительная идентификация минералов в смеси по порошковым рентгеновским данным (на примере пород офиолитовых ассоциаций Дальнего Востока)	116
Б. А. Марковский, А. А. Прияткин, Б. Н. Писакин. Физические свойства ультрамафических вулканитов Камчатско-Коряжского региона	73	<i>ХРОНИКА</i>	
Р. У. Иващенко, Э. Н. Казакова, М. И. Стрельцов. Плагнограниты, риолиты и субаркозы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)	80	Исследования юрской системы Тихоокеанского подвижного пояса и прилегающих районов	119
Т. К. Злобин. Пространственное распределение		Александр Степанович Хоментовский	127

USSR ACADEMY OF SCIENCES
FAR EAST SCIENCE CENTRE
PACIFIC GEOLOGY

JULY — AUGUST

NOVOSIBIRSK

№ 4, 1986

CONTENTS

<p>V. V. Kudel'kin, V. O. Savitsky, T. I. Karpey, V. P. Boldyreva. Structure and evolution of sedimentary cover of near-Sakhalin margin of South Okhotsk basin</p> <p>A. G. Rodnikov. Correlation between asthenosphere and the Earth's crust structures in the Pacific marginal areas</p> <p>D. F. Semenov. Geological nature of geophysical boundaries in the USSR Far-East South</p> <p>V. D. Suvorov, Z. A. Kornilova. Thickness of the Earth's crust in the South-East of Verkhoyano-Kolym'skaya fold system (by near earthquakes)</p> <p>V. M. Grannik. Petrogeochemical features of metabasites of Susunaysky metamorphic complex (South Sakhalin)</p> <p>A. I. Pozdeev. Late Paleogenic stage in development of Koryak upland and some other regions of the Pacific belt</p> <p>V. N. Grigor'ev, M. N. Shapiro. Upper Cretaceous volcanites of Kamchatka neck</p> <p>Yu. S. Bretshtein, V. V. Anan'ev, A. S. Karetnikov, A. A. Petrov, V. A. Tsel'movitch. Petro-magnetism of basalts of Podgelbanotchny volcano (Primor'e)</p> <p>B. A. Markovsky, A. A. Priyatkin, B. N. Pisakin. Physical properties of ultramafic volcanites in Kamchatka-Koryak region</p> <p>R. U. Ivaschenko, E. N. Kazakova, M. I. Strel'tsov. Plagiogranites, rhyolites and subarkoses of Kamchatka peninsula (East Kamchatka)</p> <p>T. K. Zlobin. Spatial distribution of relations of</p>	<p>3</p> <p>15</p> <p>23</p> <p>32</p> <p>37</p> <p>49</p> <p>58</p> <p>67</p> <p>73</p> <p>80</p>	<p>rates of longitudinal and transversal waves and Poisson's coefficient in lithosphere of the South of Kurilsk island system</p> <p>I. V. Tibilov, A. P. Milov, I. A. Davydov. To manifestation of PreMesozoic granitoidal magmatism in Chukotka</p>	<p>88</p> <p>95</p>
<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>			
<p>B. I. Vasil'ev, I. A. Tararin, I. N. Goyorov, Yu. I. Kononov. New data on geological structure of Zenkevitch's rampart</p> <p>A. A. Andreev, A. S. Svarichevsky. On structural position of Necker ridge (central part of the Pacific ocean)</p> <p>A. I. Gavrilov, I. K. Tuezov, V. V. Kharakhinov. Oil and gas content of structures of development in Northern Sakhalin</p> <p>N. N. Gurko, V. F. Vasil'eva, T. N. Kondakova, V. S. Sobolev, A. K. Dertev, Ye. I. Kudryavtseva. Oils and condensates of sedimentary basins of Chukotka and Kamchatka</p> <p>V. A. Zabolotny, V. G. Lipatov, Yu. P. Shvalova. Preliminary identification of minerals in mixture according to powder X-Ray data (on the example of ophiolitic associations of Far-East).</p>	<p>99</p> <p>104</p> <p>107</p> <p>111</p> <p>116</p>		
<i>CHRONICLES</i>			
<p>Studies of Jurassic system of the Pacific mobile belt and adjacent regions</p>	<p>119</p>		
<p>Alexander Stepanovich Chomentovsky</p>	<p>127</p>		

© Издательство «Наука»
«Тихоокеанская геология», 1986 г.

УДК (550.834 : 551.78+551.88) (265.3—14)

В. В. Кудельким, В. О. Савицкий, Т. И. Карней, В. П. Болдырева

СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПРИСАХАЛИНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮЖНО-ОХОТСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Кайнозойская история подводной окраины Юго-Восточного Сахалина реконструирована на основе плотной сети профилей ОГТ, образцов пород, поднятых со дна драгированием, и корреляции с геологией острова и данными бурения. Пять региональных несогласий расчленяют осадочный чехол акватории на пять систем, датированных соответственно: поздний олигоцен (?) — ранний миоцен, ранний — средний миоцен, средний — поздний миоцен, поздний миоцен — плиоцен, плейстоцен. До верхнего миоцена осадконакопление было сосредоточено в системе интрадуговых трогов,

контролируемых горст-грабеновой структурой фундамента. Позднее установился режим открытого морского бассейна, прерывавшийся короткопериодными регрессиями. Тип осадконакопления — трансгрессивный или регрессивный — находился в интегральной зависимости от двух главных факторов — орогенической активности Юго-Восточного Сахалина и эвстазии. При этом распределение мощностей и фаций осадочного чехла было обусловлено различным темпом поступления терригенного материала, скоростью углубления бассейнов и энергетическими характеристиками среды.

ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойский этап эволюции осадочных бассейнов Охотоморского региона является производным от смены эвстатических подъемов и падений уровня океана, периодов осадконакопления и эрозии, усиления и ослабления вулканизма и чередования фаз структурообразующих движений. В таких условиях создание меж- и региональных моделей формирования осадочного чехла связано с проблемой разработки общих стратиграфических схем, которые могли бы не только служить основой структурных построений, но и обеспечивали бы хроно-корреляцию между осадочными бассейнами с различной историей. В статье рассматривается вариант решения этой проблемы для подводной окраины Юго-Восточного Сахалина.

В 60—70 гг. регион был объектом исследований методом отраженных волн СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, Тихоокеанской экспедицией ВНИИморгео и СахТГУ. В это же время Морская спасательная служба и Геологическая служба Японии провели исследования методом отраженных волн смежной части шельфа Северо-Восточного Хоккайдо. Результаты этих работ вместе с данными драгирования легли в основу первых схем стратификации осадочного чехла акватории [1, 6, 8, 11, 14]. В течение последних десяти лет интенсивных поисков углеводородов на Хоккайдо-Сахалинском шельфе Тихоокеанской экспедицией ВМНПО Союзморгео и нефтяными компаниями Японии [16, 17] широко использовался метод ОГТ, что

стало возможным благодаря внедрению цифровой записи и специальных программ на ЭВМ. Метод обеспечил высокую помехоустойчивость и глубинность морских исследований. Данные сейсморазведки МОВ ОГТ, а также драгирования и бурения стали фактической базой этой статьи (рис. 1).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Шельфовая равнина расположена на глубинах до 170—210 м и представлена сочетанием аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных поверхностей выравнивания. Субгоризонтальная поверхность шельфовой равнины осложнена на ее внешнем крае между мысом Анива и банкой Китами-Ямато (см. рис. 1) и южнее п-ова Терпения участками мелкогрядового рельефа амплитудой порядка нескольких метров, связанного, судя по данным высокочастотной геоакустики, с выходами коренных пород. В центральной части залива Терпения пологие и изометричные в плане поднятия дна амплитудой до 10 м и площадью около 100—150 км² соответствуют косослоистым фациям в приповерхностных плейстоценовых слоях осадочного чехла и представляют, вероятно, элементы литоральной или дельтовой морфологии.

Островной склон Юго-Восточного Сахалина имеет уклоны до 10° (в среднем 4—6°) и лишь в районе каньона Левенорна до 15°. Краевое плато и каньоны являются наиболее характер-

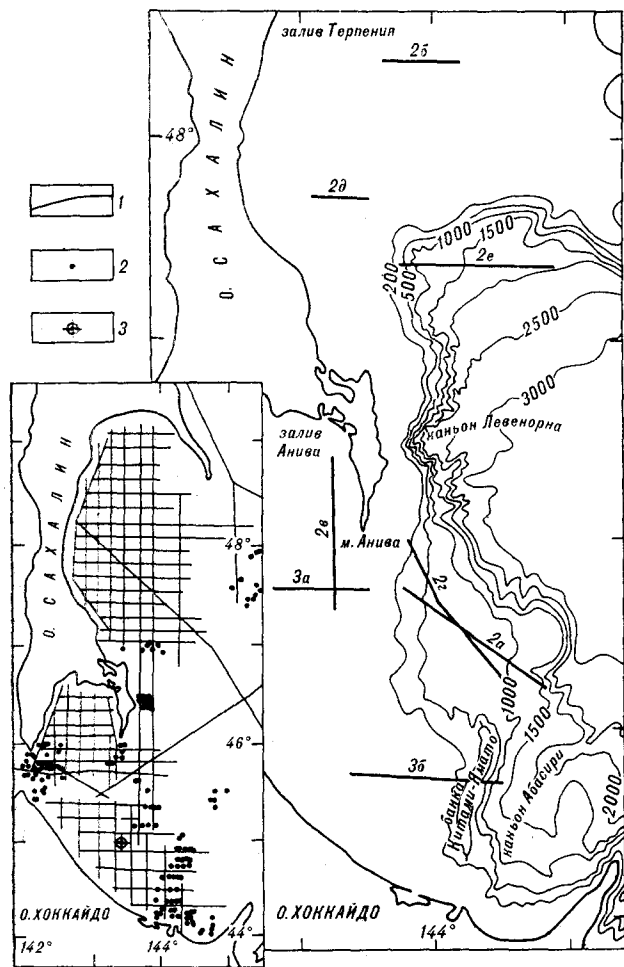


Рис. 1. Генерализованная батиметрия с расположением профилей, приведенных на рис. 2 и 3.

На врезке схема изученности: 1 — профили МОВ ОГТ Тихоокеанской экспедиции Союзморгео и японских нефтяных компаний [16]; 2 — станции драгирования СахКНИИ ДВНЦ АН СССР с 1973 по 1985 г.; 3 — нефтепоисковая скважина Монбэцу-1 [16].

ными элементами островного склона. Отмечаются три батиметрических уровня краевых плато: 700—1000, 1000—1300 и 1600—1900 м. Как и для шельфовой террасы, их формирование связано с компенсацией седиментационных ловушек (рис. 2, а). Последние, согласно данным МОВ, связаны со ступенчато-блоковой структурой островного склона или с вулканическими дамбами. Сеть эрозионных каналов, наиболее крупные из которых — каньоны Левенорна и Абасири, обеспечивает перенос терригенного материала с шельфа и склона в Южно-Охотскую котловину.

ОБЩАЯ СТРУКТУРНАЯ ОБСТАНОВКА

Структурными подразделениями первого порядка в рассматриваемом регионе являются мезо-палеозойский фундамент и кайнозойский осадочный чехол.

Изучение регионального расчленения земной коры методами ГСЗ и КМПВ выявило блоковую структуру мезо-палеозойского фундамента подводной окраины Юго-Восточного Сахалина [2, 7]. Геометрия блоков фундамента (размеры, вытянутая форма и субмеридиональная ориентировка) в пределах Юго-Восточного Сахалина и его подводной окраины отличается от полигональных блоков центральной части Охотоморской плиты, как и от запад-северо-западной ориентировки блоков северного обрамления Южно-Охотской котловины. Относительно структурных взаимоотношений восточно-сахалинской подводной окраины с Южно-Охотской котловиной данные МОВ не позволяют обосновать крупномасштабного оползания коровых блоков по системе поперечных сбросов в сторону котловины после формирования осадочного чехла [3, 9]. Большинство разломов заложилось до формирования осадочного чехла или одновременно с его началом, а часть из них неоднократно активизировалась позже. Структурные признаки вместе с данными сейсмофациального анализа осадочного чехла на охотоморском склоне Тонино-Анивского полуострова [4] свидетельствуют о существовании бассейна на месте Южно-Охотской котловины уже в начале формирования осадочного чехла. Таким образом, подводная окраина Юго-Восточного Сахалина может рассматриваться как самостоятельная структурная провинция, которая, по-видимому, входила в состав стабилизированной Охотоморской платформы и испытала периоды активизации: при заложении Южно-Охотской котловины в конце олигоцена (?) — начале миоцена и позднее в связи с орогеническими движениями Хоккайдо-Сахалинской островной дуги. Структурная обособленность исследуемого региона на кайнозойском этапе обусловила независимое развитие его седиментационных систем от смежных частей Охотоморской плиты, где в указанный период формировался квази-платформенный [2] чехол. В то же время существование относительно глубоководного бассейна на месте Южно-Охотской котловины служило основным структурным фактором, контролировавшим распределение осадков на подводной окраине Юго-Восточного Сахалина. По данным исследований МОВ ОГТ, акустический фундамент региона расчленен на блоки: Восточно-Сахалинский, Поронайский, Западно-Сахалинский, Сусунайско-Анивский, Тонино-Анивский и Южно-Охотский. Строение осадочного чехла зависит от блоковой структуры фундамента и различается во внутренних и шовных зонах блоков. Во внутренних частях блоков для чехла характерны покровные формы, тогда как над швами его структура определяется типом динамического взаимодей-

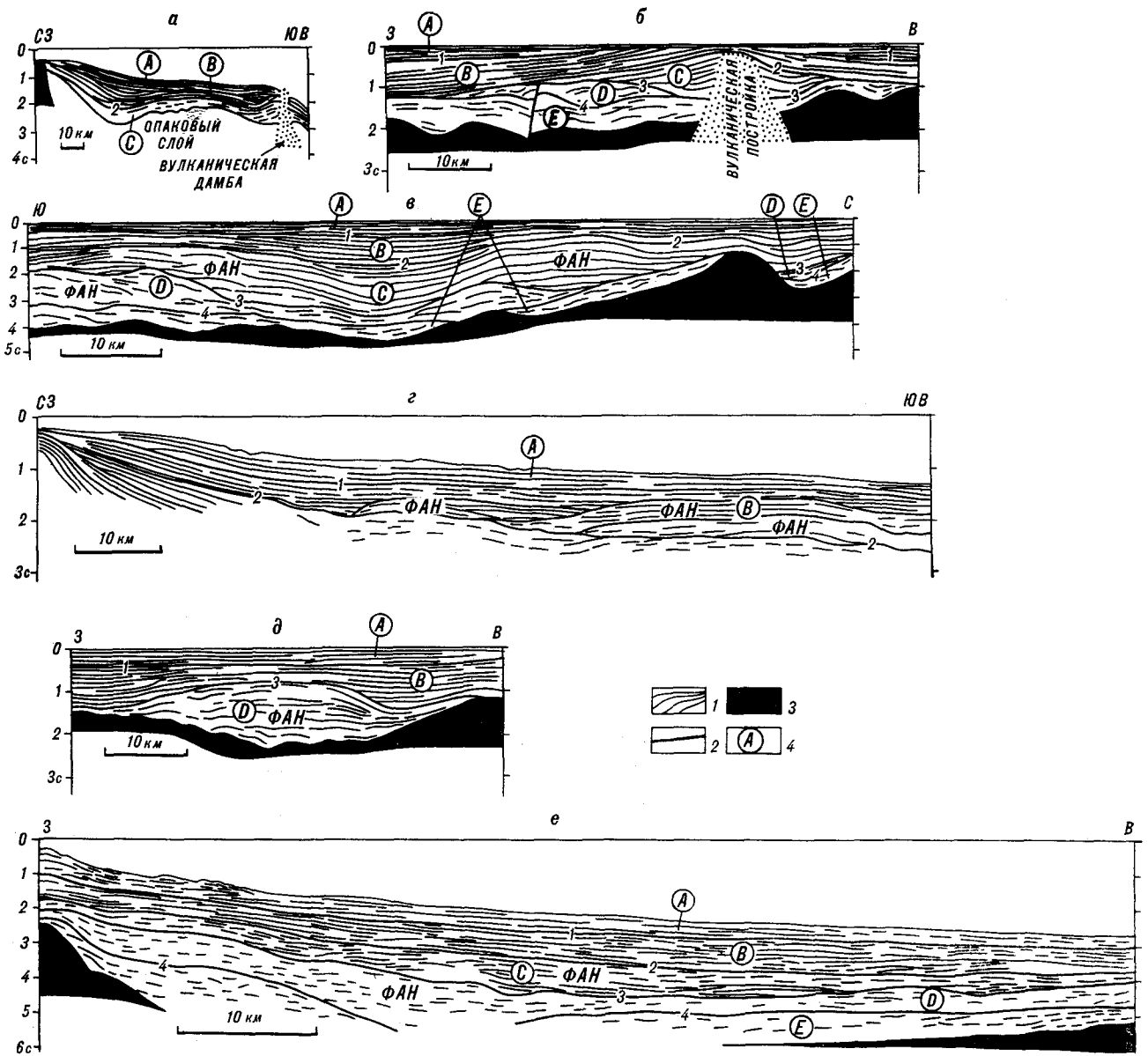


Рис. 2. Интерпретация временных разрезов.

Расположение см. на рис. 1 (а, г — МОВ НСП, НИС «Пегас» соответственно 1980 и 1973 гг.; б, в, д, е — МОВ ОГТ, НИС «Поиск», 1979 г.). 1 — отражения; 2 — региональные несогласия и их индексы; 3 — акустический фундамент; 4 — индексы синклемов.

ствия блоков. Так, граница между Восточно-Сахалинским и Поронайским блоками проходит по разломной зоне и сопровождается вулканическими постройками, а разобщение Поронайского и Сусунайско-Анивского блоков привело к открытию Стародубского трога.

Максимальные мощности осадочного чехла кайнозойских прогибов Макаровского, Владимирского, Стародубского, Китами-Анивского, Монбэцу-Восточно-Анивского и Китами-Ямато (рис. 3, 4) приурочены к шовным зонам блоков фундамента. Структурный анализ показывает (см. рис. 3), что асимметричная форма Монбэцу-Восточно-Анивского и Китами-Ямато

прогибов (с более крутыми восточными бортиками) не позволяет рассматривать их как следствие растягивающих напряжений, чему лучше соответствовали бы ограниченные нормальными сбросами грабены. Кроме того, нормальному сбросообразованию должно было бы соответствовать исключительно оползание крупных коровых блоков вдоль внешней части Хоккайдо-Сахалинского шельфа. Напротив, мощные терригенные шлейфы, которые формировались, начиная с раннего миоцена, в Монбэцу-Восточно-Анивском, Китами-Анивском, Стародубском и Китами-Ямато прогибах, указывают на устойчивые положительные движения пита-

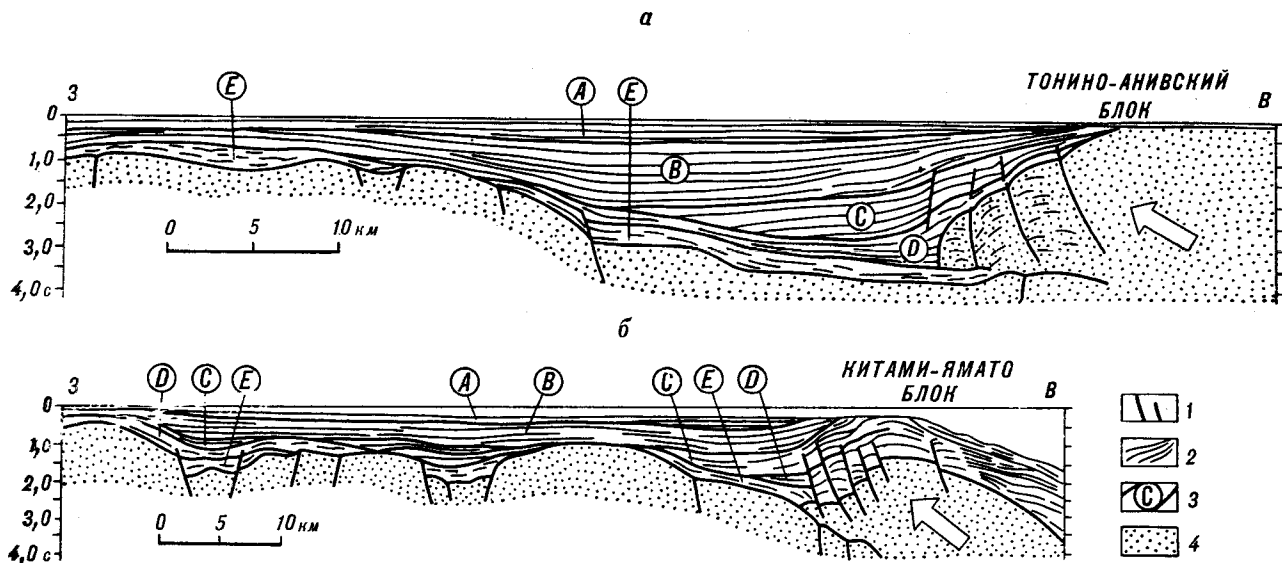


Рис. 3. Интерпретация временных разрезов.

Расположение см. на рис. 1. (Профиль 36 по данным [16], интерпретация авторов). 1 — разломы; 2 — отражения; 3 — индексы и границы синтемов (региональные несогласия); 4 — акустический фундамент. Стрелки указывают направление надвижения.

ших их Тонино-Анивского и Китами-Ямато блоков фундамента. При этом тангенциальная составляющая движения обоих блоков, ориентированная субортогонально простиранию Хоккайдо-Сахалинской островной дуги, была столь значительной, что привела к фрагментации их фронтальных частей системами опережающих разломов и к деформированности перекрывающего осадочного чехла (см. рис. 3). Фронтальные части надвигов были эродированы, по-видимому, в период их активности, предшествующей началу формирования осадочного чехла, поэтому наблюдаемые величины перекрытия блоков (порядка первых километров) составляют лишь часть горизонтальной амплитуды надвигов.

СЕЙМОСТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Вводные замечания. В качестве методологической основы исследования выбрана сейсмическая стратиграфия — система принципов и процедур, преобразующих сейсмическую информацию в стратиграфическую. Основными звеньями в процессе сеймостратиграфического анализа являются принципы изохронности отражений в ненарушенной слоистой структуре и соответствия слоистой структуры осадочной толщи ее акустической модели, где отражения располагаются параллельно поверхностям напластований и несогласий [15].

Логическое обеспечение сеймостратиграфического анализа, указывающее последовательность интерпретационных процедур и способ их выполнения, является программой геологической интерпретации. Для составления общей

стратиграфической схемы региона использовалась следующая программа:

1) анализ несогласий — итерационный процесс, заключающийся в выделении из всех несогласий в осадочном чехле только тех, которые имеют региональное распространение. Эти границы обладают теми пространственно-временными свойствами, которые необходимы для прослеживания седиментационной истории в прошлое;

2) расчленение осадочного чехла на синтемы* — тела, представляющие основные этапы осадконакопления в развитии бассейнов. Построением стратиграфического каркаса из региональных несогласий и синтемов одновременно устанавливается региональная система отсчета времени. В настоящее время это, по-видимому, единственно удобная и физически обоснованная система для использования на акваториях, однако система закрытая, поскольку скоррелирована только внутри себя и позволяет определять лишь относительный возраст каждого синтема, исходя из гипсометрического положения его в структуре осадочного чехла региона, поэтому, чтобы сделать ее способной к возрастной корреляции на межрегиональном уровне, необходима следующая операция:

3) геохронологическая калибровка полученного предшествующей интерпретацией струк-

* Синтем — стратиграфическое подразделение, ограниченное в кровле и подошве региональными несогласиями [13]. В этой статье синтем принимается главным подразделением осадочного чехла, в отличие от интертема — более мелкого, ограниченного локальными несогласиями, подразделения.

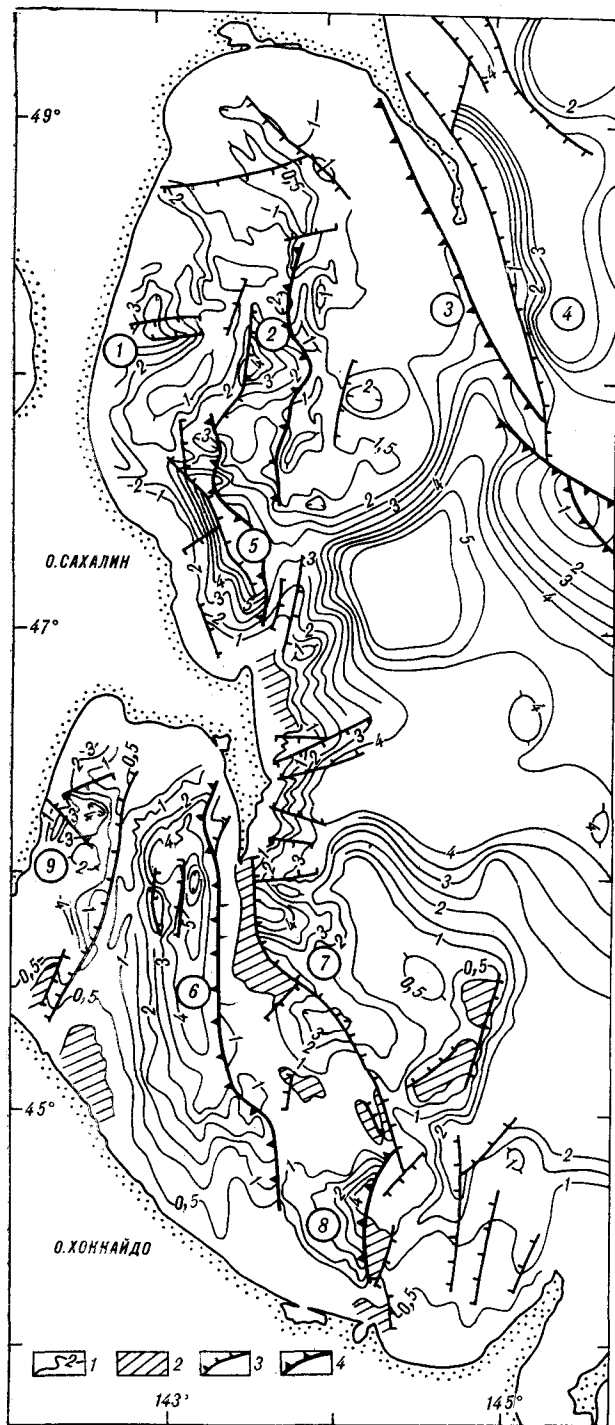


Рис. 4. Структурная схема осадочного чехла.

1 — изопакеты в км; 2 — районы без осадочного чехла; 3 — сбросы; 4 — фронтальные части надвигов. Цифры в кружках обозначают осадочные бассейны: 1 — Макаровский; 2 — Центральный; 3 — Владимировский; 4 — Пограничный; 5 — Стародубский; 6 — Монбэцу-Восточно-Анивский; 7 — Китами-Анивский; 8 — Китами-Ямато; 9 — Западно-Анивский.

турно-стратиграфического каркаса. Эта операция осуществлялась посредством двух шагов: 1 — корреляции синтемов с палеонтологическими данными, с разрезами по скважинам и со

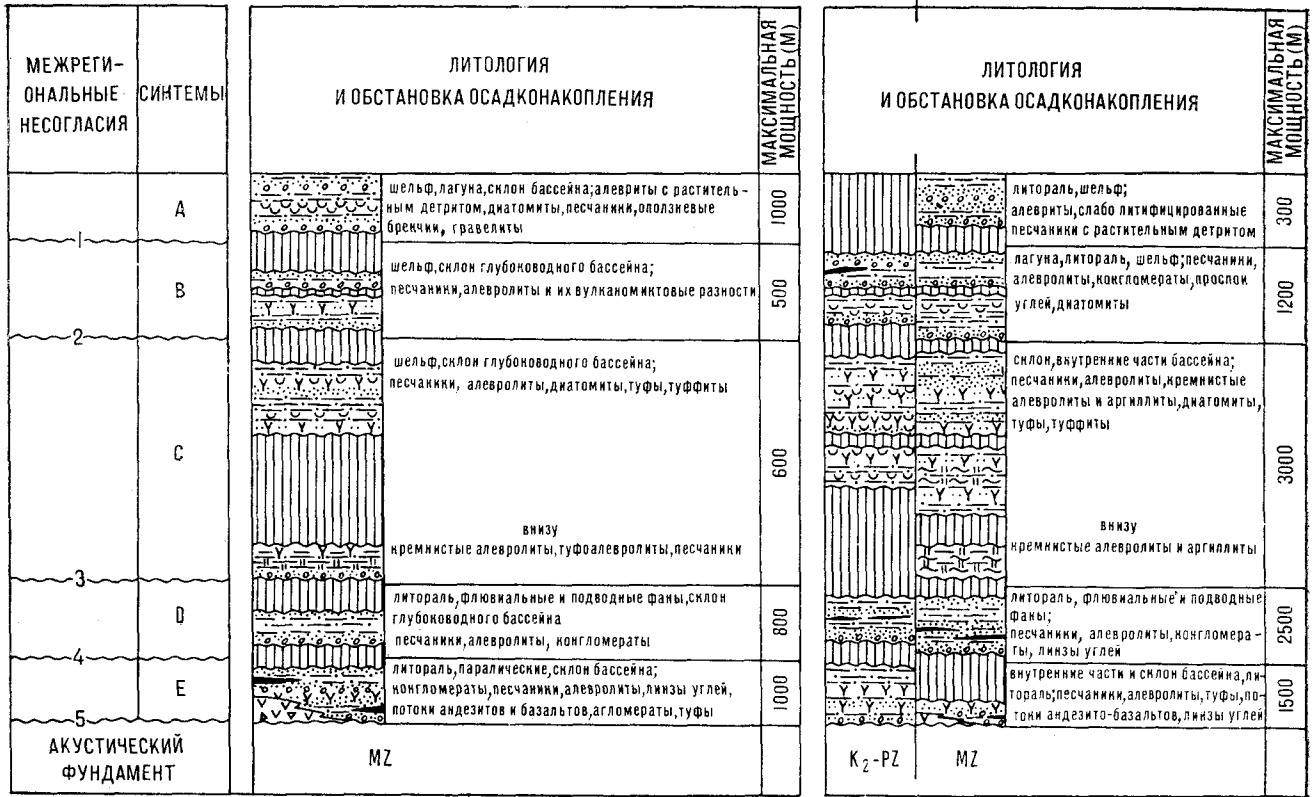
стратиграфическими подразделениями Сахалина и Хоккайдо и 2 — привязки региональных несогласий к шкале глобальных относительных колебаний уровня океана [15]. Локальные неоднородности структурного развития приводят к существенным возмущениям на региональных шкалах относительных колебаний уровня океана. Однако глобальные колебания уровня океана уникальны тем, что помогают связаться с единой системой отсчета времени несмотря на подобного рода перестройки;

4) реконструкция седиментационных систем каждого синтема на основе сейсмофациального анализа. Главное внимание при выполнении этой операции обращалось на взаимоотношения соседних сейсмофациальных единиц (в рамках синтемов) для установления латеральных парагенезов геологических фаций.

Несогласия. В осадочном чехле подводной окраины Юго-Восточного Сахалина выделены пять региональных несогласий (рис. 5), которые являются частями более широко распространенных несогласий, зафиксированных в осадочном чехле других районов сахалинского шельфа, Татарского пролива, Охотского и Японского морей [5, 12, 18]. Корреляция на межрегиональном уровне позволяет считать эвстазию первопричиной этих несогласий.

Несогласие 1 (сверху вниз) — слабое угловое несогласие, представленное на сейсмической записи одно-двухфазным отражением переменной амплитуды. Наиболее отчетливо проявляется в бортовых частях прогибов, где вдоль эрозионной поверхности несогласия 1 перекрывающая толща трансгрессивно налегает на подстилающую толщу (см. рис. 2). Во внутренних частях сахалино-хоккайдского шельфа структурообразующие движения на границе плиоцена и плейстоцена усилили проявление несогласия 1, однако существенной перестройки седиментационной системы не произошло, поскольку движения носили унаследованный характер. На островном склоне несогласие 1 маркирует усиление роли гравитационного фактора в осадконакоплении и развитие каньонов Левенорна и Абасири [4].

Несогласие 2 фиксируется во всех прогибах в области шельфа, исключая Владимировский прогиб, отражением, амплитуда которого изменяется от высокой до средней в направлении от бортов к депоцентрам прогибов по мере сокращения временного диапазона несогласия. Соотношение с вышележащими слоями: от параллельного в центральных частях прогибов до подошвенного налегания на их бортах (см. рис. 2, 3). Слоистость в подстилающей толще соотносится с поверхностью несогласия 2 по типу слабо выраженного кровельного прилегания. На островном склоне рассматриваемое несогласие прослеживается непрерывно, исклю-



чая зоны постседиментационных деформаций, и по отношению к подстилающим слоям имеет признаки эрозионного среза. Несогласие 2 является рубежом перестройки седиментационной системы палеошельфа Юго-Восточного Сахалина, обусловленной позднемiocеновой фазой тектогенеза. Вместе с воздыманием района современных Восточно-Сахалинских гор и инверсией курасийского бассейна [3] в это время произошло смещение зоны максимального осадконакопления в восточном направлении.

Несогласие 3 маркирует начало крупного этапа морского трансгрессивного осадконакопления, прерывавшегося кратковременными периодами эрсии или непакопления, следы которых остались в виде несогласий 2 и 1. На временных разрезах несогласие 3 отображается непрерывным двухфазным отражением переменной энергии с участками инверсии полярности. Местами, где поверхность указанного несогласия не формирует отражения, она распознается по дисконформному расположению окончаний отражений сверху и снизу от нее. Слоистость перекрывающей толщи контактирует с поверхностью несогласия 3 по типу подошвенного налегания и подошвенного прилегания вниз по падению (см. рис. 2). В децентрализованных зонах прогибов отмечается близкое конформному расположение поверхно-

сти несогласия 3 и подстилающей слоистости. Рассматриваемое несогласие является частью поверхности несогласия, трансхотоморское и трансэпноморское распространение которой уже отмечалось, и объяснялось или эвстазией [18], или региональной фазой тектогенеза [3]. Последняя, однако, лишь усилила проявление несогласия 3 на палеошельфе Сахалина, придав ему диахронный характер за счет увеличения перерыва в осадконакоплении.

Несогласие 4 трассируется с перерывами двух-трехфазным отражением высоко- или среднеамплитудным. Слоистость перекрывающей толщи соотносится с поверхностью несогласия 4 по схеме подошвенного прилегания вниз по падению, а по отношению к нижележащим слоям несогласие является эрозионным срезом.

Несогласие 5 разделяет осадочный чехол и акустический фундамент. В области шельфа указанное несогласие отображено на сейсмозаписи высоко-среднеамплитудным двух-трехфазным отражением, прерываемым только в осевой части Стародубского прогиба. В области островного склона несогласие 5 фиксируется средне-низкоамплитудными низкочастотными прерывистыми отражениями и часто сопровождается гиперболическими осями синфазности, связанными со ступенчатой морфологией аку-

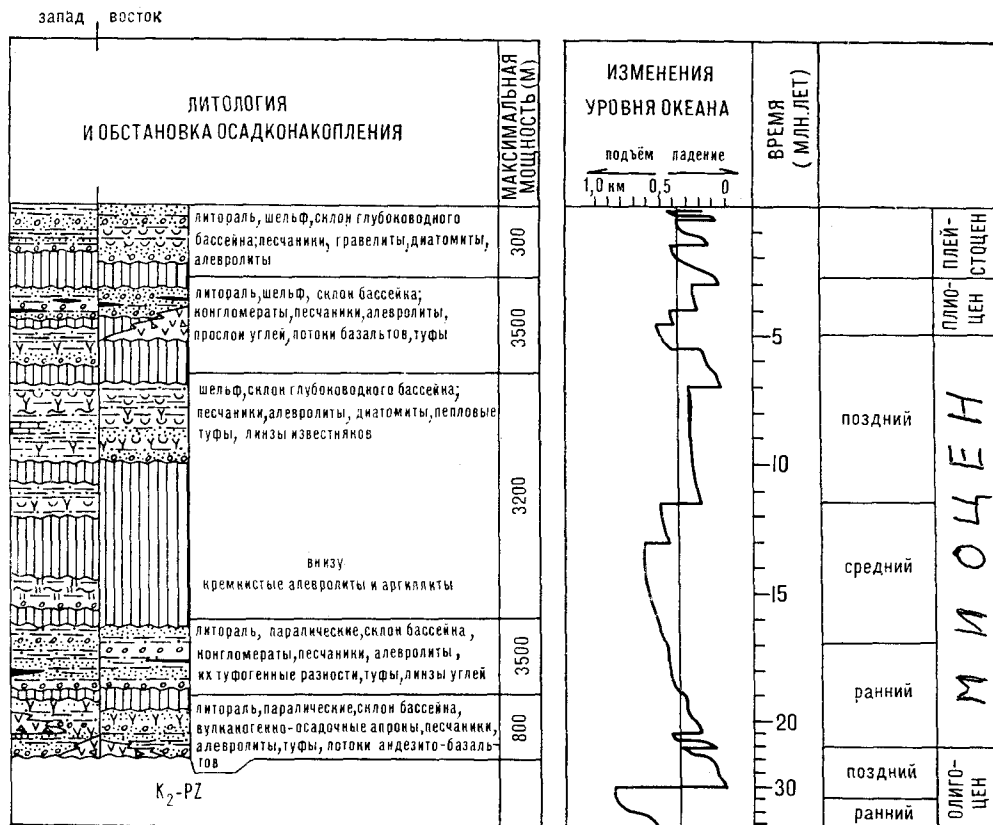


Рис. 5. Схема стратиграфии осадочного чехла шельфа Юго-Восточного Сахалина. Литология генерализована по данным драгирования и бурения. Шкала относительных колебаний уровня океана согласно [15].

стического фундамента. Развитие несогласия 5 связано, очевидно, с этапом фундаментальной структурной перестройки Охотоморской плиты, предшествовавшим началу формирования осадочного чехла. Временной диапазон перерыва охватывает, вероятно, большую часть палеогена. Последнее, однако, не означает, что в течение всего этого времени подводная окраина Юго-Восточного Сахалина была областью размыва. Скорее периоды низкоскоростного осадконакопления или ненакопления чередовались здесь с периодами эрозии, максимум которой приходится на середину олигоцена, когда эвстатическое падение уровня океана достигло порядка 800 м [15].

Системы. Пятью региональными несогласиями осадочный чехол подводной окраины Юго-Восточного Сахалина расчленен на пять систем (сверху вниз): А, В, С, D и Е. Результаты хроностратиграфической корреляции систем и несогласий представлены на рис. 5.

Система А представляет плейстоценовый цикл трансгрессивного осадконакопления. В пределах подводной окраины Юго-Восточного Сахалина мощность системы А не превышает нескольких сотен метров, а на шельфе Северо-Восточного Хоккайдо достигает около 1 км.

Система В позднемиоценового — плиоценового возраста состоит из одного-двух трансгрессив-

рядка 2,7 км, а на остальной части шельфа не достигает 1 км. На островном склоне за это же время накопилась осадочная призма мощностью более 1 км.

Система С средне-позднемиоценового возраста формировался в условиях эвстатического подъема уровня океана. В Восточно-Анивском и Стародубском прогибах подъем уровня океана не привел к сокращению поставок обломочного материала, поскольку сопровождался крупноамплитудным подъемом Сусунайско-Анивского и Тоино-Анивского коровых блоков. Это одновременно способствовало сохранению обстановки полуизолированных бассейнов в обоих прогибах. На акватории залива Терпения систем С развит главным образом в его западной части, где располагалась восточная периферийная часть курасийского бассейна. Здесь, как и на островном склоне Юго-Восточного Сахалина, мощность системы С не превышает 1,5—1,7 км. Несмотря на отсутствие системы С, на большей части акватории залива Терпения эрозионные процессы, по-видимому, не были интенсивными, поскольку сохраняется конформность разделенных перерывом систем D и В. Такие условия могли существовать на шельфовой равнине при сбалансированном поступлении и сносе осадочного материала.

по-регрессивных циклов с более развитыми трансгрессивными подциклами. Формированию синтема В на подводной окраине Юго-Восточного Сахалина отвечает период максимального распространения морского терригенного осадконакопления на кайнозойском этапе истории. Максимальная мощность синтема В около 3,5 км установлена в Стародубском прогибе, в Восточно-Анивском прогибе она составляет по-

Синтем D ранне-среднемиоценового возраста соответствует периоду активизации дифференцированных блоковых подвижек, инверсии рельефа и широкомасштабного осадконакопления в системе интрадуговых бассейнов, заложенных фазой тектогенеза в конце палеогена — начале миоцена. Высокий темп поступления терригенного материала, несмотря на подъем уровня океана, поддерживался в течение формирования синтема D благодаря общему орогеническому подъему Хоккайдо-Сахалинской палеодуги. Обращает внимание конформное соотношение синтемов D и B в центральной части залива Терпения, хотя диапазон разделяющего их перерыва здесь максимален (из разреза выпадает синтем C). В то же время в западной части залива при наименьшем диапазоне перерыва синтем C с резким структурным несогласием и эрозионным срезом перекрывает синтем D, здесь же отмечается складчатая деформированность синтема D.

Синтем E позднеолигоценового (?) — раннемиоценового возраста расположен в основании осадочного чехла и представляет собой начальный этап кайнозойского осадконакопления в пределах подводной окраины Юго-Восточного Сахалина. Предшествовавший период эрозии охватил большую часть палеогена, между тем этому времени соответствовало стояние уровня океана на 200—500 м выше современного [15]. С учетом последнего поверхность акустического фундамента перед началом базальной седиментации синтема E располагалась гипсометрически выше современного положения, как минимум, на 2,5 км. Таким образом, на месте подводной окраины Юго-Восточного Сахалина в предпозднеолигоценовое время существовал крупный ороген, с западной стороны которого терригенный материал выносился в Исикари-Западно-Сахалинский трог. Начало формирования синтема E сопровождалось фрагментацией земной коры орогенной системы Охотоморской плиты [2] и раскрытием Южно-Охотской котловины — событием, во многом определившим дальнейший ход седиментационной истории подводной окраины Юго-Восточного Сахалина. Базальный характер синтема E запечатлен в прерывистом распространении по площади при мощности, не превышающей ~1 км, исключая северную часть залива Анива, где мощность синтема E достигает 1,5 км за счет верхней части, сложенной однородными морскими осадками негвельской (?) свиты.

Позднеолигоценовый (?) — раннемиоценовый этап для подводной окраины Юго-Восточного Сахалина был временем заложения ряда субширотных трогов, в которых накапливались разнообразные мелководные и субконтинентальные (включая и угленосные, по данным драгирования) отложения синтема E. Осадконакопление этого типа было резко диахронным, поскольку начиналось в различных местах по мере развития морской трансгрессии вследствие эвстатического подъема уровня океана и дифференцированного погружения блоков фундамента. Фаза синседиментационного вулканизма была, по-видимому, самой мощной в кайнозойской истории рассматриваемого региона. Следы крупных вулканических построек, частично эродированных и перекрытых миоцен-плейстоценовыми толщами, прослеживаются в заливе Терпения и вдоль северной и западной периферии Южно-Охотской котловины. Расшифровка седиментационной истории последней в рамках синтема E неоднозначна. Если исходить из сравнения с центральной и северной частями котловины, где сейсмические данные более представительны, то синтем E не имеет характерной для заполнения глубоководных бассейнов фациальной дифференцированности на зоны склона и внутренних частей бассейна. С другой стороны, для объяснения равномерного распределения осадочного материала по всей площади глубоководного бассейна необходимо привлекать механизм турбидитных потоков, который привел бы к стратифицированности синтема E, чего не наблюдается. Поэтому не исключено, что начало кайнозойского осадконакопления в Южно-Охотской котловине следует связывать с обстановкой полуизолированного мелководного бассейна лагунного типа.

Нижне-среднемиоценовый этап осадконакопления объединяет паралические, литоральные и неритовые фации, постепенно переходящие в склоновые фации батинальной области (рис. 6). Распределение фаций определялось орогеническим поднятием Юго-Восточного Сахалина и совпало с эвстатическим подъемом уровня океана. В интрадуговых полуизолированных трогах основная масса поступавшего терригенного материала концентрировалась в фанам* (см. рис. 2, д). Формирование проксимальных частей фанов происходило в обстановке переходной от флювиальной к шельфовой, тогда как их центральные части могли накопиться только ниже нормального базиса волновой эрозии, поскольку это условие обес-

* Фан — конус выноса [10].

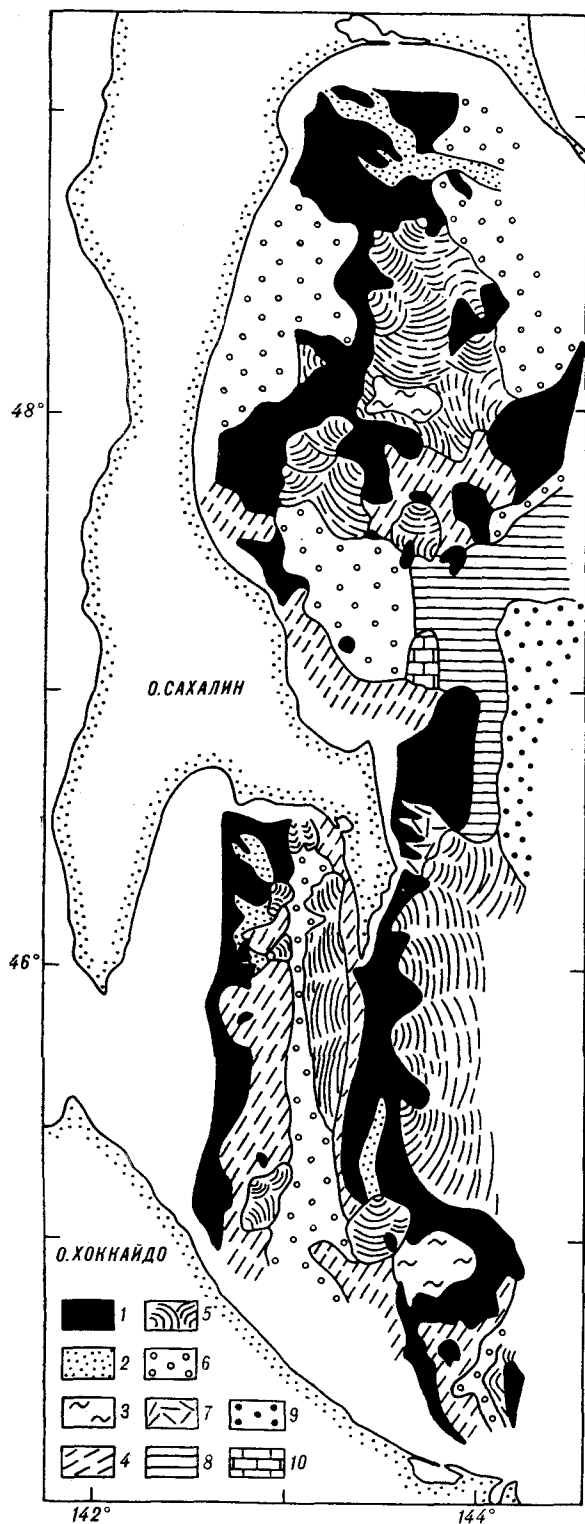


Рис. 6. Седиментационная модель присахалинского обрамления Южно-Охотской котловины на рубеже нижнего и среднего миоцена (систем D), по данным сейсмофациального анализа.

1 — области ненакопления и размыва; фации: 2 — русловая, 3 — лагунная, 4 — прибрежной равнины с делювиально-аллювиальными шлейфами, 5 — подводных конусов выноса, 6 — мелководно-морские, 7 — подводных каньонов, 8 — склона глубоководного бассейна, 9 — подножия склона глубоководного бассейна, включая глубоководные конусы выноса; 10 — песчано-карбонатная банка бровки шельфа.

печивало их высокоскоростную вертикальную аккрецию. Внутренняя структура фанов характеризуется хаотичными отражениями с резкой дисперсией амплитуд, сменной частотой и инверсией полярности фаз, указывающими на интенсивную литологическую неоднородность. Дистальные части фанов успевали частично перерабатываться, приобретая при этом субгоризонтальную слоистость. Второй ярус фанов, связанный с усилением турбидитной деятельности, приурочен к палеосклону Юго-Восточного Сахалина. Более поздняя эрозия снивелировала положительный палеорельеф, существовавший на месте внешнего шельфа. Однако сохранились межгорные депрессии, по которым транспортировалась основная масса кластического материала на палеосклоне. По развитой сети каналов [4] терригенный материал выносился турбидитными потоками к подножию склона, где формировался третий ярус фанов (см. рис. 2, е).

Средне-позднемиоценовый этап осадконакопления представлен моделью из нескольких характерных сейсмофаций. Наибольшее значение в это время имело унаследованное с раннего миоцена морское осадконакопление в полузамкнутых трогах — Стародубском, Монбэцу-Восточно-Анивском и Китами-Ямато. В последних двух терригенный материал аккумуляровался в мощных фанах, выполняя подножие склонов (см. рис. 2, в, 3, а) и не успевая перераспределиться в течениями в фациях внутренних частей бассейна. Напротив, поток терригенного материала, поступавшего с суши, разносился по Стародубскому трогу и проникал в смежный район Южно-Охотской котловины. Палеотектонический положительный рельеф и субэаральные условия на внешнем шельфе между широтой мыса Анива и банкой Китами-Ямато способствовали накоплению на островном склоне осадочной призмы, состоящей из нескольких крупных фанов (см. рис. 2, г, е). Фации склона глубоководного бассейна на широте Тонино-Анивского полуострова характеризуются протяженными, низко- и среднеамплитудными, переменными по частоте отражениями, которые падают в сторону Южно-Охотской котловины под углом 5° и более и выклиниваются в подошве синтёма С.

Позднемиоценовый — плейстоценовый этап. Седиментационные модели синтетомов А и В представлены однотипными рядами сейсмофаций, указывающими на существование в пределах подводной окраины Юго-Восточного Сахалина режима открытого морского бассейна, начиная с конца позднего миоцена и до плейстоцена. Наиболее распространена сейсмофация, состоящая из протяженных, хорошо выдержанных по амплитуде и частоте отражений, субгоризонтально ориентированных (см.

рис. 2, 3). Такое строение толщи вместе с ее литологическим составом (см. рис. 5) является индикатором шельфовых условий осадконакопления. Об условиях аваншельфа и склона свидетельствует сейсмofация, обрамляющая Южно-Охотскую котловину в присахалинской части и представленная чередованием протяженных отражений, переменных по амплитуде и частоте, среди которых отмечаются горизонты куполовидных и косослоистых отражений. Широкомасштабные гравитационные процессы на склоне Южно-Охотской котловины обусловили косослоисто-хаотичную запись с признаками погребенных каналов [4]. В то же время зафиксированы отдельные участки проградации склона, сложенные косослоисто-сигмоидными фациями [8]. Вулканогенно-осадочные клиноформы в составе синтема В выделяются в районе подводного продолжения п-ова Терпения и в южной части залива Терпения (см. рис. 2, б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основании сейсмостратиграфического анализа осадочный чехол подводной окраины Юго-Восточного Сахалина расчленен на пять синтемов, представляющих основные этапы осадконакопления. Корреляция региональных несогласий со шкалой глобальных относительных колебаний уровня океана и с глубоководными перерывами, данные диатомовой стратиграфии и бурения, а также сопоставление с хорошо изученными береговыми разрезами позволили датировать синтемы соответственно плейстоценом, поздним миоценом — плиоценом, средним — поздним миоценом, ранним — средним миоценом и поздним олигоценом (?) — ранним миоценом.

2. Заложение Южно-Охотской котловины не позднее позднего олигоцена (?) — раннего миоцена явилось основным событием, предопределившим преемственность в развитии седиментационных систем подводной окраины Юго-Восточного Сахалина. Позднеолигоценовое (?) — раннемиоценовое осадконакопление контролировалось системой интрадуговых трогов с мелководно-морскими и паралическими условиями и интенсивным вулканизмом. В конце раннемиоценового — начале среднемиоценового времени седиментация в пределах подводной окраины Юго-Восточного Сахалина характеризовалась чрезвычайной дифференцированностью условий (см. рис. 6). Увеличение темпа тектонического подъема палеодуги в это время привело к резкому усилению турбидитной активности и высокоскоростной аккумуляции мощного фанового комплекса, состоящего из трех ярусов — в интрадуговых трогах, на

склоне и на подножии склона палеодуги. Во второй половине среднего миоцена наступила полная компенсация разрозненных палеошельфовых бассейнов на фоне их общего углубления в результате эвстатического подъема уровня океана. Начиная с позднего миоцена, в области шельфа Юго-Восточного Сахалина установился режим открытого мелководного морского бассейна, прерывавшийся кратковременными периодами эрозии или накопления. Одновременно снизились темпы аккреции склоновых шлейфов в связи с уменьшением объема терригенной составляющей, однако продуктивность седиментационной системы склона, как и шельфа, частично была восполнена биогенной и вулканогенной составляющими.

3. Трансгрессивный или регрессивный характер осадконакопления находился в интегральной зависимости от двух главных факторов — орогенической активности Хоккайдо-Сахалинской палеостровной дуги и эвстазии, но не сводился к простой связи: относительный подъем (падение) уровня океана — трансгрессивное (регрессивное) осадконакопление. Например, пик орогенической активности в конце раннего — начале среднего миоцена, вызвавший «лавиное» фановое осадконакопление, сопровождался регрессивным распределением фаций на шельфе палеодуги, хотя совпал по времени с относительным подъемом уровня океана. И только благодаря последнему была возможна вертикальная аккреция осадочного чехла. В позднем миоцене — плиоцене снижение темпа поступления кластического материала на фоне относительного подъема уровня океана привело в целом к «нормальному» трансгрессивному типу осадконакопления на подводной окраине Юго-Восточного Сахалина. Одновременно в интрадуговых бассейнах формировалась маруямская свита, имеющая регрессивный характер.

4. В области островного склона Юго-Восточного Сахалина идет переработка осадочного чехла и фундамента посредством механизма блоковых движений. Начиная, по меньшей мере, с позднего олигоцена (?) — раннего миоцена, активная тектоническая составляющая формирует взбросонадвиговую структуру Юго-Восточного Сахалина, тогда как возникающий при этом гравитационный потенциал реализуется через крупномасштабное оползание блоков и литодинамические высокоэнергетичные процессы на островном склоне. В связи с этим важно отметить, что, несмотря на высокую продуктивность, кайнозойская седиментационная система подводной окраины Юго-Восточного Сахалина в отличие от таковой Северо-Восточного Сахалина в целом не является проградационной. В ее эволюции главным процессом является поглощение краевой присахалин-

ской части глубоководного Южно-Охотского бассейна за счет процессов переотложения осадков. Конструктивную роль при этом играл вулканизм, который, с одной стороны, наращивал дамбы, препятствовавшие дисперсии

осадочного материала, а с другой — участвовал в компенсации седиментационных ловушек.

Авторы благодарны Г. С. Гнибиденко за критическое ознакомление с рукописью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И., Туезов И. К. и др. Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины.— Сов. геол., 1975, № 10.
2. Гнибиденко Г. С., Хведчук И. И. Основные черты тектоники Охотского моря.— В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
3. Журавлев А. В., Протас Я. Н. Распределение мощностей и особенности тектонического строения кайнозойского осадочного комплекса Охотоморского региона.— В кн.: Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
4. Куделькин В. В. Подводный каньон Левенорна и его палеоаналоги на охотоморском склоне Тонино-Анивского полуострова.— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.
5. Куделькин В. В. Сейсмостратиграфия осадочного чехла акватории вблизи Южного Сахалина.— Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм (тезисы докладов). 1-я Тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
6. Куделькин В. В., Подзорова Д. И. и др. Неогеновые отложения банки Китами-Ямато и пролива Лаперуза.— Геол. и геофиз., 1980, № 3.
7. Сергеев К. Ф., Аргентов В. В., Биккенина С. К. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации.— Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
8. Снеговской С. С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана.— Новосибирск: Наука, 1974.
9. Снеговской С. С. О структуре и происхождении Курильской котловины Охотского моря.— В кн.: Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
10. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 1.— М.: Мир, 1977.
11. Туезов И. К., Снеговской С. С., Гусев С. А. Региональные сейсмические исследования НСП-ЦЛ на шельфе Юго-Восточного Сахалина.— В кн.: Геологическая интерпретация сейсмических наблюдений в дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1978.
12. Чои Д. Р., Накаяма Т. и др. Геологическое строение дна северо-восточной части Японского моря.— Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
13. Chang K. H. Unconformity — bounded stratigraphic units.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86.
14. Geological map of the Japan and Okhotsk seas around Hokkaido. 1:1 000 000.— Geological Survey of Japan, 1979.
15. Vail P. R., Mitchum R. M. et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level.— In: Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26, 1977.
16. Yamamoto H. The geologic structure and sedimentary basin off northern part of the Hokkaido island.— J. Japan. Assoc. Petrol. Technol., 1979, v. 44.
17. Yamamoto H. Geological framework and sedimentary process in southwestern margin of the Okhotsk Sea.— J. Geol. Soc. Japan., 1983, v. 89.
18. Yoshihisa O. Перерывы осадконакопления в районе трога Южного моря.— Кайё кагаку, 1981, № 3.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР

Новоалександровск

Трест Дальморнефтегазгеофизразведка, ПГО

Сахалингеология

Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
19 марта 1985 г.

ДИСКУССИЯ

Статья представляет собой весьма ценное обобщение сейсмических материалов, полученных в последние годы в юго-восточной акватории Сахалина. Авторы стоят у истоков развития сейсмостратиграфического метода на Дальнем Востоке, являются пионерами в этом виде исследований, что накладывает на них определенную ответственность, поэтому хотелось бы видеть в их работах большую методологическую строгость, поскольку они касаются новой, еще недостаточно определенной науки.

Авторам прежде всего следовало дать общую иерархическую систему тел, границ или сослаться на какую-либо из существующих, тогда был бы ясен ранг локального, регионального, межрегионального несогласия. В статье сделана попытка установить соподчиненность сейсмостратиграфических тел, но ее нельзя признать

удачной в том смысле, что авторы на этапе становления новой науки вносят уже терминологический хаос. Посмотрим, что произошло с термином и понятием «синтем». К. Чанг (1975 г.) предложил называть так на суше ограниченное несогласиями тело (включая интрузии), которое по своей мощности и стратиграфическому диапазону сравнимо с одной или более глобальными системами. Границы его более или менее разновозрастны. У авторов же статьи объем синтема не выходит за пределы подотдела, границы его, по утверждению авторов, синхронны.

Полностью пропущена процедура идентификации сейсмической записи с теми или иными сейсмостратиграфическими подразделениями и с обстановками седиментации соответственно. Поэтому эта часть раздела «Сейсмостратиграфия осадочного чехла» выглядит де-

кларативно. Более удачно представлены несогласия, для них дана довольно детальная сейсмическая характеристика, однако не приведены признаки, по которым разбраковывались несогласия. Почему выделено только пять региональных несогласий? Судя по рис. 5, четко выделяется семь несогласий. Совсем не описаны несогласия внутри синтемов В и С (рис. 5), которые соответствуют предпозднеплиоценовому и предпозднемиоценовому времени и относятся П. Вейлом к разряду глобальных. Такие вопросы следует обсуждать сразу по мере их появления. Возможны два варианта: Или шкала П. Вейла не годится для рассматриваемого региона, что вполне допустимо. Известно, что шкала разрабатывалась преимущественно на материалах по Северной Америке, но даже в этом регионе (например, в Нью-Джерси) при детальном разбурировании (по данным J. Thorn и A. B. Watts, 1984) из девяти предсказанных Вейлом несогласий не подтвердились и половины. Или региональные несогласия, обусловленные

местными тектоническими движениями, выглядят, как обычно, ярко и впечатляюще, но далеко не прослеживаются, а несогласия, вызванные эвстатическими колебаниями, выражены слабее, но прослеживаются шире.

Мало внимания авторы уделяют и расшнфровке разломов в чехле. То, что они рассекают даже четвертичный чехол, хорошо видно на сейсмических разрезах японских геологов по прилегающим частям шельфа.

Прослеживается некоторая увлеченность авторов интерпретационной процедурой без достаточного структурного анализа.

При общей высокой оценке работы акцент на имеющих принципиально важных недочетах представляется необходимым для ускорения дальнейшего прогресса этого важного, интересного и перспективного направления.

А. Г. Родников

СООТНОШЕНИЕ АСТЕНОСФЕРЫ И СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКРАИН ТИХОГО ОКЕАНА

Рассмотрены геологические вопросы соотношения глубинной и поверхностной структуры островных дуг, окраинных морей и складчатых сооружений активных окраин Тихого океана. Здесь наиболее полно выражена астеносфера, отождествляемая с областью частичного плавления, генерирующей магму. К тектонически активным регионам приурочена более мощная, наиболее полно выраженная астеносфера. В пределах междугубых бассейнов островных дуг, характеризующихся излияниями современных толеитовых базальтов, аномальная мантия подступает непосредственно к коре. В глубоководных котловинах астеносфера находится на глубине от 30 (котловина Паресе-Вела) до 60—100 км. Соответственно возраст толеитов меняется от миоцена до палеогена и даже позднего мела. Различия в эндогенных режимах проявляются и в распределении теплового потока, который повышен в тектонически активных регионах, таких как островные дуги, окраинные моря, молодые горно-складчатые сооружения, и понижен в прилегающих к ним глубоководных котловинах Тихого океана и на территории щитов континентов.

В работе рассмотрены геологические вопросы соотношения глубинной и поверхностной структуры активных окраин Тихого океана, где наиболее полно выражена астеносфера. Прослежена корреляция между активностью эндогенного режима и выраженностью астеносферы, установленная В. В. Белоусовым в пределах континентов [1]. Активность астеносферы в кайнозойский этап тектогенеза обусловила проявление таких процессов в переходной зоне, как расколы литосферы, рифтообразование, излияние базальтов, формирование молодых складчатых сооружений, окраинных морей и островных дуг.

Регион Охотского моря. Основной объем аномально разогретой мантии сосредоточен под глубоководной котловиной Охотского моря. Распределение температур с глубиной показывает, что верхняя кромка области частичного плавления находится на глубине примерно 25 км, в то время как в прилегающей к Курильской островной дуге абиссальной котловине Тихого океана мощность литосферы достигает 70 км. На поверхности подъему аномальной мантии соответствует Курильская котловина Охотского моря, выполненная осадочными отложениями мощностью 3,5—4 км. Прове-

денные процессы в верхней мантии, в частности в астеносфере, определяются эндогенные явления в переходной зоне. Образование астеносферы в переходной зоне обуславливает понижение плотности вещества, что приводит, в свою очередь, к увеличению объема. Возникновение избыточного объема приводит к поднятию и растяжению литосферы. Образуются глубоководные котловины окраинных морей и островные дуги. Вдоль разрывных нарушений происходит излияние толеитов. Процессы, протекающие в зонах поднятия астеносферы, сопровождаются интенсивной минерализацией. Тектонические процессы в тыловых и междугубых бассейнах подобны процессам, протекающим в срединно-океанических хребтах, где обнаружена гидротермальная деятельность с отложением сульфидов цинка, меди и железа, например, в пределах хр. Хуанде-Фука, в осевой области Восточно-Тихоокеанского хребта вблизи 13 и 21° с. ш. Следовательно, древние палеорифтовые структуры переходных зон могут быть также перспективны на полезные ископаемые.

денные геолого-геофизические исследования не выявили в пределах глубоководной котловины рифтовых структур [16], широко развитых в других окраинных морях. Однако распределение теплового потока, по мнению [9, 10], подобно его распределению в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Вполне возможно, что заложение Курильской котловины в меловое время [16] было обусловлено рифтогенезом, структуры которого впоследствии были перекрыты мощными осадками.

Геолого-геофизический разрез Сихотэ-Алинь — Японское море — о. Хонсю — Японский желоб. Геологические, сейсмические, гравиметрические, магнитотеллурические и геотермические данные [6] свидетельствуют о распространении в верхней мантии Японского моря мощного астеносферного слоя (линзы) по геотермическим данным на глубине примерно 40 км. В северо-западной котловине Тихого океана, где мощность литосферы составляет 100 км, мантия уплотнена. В связи с этим астеносферные слои здесь отсутствуют, а прослеживается слой с пониженными значениями сейсмических скоростей (8,4 км/с), однако значительно более высокими, чем в переходной зоне (7,7 км/с) на том же уровне. Глубина

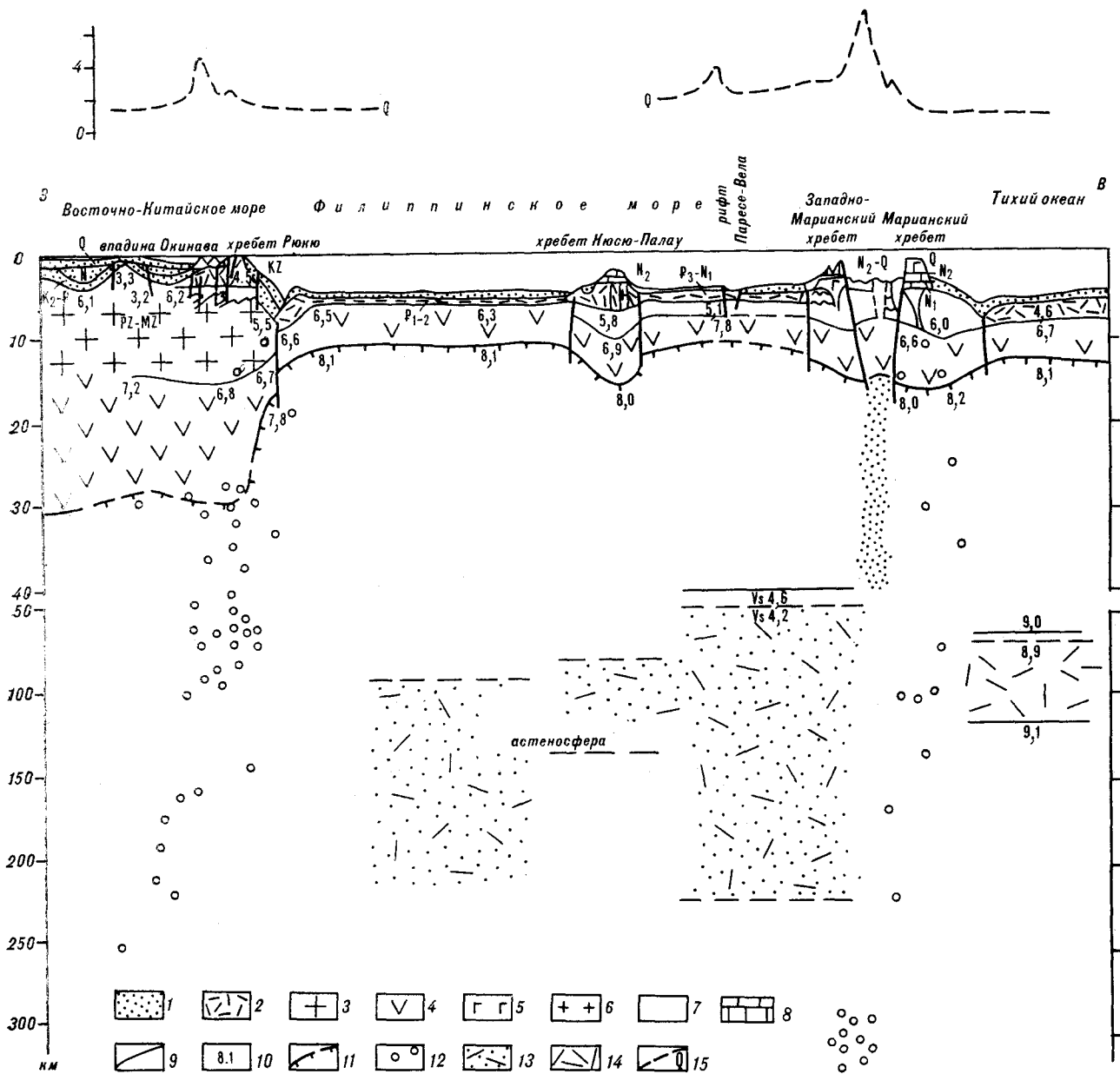


Рис. 1. Геофизический разрез через регион Филиппинского моря [4].

1 — осадочный, 2 — вулканогенный слой; 3 — верхняя, 4 — нижняя части земной коры; 5 — базальты; 6 — граниты; 7 — породы неустановленного состава; 8 — карбонатные осадки; 9 — разломы; 10 — сейсмические скорости; 11 — поверхность Мохо; 12 — очаги землетрясений; 13 — астеносфера; 14 — слой пониженных скоростей; 15 — тепловой поток.

залегания изотермы 1200° , отождествляемой с верхней границей уровня частичного плавления, под Сихотэ-Алинем определена в 100 км, а значение давления превышает 30 кбар. Под Японским морем и западной частью о. Хонсю (регион зеленых туфов) эта изотерма резко поднимается до 40 км, где давление составляет 11–17 кбар. В пределах Тихого океана она снова погружается до глубины 100–120 км, где давление соответственно возрастает до 30 кбар. Таким образом, зона частичного плавления наиболее полно выражена под Японским

морем, где высоким температурам соответствуют низкие давления. Это коррелируется с магматическими проявлениями. Для последних 25 млн. лет магматическая активность отмечается лишь в пределах области наивысшего подъема изотермы 1200° , т. е. в Японском море и в западной части о. Хонсю. В прилегающей части котловины Тихого океана излияния толеитовых базальтов происходили в основном в юрско-меловое время (до 100 млн. лет назад).

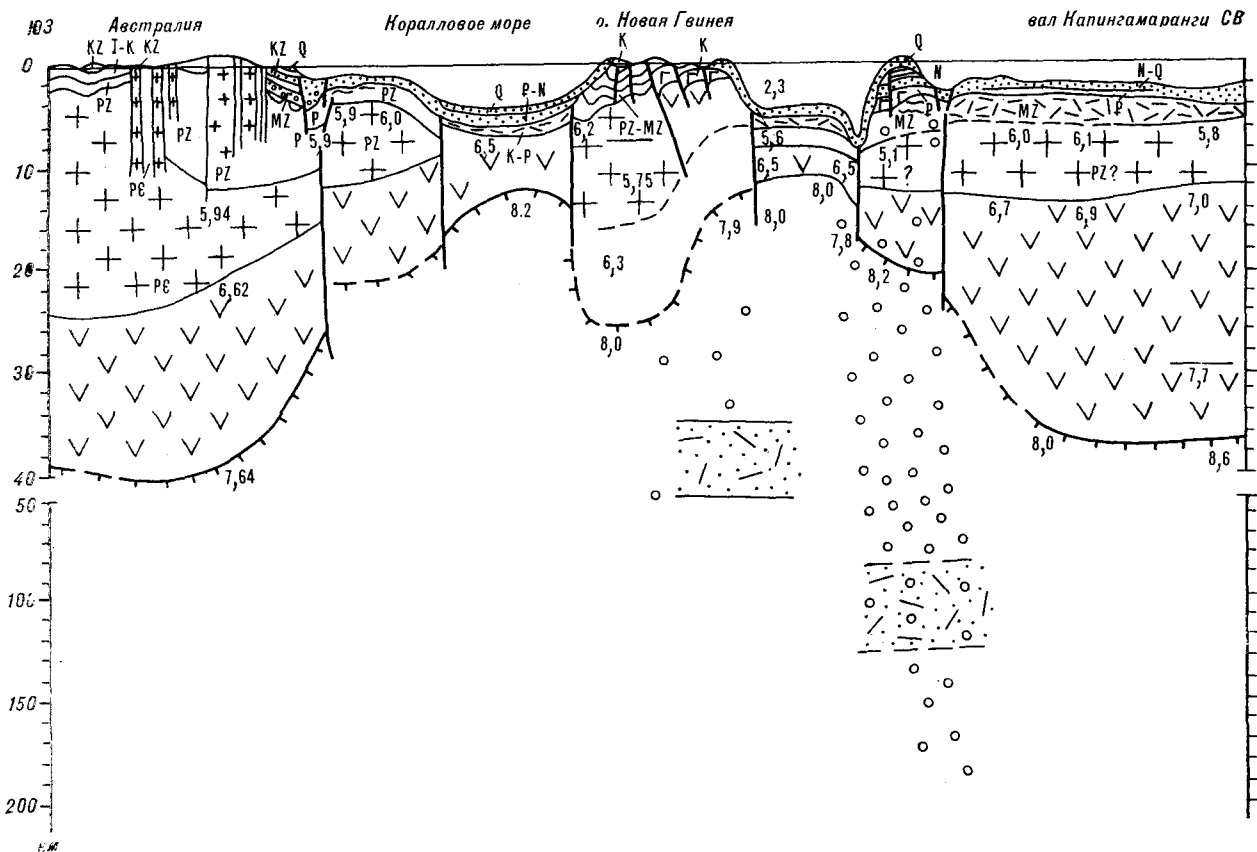


Рис. 2. Геофизический разрез через Австралию, Коралловое море, вал Капингамаранги [4]. Усл. обозн. см. к рис. 1.

Геофизический разрез через регион Филиппинского моря. На рис. 1 показан разрез через Восточно-Китайское море, о. Рюкю, Филиппинское море, Марианский желоб, Тихий океан. Авторы [13] на основе изучения дисперсии сейсмических волн выделили в Филиппинском море очень тонкую литосферу, а также астеносферу с границей раздела между ними на глубине примерно 30 км. Иными словами, литосфера здесь значительно тоньше, чем обычная океаническая литосфера в абиссальных котловинах, достигающая по мощности 70 км. Было сделано предположение, что понижение скоростей объясняется частичным плавлением вещества мантии. Последующие исследования [29] подтвердили эти результаты. Полученные скоростные модели характеризуют отдельные тектонические регионы Филиппинского моря, такие как хребет Кюсю-Палау, глубоководные котловины, Марианская островная дуга. Различие котловин Филиппинской и Паресе-Вела по этим данным не было установлено. Однако электромагнитные исследования верхней мантии в Филиппинской котловине дали возможность уточнить строение этой части Филиппинского моря [20]. Учитывая взаимоотношение проводящих горизонтов мантии с зонами частичного расплава в

астеносфере, а также корреляцию толщины литосферных плит с их возрастом, мощность литосферы Филиппинской котловины была определена в 80—120 км. Для остальной части Филиппинского региона использованы модели сейсмических скоростей, полученные авторами [29]. Сейсмические скорости в мантии достигают минимальных значений, уменьшаясь на 14% по сравнению со скоростями в мантии абиссальных котловин Тихого океана. Такие скорости указывают на высокие температуры и частичное плавление, о чем свидетельствуют высокий тепловой поток и магматизм, широко распространенный в этом регионе. Фундамент в котловинах сложен базальтами, принадлежащими к толеитам океанического типа [12, 30]. Активность эндогенных процессов (тектонических и магматических) в Филиппинском регионе со временем смещается в восточном направлении. Периоды образования котловин Филиппинского моря (а следовательно, и сопутствующие явления магматизма) охватывают следующие интервалы времени: 60—37 млн. лет для Филиппинской котловины, 30—17 — для котловины Паресе-Вела и 6—0 млн. лет для Марианского трога [31]. Образование котловин связано с апвеллингом мантийного диавира в основание литосферы, вы-

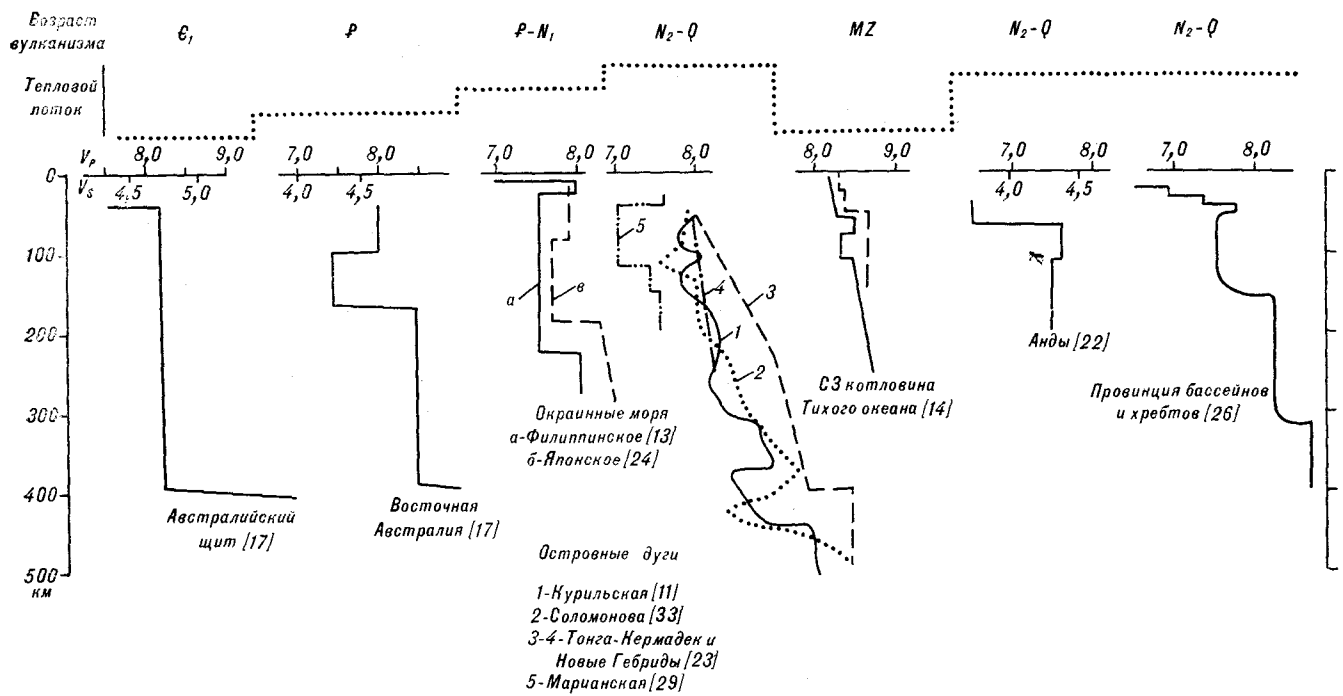


Рис. 3. Сопоставление времени проявления магматизма, величин теплового потока и выраженности астеносферного слоя.

зываются утонение и растяжение последней, сопровождаемое активным магматизмом. Наблюдаются три выступа астеносферы. В пределах Филиппинской котловины астеносфера находится на глубине примерно 80 км, под котловиной Паресе-Вела она расположена на глубине 30 км, а под Марианским трогом астеносфера подступает непосредственно к земной коре, обуславливая активный тектонический и магматический режимы. На поверхности подъему аномальной мантии соответствуют котловины и глубоководные прогибы, вдоль осевой линии которых прослеживаются рифтовые структуры. Это Центральный рифт в Филиппинской котловине (выделенный еще Хессом), рифт Паресе-Вела и осевой рифт в Марианском трого. По своему строению они подобны срединно-океаническим хребтам. Вдоль них прослеживаются потоки толеитовых базальтов, отражающих возраст формирования котловин.

Другие регионы. В других регионах также наблюдается соответствие динамических параметров глубинных и поверхностных структур. Это отчетливо выражено в юго-западной части переходной зоны (рис. 2) и в пределах восточных окраин Тихого океана. В Центральных Андах [22] верхняя мантия от поверхности Мохо до глубины примерно 300 км характеризуется пониженными значениями сейсмических скоростей. В соответствии с этим район характеризуется высоким тепловым потоком и активной магматической деятельностью. Следует отметить особенности развития региона:

а) становление в течение раннекайнозойской стадии в западной части Анд громадного пояса гранитоидных массивов; б) резкое воздымание андийского сооружения в плиоцене, когда за последние 10 млн. лет амплитуда поднятия достигла 3—4 км; в) формирование протяженных продольных грабенов, что, вероятно, указывает на начальную стадию рифтогенеза — процесса, который несколько раньше начался в западной части Тихого океана [3].

СООТНОШЕНИЕ ГЛУБИННОЙ И ПОВЕРХНОСТНОЙ СТРУКТУРЫ

Приведенные здесь, а также в [6, 22] глубинные разрезы свидетельствуют о соответствии крупных структурных элементов, устанавливаемых по геологическим данным, особенностям глубинной структуры, фиксируемым геофизическими методами.

К тектонически активным регионам приурочена более мощная, подступающая к коре астеносфера. Она характеризуется аномально разогретым веществом мантии с пониженной плотностью, высоким поглощением сейсмических волн, повышенной электропроводностью, связанной с частичным плавлением пород. Эти различия проявляются в распределении теплового потока, который повышен в тектонически активных регионах, таких как островные дуги, междугровые прогибы, глубоководные впадины окраинных морей, молодые горно-складчатые

сооружения, и понижен или имеет нормальное значение в прилегающих к ним глубоководных котловинах Тихого океана и на территории стабильных платформ континентов. Следовательно, процессами в верхней мантии, в частности, в астеносфере определяются эндогенные явления в переходной зоне. Там, где магматические процессы наиболее полно проявлены, астеносфера наиболее четко выражена.

На рис. 3 сведены данные по глубинному строению верхней мантии отдельных регионов переходных зон в сравнении со временем проявления вулканизма и тепловым потоком. Австралийскому щиту соответствуют низкие значения теплового потока, отсутствие астеносферы, вулканизм проявился еще в раннем кембрии. В глубоководных впадинах окраинных морей интенсивному проявлению магматизма в кайнозой соответствует отчетливо выраженная астеносфера, которая в междугловых бассейнах островных дуг подступает к коре, обуславливая современную тектоническую и магматическую активность.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР

Переходные зоны от Тихого океана к континентам характеризуются активным эндогенным режимом с докембрийского времени. На протяжении длительного времени они являлись областью повышенной проницаемости литосферы, проявления магматической, сейсмической и тектонической активности. На рис. 4 показана модель строения переходной зоны [5]. Д. Каригом [25] образование окраинных морей объясняется растяжением земной коры в результате действия мантийных диапиров,

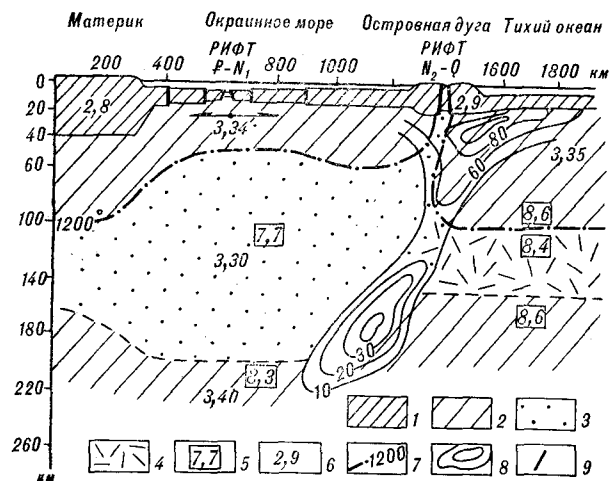


Рис. 4. Модель строения переходной зоны [5].

1 — земная кора; 2 — верхняя мантия; 3 — астеносфера в верхней мантии; 4 — слой пониженных скоростей в верхней мантии Тихого океана; 5 — сейсмические скорости; 6 — плотность; 7 — изотерма 1200°C; 8 — изолинии плотности гипсцентров землетрясений; 9 — разломы.

поднимающихся в тылу островных дуг благодаря разогреву мантийного вещества при трении литосферных плит в фокальных зонах. Мантийные (астеносферные) диапиры, по Белоусову [1], могут образовываться при дифференциации вещества Земли и перемещаться по глубинным каналам с пониженной вязкостью вещества, к которым могут быть отнесены переходные зоны. Подъем астеносферы к поверхности сопровождался повышением теплового потока, рифтообразованием и магматизмом. Состояние астеносферы определяется частичным плавлением, означающим также понижение плотности вещества. С разуплотнением вещества в астеносфере связано возникновение избыточного объема, что приводит к поднятию и затем растяжению выпележащей литосферы. Под действием растягивающих напряжений образуются разрывные нарушения, выраженные в земной коре системой глубинных разломов и рифтов. Возникновение разрывов сплошности приводит к уменьшению литостатического давления, что создает благоприятные условия для выплавки легкоплавкой фракции из вещества мантии и образования в верхней мантии магматических очагов. К коре поступает низкоплотное, разогретое вещество мантии, перерабатывающее земную кору с образованием глубоководных впадин окраинных морей и островных дуг. В пределах окраинных морей с тонкой корой происходит излияние толеитовых и оливиновых базальтов, наименее дифференцированных продуктов выплавки из мантии. В районах островных дуг с достаточно мощной земной корой тепловой поток, по-видимому, мог оказать существенное влияние на плавление низов коры с образованием высокоглиноземистых известково-щелочных пород от базальтов до риолитов с преобладанием андезитов. В процессе формирования структурных элементов переходной зоны можно выделить два этапа, связанные с развитием астеносферы в верхней мантии. В первый этап в связи с апвеллингом астеносферы к литосфере происходит подъем региона. В этот период может происходить образование горного складчатого сооружения типа Анд. Другой этап связан с образованием окраинных морей и островных дуг западной части Тихого океана и подразделяется на две стадии, обусловленные, по-видимому, миграцией разогретого вещества мантии в процессе развития астеносферы. В первую стадию (K₂-N₁) происходило коробление земной коры, образование глубоководных впадин окраинных морей, формирование окаймляющих их структур островных дуг. В следующую стадию, начавшуюся в плиоцене, произошло общее воздымание структур островных дуг (которое сопровождалось вулканизмом) и последующее

их «разваливание» с образованием междууговых бассейнов. Вдоль осевой линии междууговых бассейнов прослеживаются рифтовые структуры, сложенные плиоценовыми и четвертичными оливковыми базальтами, а под которой существует аномальная мантия, характеризующаяся разуплотнением вещества.

Указанный процесс, вероятно, является циклическим, поскольку при образовании разрыва литосферы и каналов для выхода магмы на поверхность напряжения снимаются, а астеносфера в верхней мантии возвращается в ненапряженное состояние. При остывании поднимаются магмы лавапроводящие каналы закупориваются и вследствие непрерывности теплового потока в астеносфере снова возникают напряжения, что приводит к возобновлению действия вышеприведенного механизма [5].

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЗОНАХ АПВЕЛЛИНГА АСТЕНОСФЕРЫ

Процессы, протекающие в зонах поднятия астеносферы, сопровождаются интенсивной минерализацией. Она приурочена к рифтовым структурам окраинных морей и островным дугам. Металлогенез в островных дугах подробно рассмотрен С. Уедой и К. Нисивакэй [32]. По их мнению, медно-порфировые месторождения образуются в связи с вулканизмом островных дуг и обнаружены во многих районах, где в недавнем геологическом прошлом происходила субдукция, включая прибрежные зоны Тихого океана в Южной и Северной Америке. Медно-порфировая минерализация связывается с субдукцией чилийского типа, при которой наземный вулканизм протекает в условиях горизонтально сжимающих напряжений в коре. С другой стороны, месторождения массивных сульфидных руд ассоциируются с подводной вулканической деятельностью, связанной с условиями тектонического растяжения, характерными для зон субдукции марианского типа. К такому типу месторождений относится сульфидное месторождение Куроко в Японии, которое сформировалось 15 млн. лет назад, когда в северо-восточной части Японской дуги преобладали растягивающие напряжения [32].

Окраинные моря характеризуются земной корой, подобной по строению океанической. В основании глубоководных котловин обычно располагаются рифтовые структуры, связанные с апвеллингом астеносферы к земной коре, обуславливающим растягивающие напряжения в литосфере и магматическую деятельность.

Известна активная минерализация в пределах рифтовых структур срединно-океанических хребтов. Так, в приосевой области Восточно-Тихоокеанского поднятия вблизи 13 и 21° с. ш.

и в пределах хр. Хуан-де-Фука обнаружена интенсивная гидротермальная деятельность с отложением сульфидов цинка, меди, железа. Осадки, накопившиеся на дне рифтовых долин хребта, также обогащены сульфидами, высокая концентрация металлов в которых может в будущем представлять промышленное значение [18, 19, 28].

Гидротермальная деятельность отмечена в Марианском трого, где вдоль рифтовых зон развиты толеитовые базальты молодого возраста. Базальты хлоритизированы и пронизаны трещинами и жилами, заполненными кварцем, опалом, хлоритом, кальцитом, пиритом, в меньшей степени сульфидами меди — халькопиритом и дигенитом [21].

Вероятно, тектонические процессы в раскрывающихся тыловых и междууговых бассейнах подобны процессам, протекающим в срединно-океанических хребтах. Следовательно, выявление древних, палеорифтовых структур, образование которых связано с апвеллингом астеносферы, имеет и практический смысл. Такие структуры помимо осевого рифта Марианского трого, центрального рифта Западно-Филиппинской котловины и рифта Паресе-Вела выделены в Тасмановом море (рифт Дампье), морях Сулу (рифт Кагаян), Фиджи (рифт Три-Кингс) и других, а также в междууговых бассейнах островных дуг. По своему строению они подобны срединно-океаническим хребтам. Для них также отмечаются пониженные мощности земной коры, линзы разуплотненной мантии, часто повышенные значения теплового потока и полосчатая структура магнитного поля. Обычно в ископаемом состоянии рифтовые структуры редко сохраняются в неизменном виде. Часто они перекрыты осадочными отложениями, как, например, в Восточно-Китайском или Охотском морях, и отдельные фрагменты входят в разнообразные складчатые сооружения фундамента окраинных морей.

В пределах островных дуг, где апвеллинг астеносферы наиболее полно выражен, распространены ультраосновные породы, имеющие сходство с альеитами и кимберлитами. Так, на о. Малаита (Соломонова островная дуга) развиты альеитовые интрузии с мантийными включениями, подобными содержащим алмазы кимберлитам, распространенным в пределах континентов [15, 27]. Кроме того, на плато Онтонг-Джава сейсмическими исследованиями выявлены трубкообразные тела, имеющие характеристики вулканических некков [15, 27]. На о. Калимантан обнаружена трубка, выполненная брекчиями, состоящими из обломков пироксена, оливина, роговой обманки, перидотитов, пироксенитов и серпентинитов, являющихся источником алмазоносных аллювиальных россыпей [7]. В пределах Восточной Кам-

чатки широко развиты меймечиты и пикриты [7, 8], для которых характерно постоянное присутствие гранатов, в том числе пиропов, что сближает эти породы с кимберлитами.

В предыдущем разделе отмечалось, что за счет непрерывного поступления с глубины легкого материала (флюидных потоков по [2]) в астеносфере переходной зоны создается значительное дополнительное давление, достигающее нескольких десятков килобар [5]. Это дополнительное давление приводит к апвеллингу астеносферы, воздыманию региона и (при превышении предела прочности пород) к разрыву сплошности литосферы с образованием рифтовых структур. Возможно, местное увеличение давления в астеносфере переходных зон может способствовать кристаллизации алмазов в верхней мантии при условии насыщения ее углеродом. При разрыве сплошности литосферы ультраосновная алмазоносная магма может внедряться в земную кору вдоль рифтовых и разломных структур. Таким образом, районы распространения рифтовых структур окраинных морей могут быть так же, как и островные дуги, перспективны на поиски этого вида полезного ископаемого.

Изучение соотношения глубинных и поверхностных структур приводит к следующим выводам.

Отличительной особенностью строения переходных зон от континентов к Тихому океану является распространение в верхней мантии астеносферной линзы, выклинивающейся по направлению к штамм континентов и глубоководным котловинам Тихого океана.

Отмечается четкая корреляционная связь между геологическими структурами, современным тектоническим режимом и строением земной коры и верхней мантией. Тектонически активным регионам, таким как островные дуги, рифтовые структуры окраинных морей, молодые горно-складчатые сооружения соответствует мощная наиболее полно выраженная, подступающая к коре астеносфера, генерирующая магму.

На поверхности поднятию астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния толеитовых магм. Они располагаются в зонах растяжения и проявляются на фоне уменьшения мощности литосферы и высокого теплового потока.

Процессы растяжения и сжатия коры связаны с тектонической дифференциацией верхней мантии. Воздымание последней приводит к растяжению коры, тогда как с погружением верхней мантии связаны процессы сжатия коры. Кайнозойская тектоника переходных зон контролируется неоднородной активностью астеносферы. Процессы, протекающие в астеносфере, обусловили образование окраинных морей и островных дуг.

Рифты окраинных морей и островных дуг могут сопровождаться интенсивной минерализацией. Сочетание высокого теплового потока, вулканизма, гидротермальной деятельности в этих структурах в прошлом и в настоящее время может привести к образованию рудных и нерудных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978.
2. Маракушев А. А. Происхождение алмазов.— Природа, 1982, № 2.
3. Пушаровский Ю. М., Архипов И. В. и др. Тектоническая эволюция Анд.— В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975.
4. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1979.
5. Родников А. Г., Вадковский В. Н. Механизм формирования структур переходной зоны западной части Тихого океана.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 3.
6. Родников А. Г., Гайнанов А. Г. и др. Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — остров Хонсю — Тихий океан.— М.: Междуведомственный геофизический комитет, 1982.
7. Ротман В. К., Марковский Б. А., Хотина М. И. Камчатская ультраосновная вулканическая провинция.— Сов. геол., 1972, № 9.
8. Селиверстов В. А., Цикунов А. Г. Меймечиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 2.
9. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. I. Тепловой поток и тектоника.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
10. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценки глубинных температур и мощность литосферы.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 2.
11. Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
12. Шараськин А. Я., Захаридзе Г. С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря.— В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.
13. Abe K., Kanamori H. Upper mantle structure of the Philippine sea.— In: Island arc and ocean. Ed. by M. Hoshino, H. Aoki. Tokai University Press, Tokyo, 1970.
14. Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explorations at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by Longshot experiment.— The geoph. of the Pacific ocean basin and its margin. Geoph. Mon., Amer. Geoph. Union, 1976, № 19.
15. Bielski-Zyskind M., Wasserburg G. J., Nixon P. H. Sm — Nd and Rb — Sr systematics in volcanics and

- ultramafic xenoliths from Malaita, Solomon Islands, and the nature of the Ontong Jawa plateau.—*J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, N B4.
16. *Gnibidenko H. S., Svarichevsky A. S.* Tectonics of the South Okhotsk deep-sea basin.—*Tectonophysics*, 1984, v. 102.
 17. *Goncz J. H., Cleary J. R.* Variations in the structure of the upper mantle beneath Australia from Rayleigh wave observations.—*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1976, N 44.
 18. *Hekinian R., Fevrier M. et al.* Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N.—*Science*, 1980, v. 207, N 4438.
 19. *Hekinian R., Francheteau J. et al.* Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific.—*Mar. Geophys. Res.*, 1983, v. 6, N 1.
 20. *Houkura Y., Isezaki N., Yashawa K.* Electrical conductivity structure beneath the Northwestern Philippine sea as inferred from the island effect on Minami-Daito island.—*J. Geomagn. and Geoelectr.*, 1981, v. 33, N 6.
 21. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*—Washington: US Govern. Print. Office, 1981, v. 60.
 22. *James D. E.* Andean crustal and upper mantle structure.—*J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 14.
 23. *Kaila K. L., Krishna V. G.* Upper mantle velocity structure in the Tonga—Kermadec island arc region.—*J. Phys. Earth*, 1978, v. 26.
 24. *Kanamori H.* Mantle beneath the Japanese arc.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, N 3.
 25. *Karig D. E.* Evolution of arc systems in the Western Pacific.—*Annual Review of Earth and Planetary Sciences.*, 1974, v. 2.
 26. *Masse R. P., Landisman M., Jenkins J. B.* An investigation of the upper mantle compressional velocity distribution beneath the basin and range province.—*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1972, v. 30, N 1.
 27. *Nixon P. H.* Kimberlites in the south-west Pacific.—*Nature*, 1980, v. 287.
 28. *Ocean Science News*, 1983, v. 25, N 40.
 29. *Seekins L. C., Teng T. L.* Lateral variations in the structure of the Philippine sea plate.—*J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, N 2.
 30. *Shiki T., Aoki H., Misawa Y.* Geological results of recent studies of the Philippine sea.—*Marine Sci.*, 1975, N 7.
 31. *Uyeda S., McCabe R.* Accretion tectonics Circum-Pacific Region.—*Proc. Oji Int. Semin., Tomakomai*, 10—16 Sept., 1981, Tokyo, Dordrecht e. a., 1983.
 32. *Uyeda S., Nishiwaki C.* Stress field, metallogenesis and mode of subduction.—In: *The Continental Crust and its Mineral Deposits*, Geol. Soc. Canada, Sp. Paper, 1980, v. 20.
 33. *Westwood J. V. B.* Seismicity of the Solomon and Santa Cruz Isl. Southwest Pacific.—*J. Geol. Soc. Austral.*, 1970, v. 47, pt 1.

Межведомственный геофизический комитет
АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
28 февраля 1985 г.

УДК 551.2(571.6)

Д. Ф. Семенов

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ГРАНИЦ
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Проведены сопоставления состава и структуры формационных комплексов с глубинами и морфологией геофизических поверхностей. Сделан вывод, что геофи-

зические разделы отражают литологический (петрографический) состав глубоких горизонтов гипергенной оболочки Земли.

В последние годы в связи с попытками создать общую теорию строения и развития Земли возрос интерес к глубинной геологии и вопросам соотношений геологического строения и геофизической структуры. Автор данной статьи обратился к этим проблемам при изучении геологического своеобразия зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана на примере южной части Дальнего Востока СССР. Действительно, чтобы понять геологическую природу названной зоны, необходимо выяснить ее глубинное строение и эндогенные процессы, протекающие в ней, что нельзя осуществить без корректной геологической интерпретации геофизических данных.

Методологической основой исследований являлись представления Ю. А. Косыгина [11], согласно которым следует разделять статическую, динамическую и ретроспективную геологию и соблюдать принципы специализации, соразмерности и однородности описания. В данной работе приводятся только статические построения, касающиеся как состава и структуры геологических тел и их дислокации, так и геофизических характеристик. Геологические тела рассматривались на уровне формационных комплексов. Соразмерно им выбирались структурные элементы, определяемые по геофизическим данным.

Геологические и геофизические признаки максимально разделялись и лишь затем сопоставлялись. Такие понятия, как «земная кора», «консолидированная кора», «гранитно-метаморфический слой», «базальтовый слой», «поверхность Мохоровичича» подразумевают сейсмические характеристики и не несут никакой геологической информации [12]. В последующем тексте эти термины даются только в геофизическом смысле (в частности, под «земной корой» понимается пространство, ограниченное снизу сейсмической поверхностью

Мохоровичича). Для геологического пространства верхней сферы Земли Ю. А. Косыгиным [12] предложен термин «гипергенная оболочка», которым мы и будем пользоваться.

При геологических построениях, кроме материалов автора, использован ряд опубликованных данных [1—8, 14, 21, 26]. Принципы и методика выделения формационных комплексов, а также прослеживание этих комплексов с территорий Приморья, Сахалина и Курильских островов на дно окружающих морей опубликованы ранее [18], поэтому здесь не приводятся. Сведения о глубинной геофизической структуре региона заимствованы из имеющихся сводных работ (соответствующие ссылки в нижеследующем тексте).

Сопоставления геологического строения и геофизической структуры осуществлялись по двум геолого-геофизическим профилям, направление которых показано на рис. 1. Профили ориентировались поперек складчатой структуры юга Дальнего Востока СССР вдоль профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), один из них расположен на широте поселков Иннокентьевский — Лесогорск (рис. 2), а другой проходит от гор. Свободного через гор. Комсомольск до о. Райкоке (рис. 3). На этих профилях показаны формационные комплексы, их дислокации и геофизические слои. Осадочные и вулканические комплексы на профилях объединены. Плутонические образования занимают небольшие площади, поэтому на профилях не изображены.

Приведем сначала геологические данные, полученные непосредственными наблюдениями на поверхности. Это та основа, к которой будут привязаны остальные построения.

На Сахалине среди верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских образований автор выделяет семь осадочных и пять магматических формационных комплексов. Первый сни-

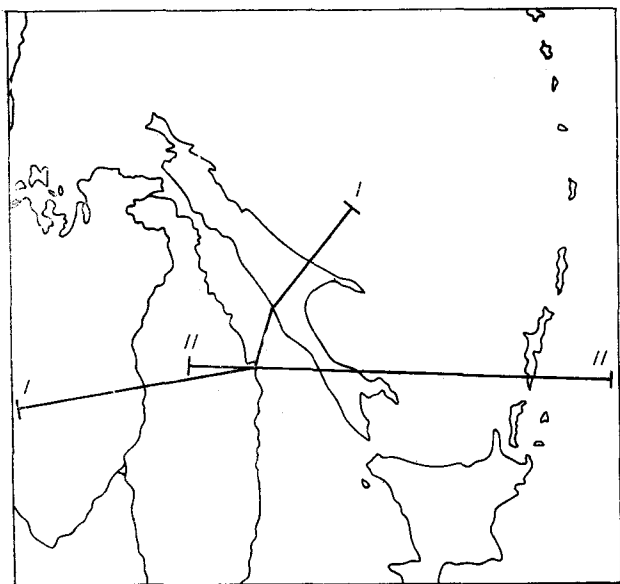


Рис. 1. Расположение геолого-геофизических профилей.

зу осадочный комплекс — кремнисто-глинистый. Он представлен верхнепалеозойскими — нижнемезозойскими и юрско-нижнемеловыми формациями Восточно-Сахалинских гор, Сусунайского и Таулан-Армуданского хребтов в объеме вальзинской, сусунайской, далдаганской и набильской серий общей мощностью до 6000—7000 м. Позднемеловые осадочные формации объединены в два формационных комплекса. Один из них, глинисто-кремнистый, мощностью 5000—6000 м развит в Восточно-Сахалинских горах и по составу близок верхнепалеозойскому — нижнемеловому. Другой, граувакко-глинистый, мощностью от 2000 до 8000 м развит в Западно-Сахалинских горах, на полуостровах Крильон, Терпения и Шмидта.

Поверхности несогласий и набор формаций позволили разделить кайнозойские осадочные образования Сахалина на четыре формационных комплекса: дат-палеогеновый глинисто-

граувакковый мощностью до 3000 м, верхнеолигоцен-нижнемиоценовый опоко-граувакко-глинистый мощностью 2000—4000 м, среднемиоцен-плиоценовый глинисто-граувакковый — опоко-глинистый мощностью до 4000—5000 м и верхнеплиоцен-плейстоценовый псефито-глинисто-граувакковый мощностью до 400 м. Среднемиоцен-плиоценовый формационный комплекс по составу и структуре близок олигоцен-нижнемиоценовому, но в первом более значительную роль играют псаммитовые и псефитовые породы. Верхнеплиоцен-плейстоценовый формационный комплекс занимает значительное пространство только в Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностях и продолжает накапливаться.

Магматические формации Сахалина объединены в два плутонических (позднепалеозойский — палеогеновый дунит-гарцбургитовый — гранодиорит-гранитный и неогеновый крианит-эссекситовый) и три вулканических (позднепалеозойский — позднемеловой спилит-диабазовый — трахиандезит-трахибазальтовый, позднеолигоценный — раннеплиоценовый андезитобазальтовый — трахиандезитовый и плиоцен-плейстоценовый толеитовый — андезит-дацитовый) формационных комплекса.

Осадочные и вулканические формационные комплексы Сахалина прослеживаются на дне окружающих остров акваторий восточной части Татарского пролива, северной и западной частей Охотского моря. Мощности кайнозойских осадочных комплексов достигают 8000 м в Западно-Присахалинском и 9000 м в Восточно-Присахалинском прогибах [14]. В обоих прогибах состав осадочных толщ отличается от сахалинских разрезов большей глинистостью.

На Большой Курильской гряде наиболее древние из обнажающихся слоев относятся к верхнему олигоцену (?) — нижнему миоцену. В пределах неоген-четвертичных толщ здесь фиксируется ряд несогласий, чаще стратиграфических, реже угловых. Почти повсеместно

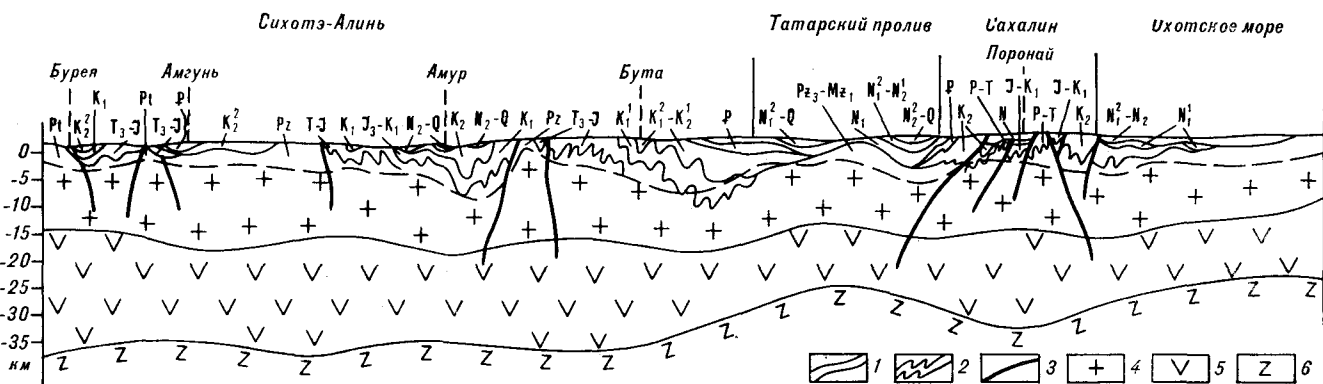


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль I—I (см. рис. 1).

1 — границы формационных комплексов; 2 — зоны интенсивных дислокаций; 3 — разломы; 4—6 — геофизические слои: 4 — гранитно-метаморфический, 5 — базальтовый; 6 — верхняя мантия.

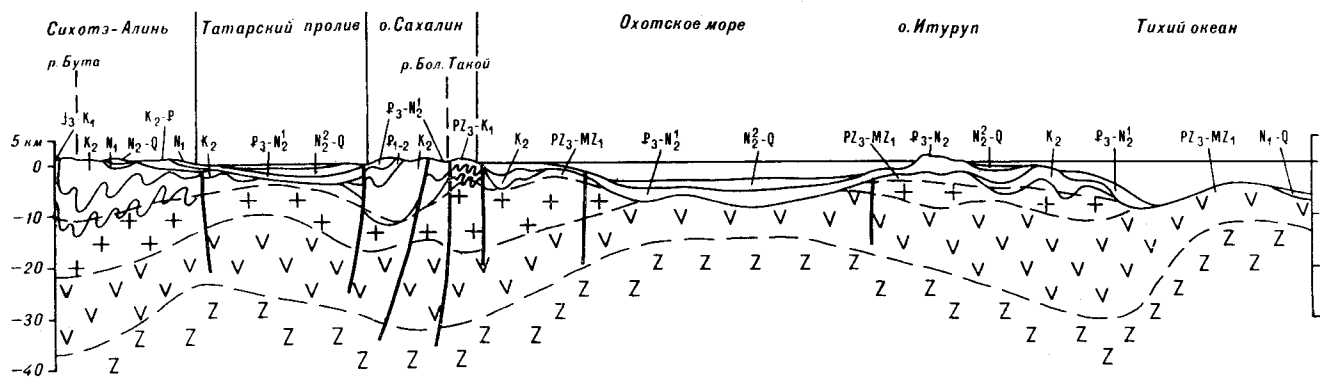


Рис. 3. Геолого-геофизический профиль II—II (см. рис. 1). Усл. обозн. на рис. 2.

отмечается угловое несогласие в основании четвертичных образований. Региональное угловое несогласие выделяется [19] также в основании итурупской серии (середина среднего миоцена), а локальные несогласия имеются в основании утесной (середина верхнего миоцена) и курильской (середина нижнего миоцена) серий. Однако состав и структура подразделений, разделяемых этими несогласиями, близки. Поэтому мы сочли возможным объединить их в один кайнозойский глинисто-опок-граувакковый формационный комплекс мощностью до 5000 м, по составу и структуре сходный с олигоцен-нижнемиоценовым формационным комплексом Сахалина. В нем, как и в последнем, существенную роль играют кремнистые аргиллиты и алевролиты, опоки и диатомиты.

Из магматических формационных комплексов Курильских островов мы выделяем позднемиоценовые плагиобазальтовый — трахиандезитобазальт-гавайитовый и габбровый — кринанит-эссекситовый, кайнозойские андезитобазальтовый и диорит-плагиогранитный комплексы. В средней части кайнозойского андезитобазальтового формационного комплекса существенную роль играет липарит-дацитовая формация.

Эти формационные комплексы Курильских островов продолжают на дне акваторий южной и восточной частей Охотского моря, а также окраины Тихого океана. По данным [2, 3, 21], на западном склоне Курило-Камчатского желоба и на окраинном валу Зенкевича под кайнозойскими комплексами залегает сложнодислоцированный комплекс пород, близкий по составу и строению к палеозойско-раннемезозойским эвгеосинклинальным образованиям Сахалина и Хоккайдо.

В Сихотэ-Алине и в восточной части Буреинского массива мезозойские и кайнозойские осадочные формации сгруппированы в семь формационных комплексов. Триас-среднеюрские формации объединяются в глинисто-аркозовый мощностью до 3000—5000 м и кремнисто-аркозо-глинистый мощностью до 6000—

8000 м, а верхнеюрские — нижнемеловые формации — в аркозо-кремнисто-глинистый мощностью 4000—5500 м и аркозо-глинистый мощностью 5000—7000 м формационные комплексы. Кремнисто-терригенные комплексы распространены в основном на западном и восточном склонах Сихотэ-Алиня и в Нижнем Приамурье, чисто терригенные — на Буреинском массиве. Позднемезозойские (нижне-среднемеловые) осадочные формации объединяются в глинисто-аркозовый мощностью до 9000—10000 м и псефито-граувакковый мощностью 3000—4000 м формационные комплексы. Второй комплекс, сложенный преимущественно континентальными образованиями, залегает на первом, представленном морскими толщами, с несогласием. Кайнозойские осадочные формации, исключительно наземно-пресноводные, сгруппированы в псефито-глинисто-граувакковый формационный комплекс мощностью до 2000 м.

Магматические формации Сихотэ-Алиня в восточной части Буреинского массива автор объединяет в три вулканических (позднетриасовый — позднемиоценовой шилит-диабазовый — андезитовый, позднемиоценовой — палеогеновый дацит-липаритовый — андезитобазальт-плагиобазальтовый и неоген-плейстоценовый андезитобазальт-гвайитовый — толеитовый) и два интрузивных (позднетриас-раннемеловой дунит-гарцбургитовый — гранодиорит-гранитный и позднемиоценовой — палеогеновый диорит-гранодиоритовый — монцогранитовый) формационных комплексов. Позднетриас-раннемеловой интрузивный формационный комплекс наиболее полно представлен Хунгарийской серией, внутри которой мы выделяем дунит-гарцбургитовую, норит-габбровую и гранит-гранодиоритовую формации. Из них наибольший объем занимает последняя. В позднемиоценовой — палеогеновом комплексе развиты диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитная, гранит-гранодиоритовая и монцогранитовая формации. Наиболее распространены первая и последняя формации. В комплексе в целом снизу вверх

роль базитов уменьшается, а гранитоидов увеличивается, в верхних частях характерны щелочные гранитоиды и монцитонитойды. На восточных отрогах Буреинского массива выделяется меловой плутонический формационный комплекс, состоящий из тоналит-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитной и диорит-гранодиоритовой формаций. Наиболее широко здесь развита последняя формация (так называемые «пестрые граниты»).

Формационные комплексы Приморья прослеживаются на дно акватории Татарского пролива и северной части Японского моря. Вулканы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса замещаются вулканогенно-осадочными толщами, мощность которых здесь достигает 5000—6000 м.

В осадочных и вулканических формационных комплексах проявлены разнообразные морфологические типы складчатости. Изоклинальные складки характерны для доверхнемеловых комплексов Сахалина и триас-нижнеюрских комплексов Сихотэ-Алиня. Они отмечены также [5] в верхнеюрско-нижнемеловом формационном комплексе бассейна рек Лимури и Бичи (Горинский синклиорий). Складки в этих формационных комплексах крутые (60—85°), наклонные, как правило, сложно построенные с дислокациями нескольких порядков вплоть до шлоичатости. Складчатость в метаморфических образованиях сусунайской и дербышевской серий Сахалина более сложная, но углы падения на крыльях складок редко превышают 25—30°.

Линейно вытянутая складчатость характерна для полей развития верхнемеловых комплексов Сахалина и верхнеюрских — раннемеловых комплексов Сихотэ-Алиня. Складки здесь симметричные, чаще прямые, реже наклонные, с углами падения крыльев 30—60, иногда (вблизи разломов) 70—90°. Отчетливый наклон на юго-восток имеют линейно вытянутые складки верхнеюрского — нижнемелового формационного комплекса Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория. Длина складок здесь 70—100, ширина 7—30 км. На крыльях складок преобладают углы падения слоев 55—70° [5].

Брахискладчатость резко преобладает в среднемiocен-плиоценовом формационном комплексе Сахалина, верхнесенонских образованиях Сихотэ-Алиня и в триас-нижнемеловом комплексе деформированного чехла Буреинского массива. Складки здесь пологие, с углами падения крыльев 15—35°. Характерным для дислоцированности указанных формационных комплексов является кулисообразное расположение складок относительно друг друга. Обычно широкие мульдообразные синклинали перемежаются с узкими гребневидными антиклиналями. Длина складок достигает 40 км, ширина

синклиналей составляет 5—20, антиклиналей 2,5 км.

Практически нескладчаты верхнеплиоценовые и четвертичные отложения Сахалина, кайнозойские образования Сихотэ-Алиня, а также верхнемеловые и кайнозойские породы Буреинского массива. Мульдообразные погружения и куполовидные поднятия повторяют в общих чертах морфологические формы складчатого основания [5]. Однако в Приамурье на бортах грабенообразных погружений вблизи разломов падение слоев, сложенных кайнозойскими породами, достигает 15—20, иногда 30—40°.

Пликативные дислокации на Курильских островах выражены слабо. В пределах Малой Курильской гряды они более или менее однозначно устанавливаются на о. Шикотан. Здесь картируется синклинальная складка северо-восточного простирания с углами падения слоев на крыльях 15—20°, увеличивающимися вблизи разломов до 40—70° [19]. На других островах Малой Курильской гряды падение слоев моноклинальное с общим падением на юго-восток. На Большой Курильской гряде ярко выраженных пликативных дислокаций не устанавливается [22]. Небольшие антиклинальные и синклинальные складки здесь тяготеют к разломам. И только на о. Парамушире имеется несколько кулисообразно расположенных складок с углами падения на крыльях до 40—60° [19].

Из наиболее крупных пликативных дислокаций в пределах изученного региона выделяют [5, 17] Сихотэ-Алинский и Хоккайдо-Сахалинский мегантиклинорий, Исикари-Западно-Сахалинский и Охотский мегасинклиории. Им подчинены Амгунский, Горинский, Западно-Сихотэ-Алинский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Лютогско-Лесогорский, Тымь-Поронайский и другие синклиории, Ванданский, Центрально-Сихотэ-Алинский, Сусунайский, Набильский, Камышовый и другие антиклинории.

Дислокации в пределах дна акваторий дальневосточных морей почти не исследованы. При тектоническом районировании дна Охотского и Японского морей и Татарского пролива [1, 6—8] выделение структурных элементов проводилось в основном по геоморфологическому признаку с выделением прогибов, впадин, поднятий, валов и т. д. В частности, в «фундаменте» Охотоморского региона Г. С. Гнибиденко и И. И. Хведчук [7] выделяют Охотский свод, поднятия Института океанологии и Академии наук СССР, впадины ТИПРО, Дерюгина, Лисянского, Охотская, прогибы Западно-Охотский, Макарова, Лебеда и валы Кашеярова, Лебеда, Лисянского.

Наиболее крупными дизъюнктивными дислокациями принято считать глубинные разломы, хотя разные геологи вкладывают различное со-

держание в этот термин. Но в любом случае к ним следует отнести дислокации сейсмофокальной зоны Бенъофа — Заварицкого, поскольку, по геофизическим данным, она прослеживается на глубины до 600—700 км. В геологическом смысле эта зона представляет собой, по-видимому, систему глубокопроникающих сколов, которые на океаническом дне выражены в тектонических уступах рельефа. Сведения о структуре зоны разноречивы, однако большинство исследователей считают ее слоисто-блоковой как по горизонтали, так и по вертикали.

Крупными дизъюнктивными дислокациями в регионе являются разломы Центрально-Сахалинский и Восточный в Сихотэ-Алине, Тастахский на восточных склонах Буреинского массива, Тымь-Поронайский и Центральный на Сахалине. Протяженность их составляет сотни километров. Ориентированные субпараллельно складчатой структуре, они разграничивают крупные структурные элементы региона. Так, Центрально-Сихотэ-Алинский разлом ограничивает с востока Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий; Восточный отделяет Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий от Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса; Тымь-Поронайский разлом Сахалина продолжается в центральную часть Хоккайдо и ограничивает с востока Исикари-Западно-Сахалинский мега-синклинорий.

Рассмотрим теперь геологические данные о глубинном строении гипергенной оболочки региона. По мощностям осадочных отложений здесь выделяется целый ряд кайнозойских прогибов. Наиболее крупные из них протягиваются вдоль северо-восточного и западного берега Сахалина, западного борта Тымь-Поронайской депрессии, в прибрежных частях Лунской и Пограничной депрессий, на севере Сахалина и между Большой и Малой Курильскими грядками. Мощности преимущественно морских отложений здесь достигают 5000—9000 м.

Несколько прогибов, выполненных среднемиоцен-плиоценовым формационным комплексом мощностью до 2500 м, установлены в северо-западной части Охотского моря. Фундаментом для них служат верхнемеловые или чаще сложнодислоцированные верхнепалеозойские — нижнемезозойские образования, нередко выходящие на дно моря. Из континентальных прогибов наиболее крупным является Средне-Амурский, в пределах которого в локальных впадинах мощность кайнозойских отложений достигает 2000—2500 м.

Участки, лишенные существенных мощностей кайнозойских осадков, обширны в Сихотэ-Алине и в центральной части Сахалина, а в пределах акваторий — в северной части Японского моря, на возвышенностях Академии наук

и Института вулканологии в Охотском море, вдоль Малой Курильской гряды и на восточном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба.

По суммарным мощностям мелового формационного комплекса отчетливо выделяются несколько крупных прогибов с осевыми линиями вдоль правого берега р. Амур, западного берега Татарского пролива, на восточных склонах Западно-Сахалинских гор, в западной части Хоккайдо, на юго-восточных отрогах Восточно-Сахалинских гор и на Малой Курильской гряде. В этих прогибах мощность верхнемеловых образований достигает 5000—8000 м. С другой стороны, обширны участки, лишенные верхнемеловых осадков. Они располагаются западнее р. Амур, в Центральном Сихотэ-Алине, центральных частях Охотского и Японского морей и на Большой Курильской гряде.

Небольшие мощности верхнемеловых отложений в центральных частях Охотского и Японского морей и на юге Татарского пролива доказываются данными драгирования дна этих акваторий [1, 4, 6, 26]. Суждения об отсутствии верхнемеловых пород на Большой Курильской гряде основываются на сопоставлениях с геологией Восточного Хоккайдо. На территории последнего миоценовые образования (формации ярусов Нисиога, Дайсима и Нисикуросава) залегают с угловым несогласием на комплексе Хидака, имеющем верхнепалеозойский — нижнемезозойский возраст. И только в юго-восточной части Хоккайдо имеются верхнемеловые образования, которые являются продолжением верхнемеловых толщ Малой Курильской гряды.

Если под миегосинклиналиями большинством геологов предполагается сиалический фундамент, то вопрос о фундаменте эвгеосинклинальных систем является дискуссионным. Среди эвгеосинклиналей выделяются два типа [23]. Эвгеосинклинали типа А, к которым отнесен, например, Восточный Сахалин, характеризуются широким развитием базитовых вулканитов, кремнистых и граувакковых толщ, небольшой ролью гранитоидов и кислых вулканитов. Метаморфические комплексы Сахалина имеют базитовый состав. Для них устанавливается пространственная связь с зонами сближенных глубинных разломов в сводовых частях мегантиклинория. В стороны от осевой части последнего фиксируются уменьшение степени метаморфизма и постепенный переход от метаморфических формаций к слабо измененным осадочным и вулканическим формациям (кремнисто-глинистая и спилит-диабазовая формации). Ксенолиты этих метаморфических пород отсутствуют в мезозойских образованиях, первичные осадочные породы являются глубоководными, вулканиты — исключительно базитовые.

Все это не позволяет относить метаморфические породы Сахалина к формационному комплексу основания (кристаллическому фундаменту).

От подобных зон смятия отличаются такие блоки метаморфических образований, как Алюйский и Хорский выступы Сихотэ-Алиня. В последних структурный план исходных толщ иной по сравнению с мезозойским обрамлением, степень метаморфизма довольно высокая (присутствуют силлиманит, ставролит и другие высокотемпературные минералы). По-видимому, эти блоки представляют собой выступы кристаллического фундамента. Поэтому располагающиеся над ним геосинклинальные формационные комплексы представлены преимущественно терригенными образованиями, среди которых преобладают аркозы, имеются вулканические породы среднего и кислого состава и карбонатные породы. Именно такие эвгеосинклинали относятся к типу Б [23].

Перейдем к характеристике глубинной структуры южной части Дальнего Востока СССР по геофизическим данным. Поверхность Мохоровичича (М) с граничными сейсмическими скоростями более 7,7 км/с имеет довольно простую форму. Максимальная мощность земной коры (35—40 км) определяется [15, 25] для Буреинского массива и Центрального Сихотэ-Алиня. В восточном направлении к центральной части Татарского пролива она уменьшается до 25—30 км. В средней части Центрального и Юго-Западного Сахалина мощность земной коры вновь увеличивается до 32—35 км. В Охотском море эта мощность колеблется от 10—16 (Южно-Охотская глубоководная котловина) до 24—32 км в центральной части моря. Вдоль Большой Курильской дуги [19] поверхность М полого погружается от средней ее части (15—20 км) к северо-востоку (до 30 км) и юго-западу (до 26—28 км). Т. К. Злобин с соавторами [9] предполагают, что в районе о. Кунашир мощность земной коры достигает 35—50 км. Заметное погружение поверхности М устанавливается [19] восточнее Малой Курильской гряды и на западном борту глубоководного желоба, где мощность земной коры достигает 28—30 км. Небольшие мощности коры отмечаются в районе впадины Дерюгина Охотского моря (20—24 км) и в северной части Японского моря (14—25 км).

Сейсмическое расчленение земной коры выше поверхности М заметно меняется от района к району, протяженные сейсмические границы, единые для всех районов, не выделяются. При геофизических исследованиях в верхней части земной коры обычно выделяют осадочный чехол или осадочную толщу и гранитно-метаморфический слой. Мощности осадочного чехла у разных исследователей значительно различа-

ются, однако районы максимальных их значений в целом совпадают. Это шельф Татарского пролива возле юго-западного побережья Сахалина (до 10—12 км), Северный Сахалин (до 8—9 км), шельф Охотского моря возле северо-восточного побережья Сахалина (до 9—10 км). В кровле гранитно-метаморфического слоя (граничные скорости около 5,7—6,4 км/с) выделяется целый ряд прогибов и поднятий. Крупнейшие прогибы располагаются вдоль восточного берега Татарского пролива, по западным и восточным отрогам Сихотэ-Алиня, вдоль Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор, на западе Хоккайдо. Они оконтуриваются изогипсами 8—10 км.

В отношении мощности базальтового слоя (граничные скорости 6,8—7,4 км/с) можно отметить, что его максимальные величины совпадают с прогибами поверхности М. Так, в Центральном Сихотэ-Алине и восточнее Малой Курильской гряды мощность базальтового слоя составляет 20—25 км, а в Южно-Охотской и Северо-Японской глубоководных котловинах — 6—10 км. Приподнятая кровля базальтового слоя (до глубины 14—18 км) отмечается на Буреинском массиве, на Тонино-Анивском п-ове Сахалина и на севере Сихотэ-Алиня [15, 24—26].

Говоря о геофизической структуре земной коры в целом, укажем на ее усложнение снизу вверх: наиболее простую форму имеет кровля М, структура гранитно-метаморфического слоя более сложная по сравнению с базальтовым. Заметно также усложнение структуры земной коры от консолидированных участков (Буреинский массив) к складчатым подвижным областям (Сахалин, Хоккайдо). Это выражается в большой неоднородности земной коры по вертикали.

Перейдем к сопоставлению геологического строения и геофизической структуры. Сначала рассмотрим пространственные соотношения форм геологических тел и поверхностей геофизических разделов, а затем попытаемся скоррелировать последние с составом формационных комплексов.

Сопоставление мощностей верхнемеловых и кайнозойских отложений с мощностями земной коры показывает, что области наибольшего накопления осадочного слоя (верхнемеловые и кайнозойские отложения) часто приурочены к областям повышенных, относительно соседних участков, мощностей земной коры (юго-западная часть Сахалина, Восточно-Сихотэ-Алинский синклинали, Большая Курильская гряда). Реже отмечается обратная корреляция: места максимальной мощности земной коры совпадают с участками отсутствия верхнемеловых и кайнозойских отложений (Центральный Сихотэ-Алинь, осевая часть Сахалина, цент-

ральные части Охотского моря). Участки, характеризующиеся минимальной мощностью земной коры (глубоководные котловины Японского и Охотского морей, глубоководные желоба и океаническая впадина), как правило, отличаются сокращенной или даже незначительной мощностью кайнозойских отложений.

По данным С. В. Потапова [15], поверхностная геологическая структура в Сихотэ-Алине прослеживается на глубину до 15 км в пределы гранитно-метаморфического слоя, в базальтовом слое она не проявляется. Сопоставления гравитационного поля Ханкайского и Буреинского массивов с полем силы тяжести Сихотэ-Алиня позволили С. А. Салуну [16] предположить наличие верхнепротерозойского — раннекембрийского кристаллического фундамента на всей Сихотэ-Алинской складчатой области. Этот вывод подтверждается и сейсмическими данными. Характерно, что континентальным впадинам (Амуру-Зейской, Среднеамурской и другим) отвечают повышенные гравитационные аномалии, но несколько пониженные величины мощности земной коры при примерно равных мощностях базальтового и гранитно-метаморфического слоев.

Говоря о взаимоотношениях крупных геологических структурно-морфологических элементов с глубинной геофизической структурой, следует отметить, что крупным антиклинориям, как правило, отвечают максимальные мощности земной коры и гранитно-метаморфического слоя и, наоборот, синклинии совпадают с поднятиями поверхности М. Структурный план базальтового слоя хуже коррелируется с поверхностной структурой региона. В целом к выступам древних образований (Буреинский массив, Анюйский и Хорский выступы) приурочен подъем, а к осям синклинириев — погружение поверхности этого слоя. В Горинском и Восточно-Сихотэ-Алинском синклинириях подошва осадочного слоя в целом параллельна кровле гранитно-метаморфического слоя, а осевая часть поднятия подошвы земной коры смещена относительно оси синклинирия на восток на 50 км.

Линейные зоны повышенных градиентов поля силы тяжести (гравитационные ступени) совпадают с установленными или предполагаемыми глубинными разломами. Из них наиболее характерна зона вдоль Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Поперечные к ним широтные зоны отмечаются локальными выступами положительных аномалий плотности и, вероятно, связаны со скрытыми разломами. Во многих случаях к зонам крупных разломов, совпадающим с гравитационными ступенями, приурочены цепочки интрузивов разного состава и возраста. Разломы, фиксируемые сейсмическими данными в кровле по-

верхности М, по данным С. В. Потапова [15], смещены в восточном либо западном направлениях (преобладает восточное) на 30—50 км относительно их положения в кровле консолидированной коры. Эти разломы чаще всего наклонены на восток в континентальной части региона и на запад в «зоне перехода» к Тихому океану.

Кровля гранитно-метаморфического слоя часто совпадает с границами геологических тел, хотя нередко проходит внутри метаморфических комплексов (Восточно-Сахалинские горы, Центральный Сихотэ-Алинь). Наличие в геологической структуре значительных масс вулканитов также находит отражение в морфологии этого слоя. В частности, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс совпадает с западным склоном поднятия кровли гранитно-метаморфического слоя, сводовая часть которого располагается под дном Татарского пролива. В ряде участков проанализированных профилей отмечается совпадение этой сейсмической поверхности с кровлей формационных комплексов, в которых значительную роль играют кремнистые породы типа яшм и кремнистых сланцев (Западный Сихотэ-Алинь, Сахалин).

Раздел Конрада обладает более простыми формами по сравнению с кровлей гранитно-метаморфического слоя. В континентальной части рассматриваемого региона он находится на значительных глубинах (15—25 км). Судя по составу ксенолитов в лавах базальтов, можно предположить, что на глубинах кровли базальтового слоя находятся гранитогнейсы и другие метаморфические образования высоких ступеней метаморфизма. В зоне сочленения континента и океана раздел Конрада поднимается ближе к поверхности Земли. Местами он совпадает с кровлей сложнодислоцированных палеозойских и нижнемезозойских вулканогенно-кремнисто-глинистых толщ (южная часть Охотского моря), но чаще всего проходит либо внутри таких толщ (о. Хоккайдо), либо на значительных глубинах, и тогда его состав трудно прогнозировать.

Отмечаются существенные различия в соотношении геологической и геофизической структуры континентальной части региона и зоны сочленения континента и океана. В направлении от континента к океану происходит упрощение глубинной структуры земной коры.

Исследователи геологическую природу сейсмических поверхностей чаще всего связывают с границами фазовых переходов. К. Ф. Сергеев и В. И. Федорченко [20], проанализировав вариации сейсмических характеристик земной коры, сделали вывод, что природа поверхности М различна для континентов и океанов: под континентами она является метаморфиче-

ской (фазовой), а под океанами соответствует геолого-петрографическому разделу между земной корой и верхней мантией. Анализ геолого-геофизических профилей, рассмотренных в данной работе, позволяет сделать вывод, что геофизические разделы в значительной степени отражают литологический (петрографический) состав глубоких горизонтов гипергенной оболочки Земли. К близким выводам приходят авторы работ [13, 24, 27]. В [13] показано, что гравитационная ступень, отделяющая континентальный и переходный блоки, имеет вещественную природу. Авторы [24, 27] объясняют участки, где гранитный слой утоньшается вплоть до почти полного исчезновения, насыщением земной коры базальтами и другими породами основного состава. Материалы по Кольской сверхглубокой скважине [10] также подтверждают вывод о том, что сейсмические поверхности являются отражением породных границ. Как известно, здесь, по геофизическим данным, на глубине 7 км предполагался раздел Конрада. На указанной глубине скважиной были вскрыты не те породы, которые прогнозировались. Но именно в этом интервале установлена смена петрографического состава пород. Действительно, на глубине 6842 м скважина пересекла границу осадочно-вулканогенного печенгского комплекса протерозойского возраста и архейских биотит-плагиоклазовых

гнейсов [10]. Кроме того, на глубине 4500 м, где скорости продольных волн резко изменяются от 6,8—7,0 до 5,5—5,8 км/с, установлена граница зеленых и эпидот-амфиболовых сланцев.

Анализ геолого-геофизических профилей вызывает и новые вопросы. Переходная зона между континентом и океаном была выделена, по геофизическим данным, как область с сокращенной мощностью гранитно-метаморфического слоя и земной коры в целом. Такая зона ограничивалась с запада побережьем Японского моря и Татарского пролива, а с востока — осью глубоководного желоба. Однако на профилях видно, что между этими границами имеются участки с довольно мощной (35—40 км) земной корой, которые можно отнести в континентальные области. Может быть, в так называемой «зоне перехода» от Азиатского континента к Тихому океану и по геофизическим данным следует выделять не только собственно зону сочленения континента и океана, но и континентальные блоки. Для расширения представлений о геологической природе геофизических разделов необходимы дальнейшее совершенствование методики геологической интерпретации геофизических данных и широкое привлечение данных магматической петрологии и сведений о составе ксенолитов глубинных пород в базальтоидах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенева И. И., Леликов Е. П. Геологическая карта Японского моря.— Природа, 1979, № 8.
2. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб.— М.: Наука, 1979.
3. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б. О геологическом строении подводных гор в районе сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов.— Тихоокеанская геол., 1982, № 4.
4. Геодекян А. А., Удинцев Г. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря.— Сов. геол., 1976, № 6.
5. Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание.— М.: Недра, 1966.
6. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
7. Гнибиденко Г. С., Хведчук И. И. Основные черты тектоники Охотского моря.— В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
8. Журавлев А. В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и ТИНРО Охотского моря.— Тихоокеанская геол., 1984, № 1.
9. Злобин Т. К., Федорченко В. И. и др. Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
10. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины.— М.: Недра, 1984.
11. Косыгин Ю. А. Основы тектоники.— М.: Недра, 1974.
12. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
13. Мальшев Ю. Ф., Брянский Л. И. и др. Глубинное строение срединных массивов Северо-Востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
14. Маргулис Л. С., Мудрецов В. Б. и др. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря.— Сов. геол., 1979, № 7.
15. Потапов С. В. Авиасейсмические исследования земной коры.— М.: Наука, 1977.
16. Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития Сихотэ-Алинской системы.— Геотектоника, 1977, № 1.
17. Семенов Д. Ф. Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина).— М.: Наука, 1982.
18. Семенов Д. Ф. Корреляция мезозойско-кайнозойских эндогенных процессов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1983.
19. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.

20. *Сергеев К. Ф., Федорченко В. И.* Вероятная геолого-петрографическая модель литосферы Земли и некоторые соображения о природе поверхности Моховича.— В кн.: Восточно-Азиатские островные системы (тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1978.
21. *Сергеев К. Ф., Красный М. Л. и др.* Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Земкевича (поднятие Хоккайдо).— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
22. *Стрельцов М. И.* О структурных ярусах Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6.
23. *Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии.*— М.: Наука, 1979.
24. *Терещенков А. А., Туезов И. К., Харахинов В. В.* Земная кора Сахалина и окружающих акваторий.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
25. *Туезов И. К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода.— Новосибирск: Наука, 1975.
26. *Туезов И. К.* Геологическая структура возвышенности Академии наук СССР Охотского моря по материалам сейсмопрофилирования.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 2.
27. *Харахинов В. В., Альперович И. М. и др.* Строение литосферы Сахалинского региона.— Тихоокеанская геол., 1982, № 4.

*ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
19 ноября 1984 г.*

УДК 550.347.42—550.347.62(571.56+571.65)

В. Д. Суворов, З. А. Корнилова

**МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ
НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ**
(по близким землетрясениям)

Установлено значительное, до 24—26 км, утонение земной коры в пределах юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы в сравнении с 40—44 км на юго-востоке Сибирской платформы и 30—

40 км на южном окончании Иньяли-Дебинского синклиория и сопредельных структур. Граничная скорость по разделу Мохоровичича изменяется в интервале 7,9—8,2 км/с.

Сейсмические данные о строении земной коры и верхней мантии на территории Северо-Востока СССР практически отсутствуют. Имеется лишь один профиль Магадан — Колыма длиной около 250 км, отработанный методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [2]. Изучение обменных волн землетрясений дает ориентировочные сведения о мощности земной коры при полном отсутствии информации о скорости распространения упругих волн [1, 4].

В работе приводятся результаты интерпретации данных о временах пробега прямых и преломленных от поверхности Мохоровичича (М) продольных волн, регистрируемых от близких землетрясений. Применяется способ, предложенный в [8], позволяющий определить граничную скорость по поверхности М вдоль отдельных направлений и оценить мощность земной коры под сейсмическими станциями при известной средней скорости. Опыт его использования на примере Алданского щита показал удовлетворительную для сейсмических наблюдений точность определения этих параметров.

В модели однородной покрывающей толщи и плоской подстилающей границы для определения граничной скорости V_r по данным двух землетрясений, от которых преломленная разделом М волна зарегистрирована одновременно на двух станциях, имеем формулу

$$V_r = \frac{\Delta_{11} - \Delta_{21} - \Delta_{12} + \Delta_{22}}{t_{11} - t_{21} - t_{12} + t_{22}}, \quad (1)$$

где Δ_{kj} и t_{kj} ($k, j = 1, 2$) — эпицентральные расстояния и времена пробега преломленных (головных) волн для k -й станции и j -го источника. Используя времена пробега волны от события

на двух станциях при известном значении V_r , получим

$$\frac{H_1 \cos i}{V} - \frac{H_k \cos i}{V} = t_{1j} - t_{kj} - \frac{\Delta_{1j} - \Delta_{kj}}{V}, \quad (2)$$

где H_1, H_k — мощности земной коры под станциями 1 и k , $i = \arcsin V/V_r$. Зная H_1 , находим H_k . Составляя аналогичные уравнения для двух наблюдений времен с постоянным присутствием станции 1, находим глубину залегания границы под другими станциями. В рассматриваемом случае в качестве реперных использовались станции Магадан и Сеймчан, где, по данным ГСЗ, $H = 30$ и 35 км, а $V = 6,1$ км/с [2].

При интерпретации использованы сведения о временах пробега волн от близких землетрясений на 13 станциях (см. таблицу), выбранных из «Материалов по сейсмичности Сибири» за период 1970—1982 гг. Для каждой станции строились годографы преломленной от поверх-

Значения времен запаздывания $a_k = \frac{H_k \cos i}{V}$ и средне-квадратические отклонения σ_a, σ_H .

Сейсмическая станция	a_k, c	$\pm \sigma_a, c$	$\pm \sigma_H, км$
Якутск (Як)	3,5	0,59	6(14)*
Хандыга (Хнд)	4,2	0,83	8(26)
Чагда (Чгд)	5,8	0,22	3(11)
Батагай (Бтг)	2,7	0,35	3(9)
Нежданинский (Нжд)	4,2	0,45	4(2)
Усть-Омчуг (У-Ом)	3,1	0,28	3(28)
Усть-Нера (У-Нр)	2,5	0,32	3(32)
Сусуман (Ссм)	3,44	0,33	3(21)
Сеймчан (Смч)	3,99	1,33	13(3)
Омсукчан (Омс)	4,11	0,3	3(10)
Магадан (Мгд)	3,24	0,25	2(7)
Мома (Хонну) (Мм)	2,97	0,7	7(3)

* В скобках указано количество определений.

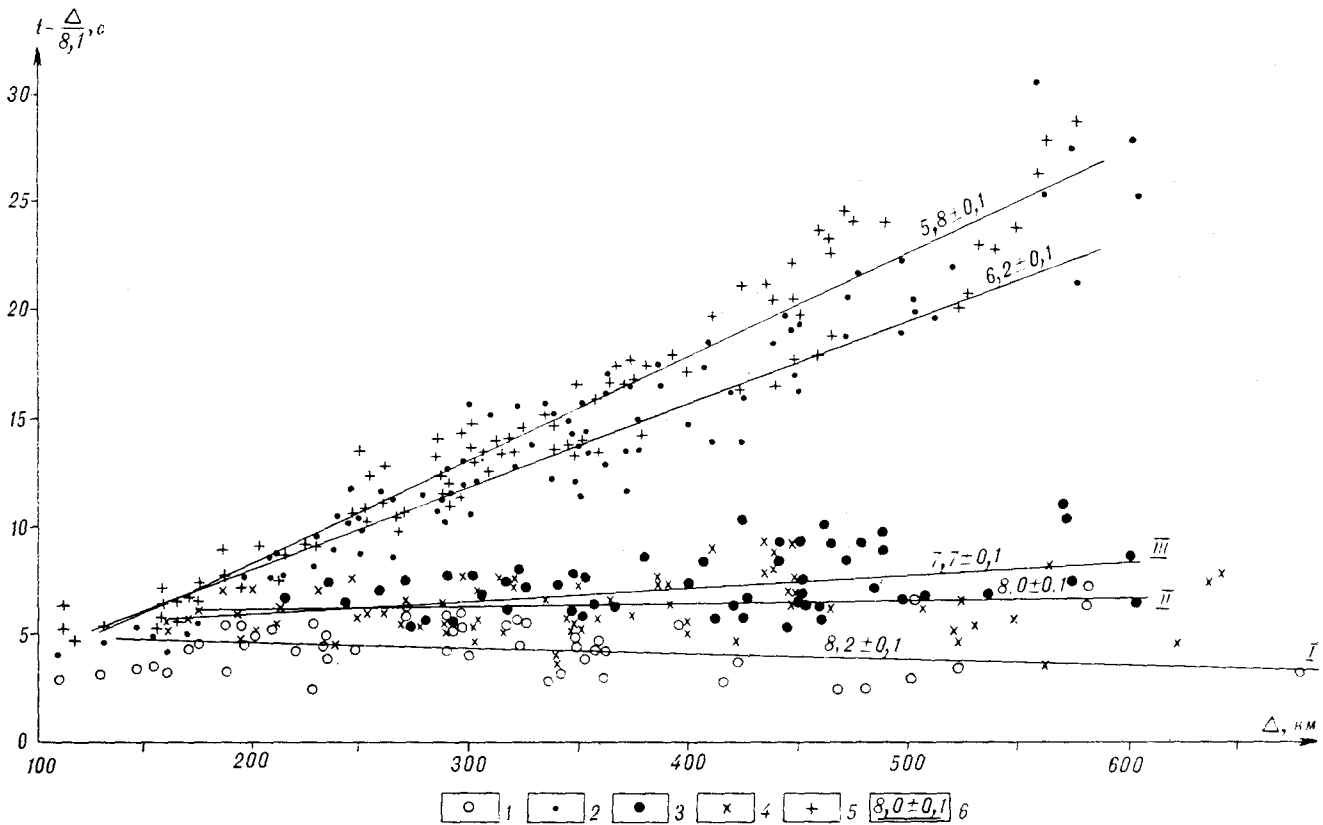


Рис. 1. Редуцированные годографы волн P и \bar{P} .

1 — времена пробега волны P для станции У-Нр в субмеридиональном направлении; 2 — то же, для станции Смч в северо-западном направлении; 3 — то же, для станций Ссм, Смч, У-Ом, Омс с района Юдомского землетрясения (субширотное направление); 4, 5 — времена пробега волны \bar{P} для западной и восточной частей территории соответственно; 6 — осредняющая линия со значением кажущейся скорости, км/с.

ности M (P) и прямой (\bar{P}) продольных волн по двум-трем азимутам, расположенным в пределах однородных геологических структур или вдоль зон распределения эпицентров землетрясений. Годографы с близкими свойствами на сопредельных участках объединялись в общую совокупность. Одиночные значения времен, выходящие из общей закономерности, отбрасывались, и меньший вес придавался временам со знаком неотчетливого вступления. В дальнейших расчетах использовались данные, снятые с годографов, осредненных прямой линией [8].

На рис. 1 показаны редуцированные годографы, характеризующие наиболее представительные и типичные кинематические особенности регистрируемых волн. Анализ показывает дифференциацию времен пробега волны $P(t_p)$ для разных станций и направлений, вдоль которых построены годографы. Так, для ст. Усть-Нера (осредняющая линия I) отмечаются заметно уменьшенные (на 1,5—2 с) величины t_p . Это свойственно также для ст. Батагай (данных меньше). Наоборот, годограф, построенный в субширотном направлении (III), по данным группы станций, характеризуется относительно повышенными значениями вре-

мен. Годограф для ст. Сеймчан в северо-западном направлении (II) занимает промежуточное положение. Значения кажущейся скорости волны P изменяются в интервале 7,7—8,2 км/с. Изучаемая территория по величине кажущейся скорости прямой волны \bar{P} разделяется на две области. К востоку от ст. Усть-Омчуг ее значение равно 5,8—6,0 км/с, а к западу и северо-западу увеличивается до 6,1—6,3 км/с.

На рис. 2 приведена схема распределения граничной скорости по поверхности M . Указаны преимущественные направления, вдоль которых рассчитывались скорость, средние значения, среднеквадратическое отклонение и количество определений. Величина скорости изменяется от 7,9 до 8,4 км/с. Исключение составляет окрестность ст. Чагда, где $V_r \sim 8,3$ км/с. В районе расположения станций Магадан, Омсукчан, Сеймчан, по сейсмологическим данным, $V_r \sim 8,0$ —8,1 км/с, что соответствует результатам ГСЗ по профилю Магадан — Колыма ($V_r = 8,1$ км/с) [2]. Это указывает на удовлетворительную точность полученных по сейсмологическим данным сведений о граничной скорости в исследуемом районе.

В таблице приведены результаты расчетов

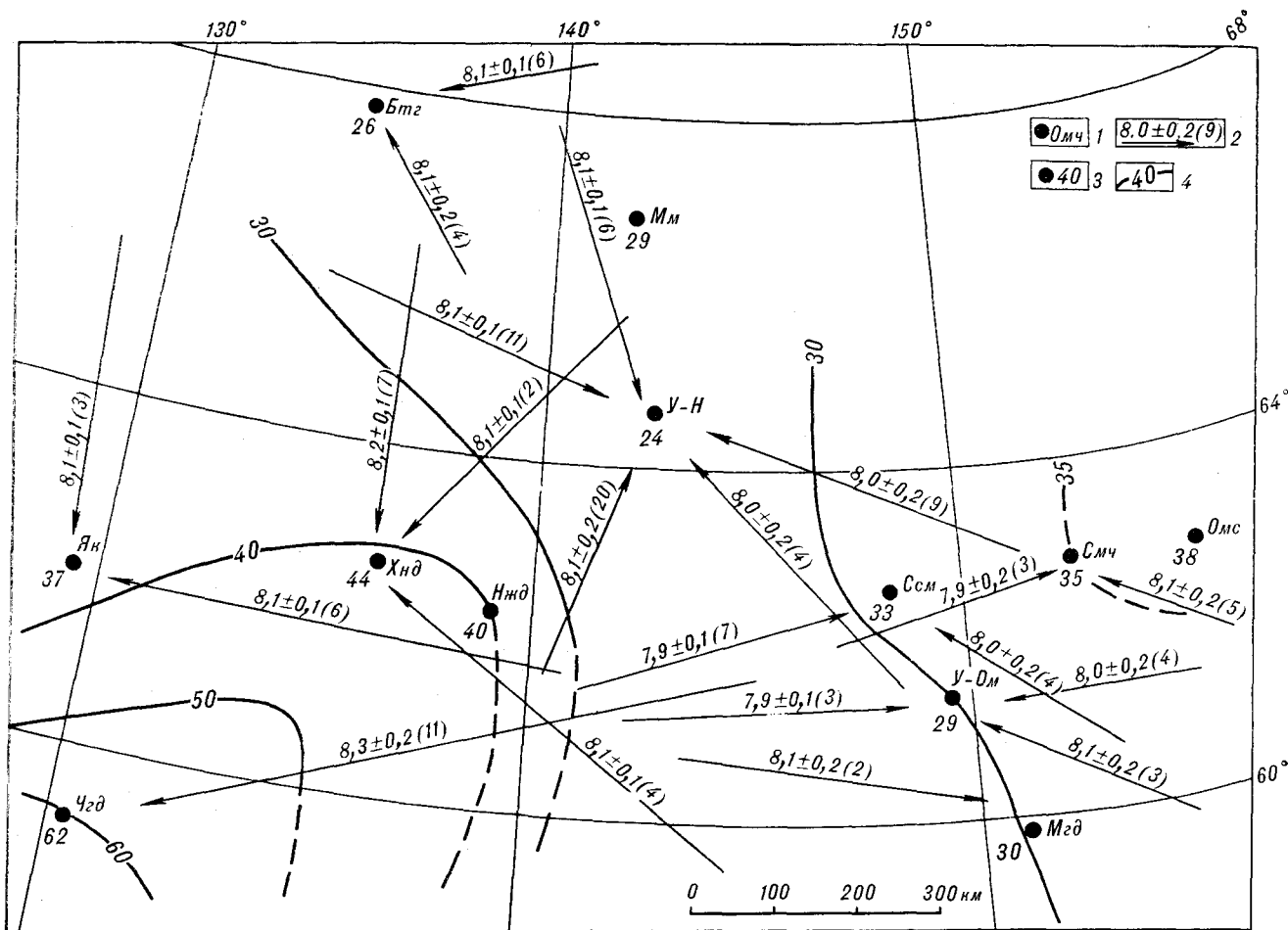


Рис. 2. Схема строения поверхности Мохы.

1 — сейсмостанции; 2 — значение V_T вдоль указанного направления и ее среднеквадратическая погрешность, км/с, в скобках количество определений; 3, 4 — глубина залегания раздела М и изогипсы, км.

по формуле (2) времен запаздывания волны Р и их среднеквадратических отклонений. Данные о средней скорости в земной коре Верхояно-Колымской складчатой системы отсутствуют, поэтому принято, что ее величина постоянна и равна полученному по профилю Магадан — Колыма значению 6,1 км/с. Для станций Якутск, Хандыга, Чагда расчет глубины залегания раздела М выполнялся для скорости 6,4 км/с [7].

На рис. 2 приведена структурная схема поверхности М. В целом для юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы наблюдается относительно уменьшенная по сравнению с Алданским щитом и Сибирской платформой мощность земной коры. В районе станций Батагай и Усть-Нера она составляет 24—26 км. К востоку раздел М погружается до 35—38, к западу до 40—44 км. Мощность коры в районе ст. Чагда достигает 60 км (так же как по данным [8]) и является, по всей видимости, аномальной. Изогипсы с отметкой 30 км,

оконтуривающие зону с уменьшенной до 24—28 км мощностью земной коры, раскрываются к северо-западу и, что наиболее существенно, в сторону Охотского моря, где, по данным ГСЗ, в мелководной северной его части глубина залегания раздела М также равна 25—30 км [3]. Возможно, что Верхояно-Колымская система находит свое продолжение в Охотском море.

Представляется, что структурные особенности подошвы земной коры, по данным от близких землетрясений, установлены достаточно надежно. В подавляющем большинстве случаев фактический разброс значений глубин от среднего равен ± 3 —4 км (см. таблицу), в то время как изменения мощности земной коры превышают 10 км. Увеличение средней скорости в земной коре в районе станций Батагай, Усть-Нера, Мома до наибольшего значения, равного 6,4 км/с, приводит к возрастанию глубины на 3—4 км. При этом тенденция к уменьшению мощности земной коры сохраняется. Кроме того, вследствие ограниченного количества

станций в центральной части изучаемой территории, возможно другое (субширотное) проведение изогипсы поверхности М с отметкой 30 км, при котором область с утоненной земной корой разделяется на два обособленных участка: северо-западный (станции Усть-Нера, Мома, Батагай) и юго-восточный (станции Усть-Омчуг, Магадан).

В итоге можно отметить, что в пределах центральной и юго-восточной части Верхояно-Колымской системы земная кора имеет уменьшенную (до 24—26 км) мощность по сравнению с юго-восточной частью Сибирской платформы (40—44 км) и районом южного окончания Иньяли-Дебинского, Аян-Уряхского синклинориев и Балыгычанского поднятия (35—38 км, станции Сеймчан, Омсукчан). Можно также предполагать (по немногочисленным данным станций Зырянка и Эвенск), что мощность земной коры на северо-восток возрастает до 35—45 км. Учитывая общие закономерности изменения глубины залегания раздела М, можно допустить продолжение зоны с относительно утоненной земной корой на юго-восток в пределах мелководной части Охотского моря.

В горизонтальном направлении изменяется не только мощность, но и скоростные особенности земной коры. Значение кажущейся скорости прямой волны, равное 6,1—6,3 км/с в пределах складчатой системы по сравнению с 5,8—6,0 км/с на востоке от Усть-Омчуга, может указывать на различие максимальной скорости в верхней части земной коры. Это верно, если очаги землетрясений данных районов располагаются примерно на одном уровне, или для Верхояно-Колымской зоны они имеют меньшую глубину. В противном случае изменение скорости может указывать на ее возрастание, обусловленное заглужением очагов.

Используя граничную скорость по разделу М, нами проведен сравнительный анализ глу-

бины очагов землетрясений. По времени пробега волны Р на одной из станций от двух событий, расположенных в разных зонах, способом, аналогичным описанному, отыскивалась разность времен пробега от очагов до границы М. Считая, что меньшее время пробега соответствует большей глубине очага, можно сделать вывод о различии в их глубинах. Результаты обработки данных на ст. Сеймчан от 25 событий (одно из них как реперное использовалось постоянно) указывают на отсутствие региональных различий (среднее значение разности времен близко к нулю при дисперсии $\sim \pm 0,7$ с) в глубине очагов землетрясений для юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы и южных окончаний Иньяли-Дебинского, Аян-Уряхского синклинориев и Балыгычанского поднятия. Поэтому утонение земной коры в пределах складчатой системы может происходить за счет значительного уменьшения мощности верхнего относительно низкоскоростного («гранитного») слоя.

Обнаруженная особенность является нетипичной для геосинклинальных областей, имеющих, как правило, утолщенную земную кору [7], и может быть, по-видимому, объяснена с точки зрения представлений, основанных на положениях плитной тектоники, развиваемых для территории северо-востока Азии в работах [5, 6]. Согласно этим данным, мощная толща осадочных отложений верхоянского комплекса накапливалась в областях растяжения (и, следовательно, утонения) земной коры. Последующее формирование мезозойских складчатых структур происходило в результате горизонтального движения блоков литосферы, при котором преобразования земной коры (изменение ее мощности) могли быть незначительными.

Авторы выражают признательность Б. М. Козьмину и Л. М. Парфенову за полезные советы при обсуждении результатов работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вацлов Ю. Я. Сейсмичность и вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР.— В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1979.
2. Давыдова Н. И., Шварц Я. Б., Ярошевская Г. А. Материковый профиль Магадан—Колыма.— В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
3. Косминская И. П., Кракшина Р. М., Павлова И. Н. Северная и центральная части Охотского моря.— Там же.
4. Мишин С. В., Мишина Л. В., Море А. Г. Выделение обменных волн на сейсмограммах для оценки положения сейсмических границ в земной коре.— В кн.:

- Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1979.
5. Неустров А. П., Парфенов Л. М. Мощность земной коры на востоке Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1984, № 12.
6. Парфенов Л. М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах Северо-Востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статья 1. Мезозойды Верхояно-Чукотской области.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
7. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР.— М.: Наука, 1980.
8. Суворов В. Д., Корнилова З. А. Глубинное строение Алданского щита по данным близких землетрясений.— Геол. и геофиз., 1985, № 2.

ДИСКУССИЯ

1. Данные по глубине подошвы земной коры являются не «достаточно надежными», как утверждают авторы, а ориентировочными, хотя и полезными. Справедливость такой оценки основывается на следующих соображениях:

а) отождествление волн как связанных с поверхностью М является априорным, предполагаемым; особенно сомнительно выделение границы М на глубине 60 км в районе Алданского шота, где, по независимым гравиметрическим определениям, на этой глубине предполагается подкорковая граница;

б) на точность определения глубин большое влияние оказывает малая (относительно расстояний между сейсмостанциями и очагами землетрясения) точность определения координат эпицентров, отсутствие детальных сведений о скоростном разрезе среды, неправильно указание (30 км) о глубине границы М на станции Магадан, в то время как эта величина составляет, по независимым гравиметрическим наблюдениям, 20—25 км, а данных ГСЗ здесь нет.

Думаю, что авторы поймут утверждение рецензента об отсутствии данных о ГСЗ относительно глубины поверхности М в районе станции Магадан, если более

внимательно взглянуть на рис. 6.1 с. 118 цитируемой же ими монографии «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану» (М.: Наука, 1964, с. 117—123). На изображенном здесь разрезе, по данным ГСЗ, прослеживание границы М обрывается в 70 км к северу от станции Магадан, вблизи которой расположен ПВ Веселая (на приведенном разрезе они совпадают). В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, где расположена станция Магадан, совсем иное строение и разрез земной коры — здесь практически отсутствует «гранитный» слой. Между тем станция Магадан является для авторов реперной при построении всей схемы поведения границы М.

2. Авторами не использован материал независимых гравиметрических определений глубины границы М, точность которых, по крайней мере, не ниже приведенных в статье.

3. Попытка дать полученному материалу объяснение с позиции плитовой тектоники выглядит легковесной и ненужной, тем более, что растяжения и утонения земной коры не являются прерогативой одной лишь этой концепции.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР

Ю. Я. Ващилов

УДК 552.3+550.4(571.642)

В. М. Гранник

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАБАЗИТОВ
СУСУНАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА**

(Южный Сахалин)

В сусунайском метаморфическом комплексе установлены различные по степени изменения группы пород: I — слабо деформированные и измененные с хорошо сохранившимся первичным составом; II — катаклазированные и измененные с реликтовыми структурами и текстурами; III — ортосланцы с новообразованным составом, структурами и текстурами. По модальному, нормативному и химическому составу в пределах каждой из выделенных групп установлены виды и разновидности пород, принадлежащие толеитовой,

щелочно-базальтовой и щелочной сериям. Петрографические, петрохимические и геохимические особенности рассмотренных пород определяют их принадлежность к своеобразной ассоциации, сходной с ассоциацией внутриокеанических островных подъятий и абиссальных плато. Проявленный базальтовый вулканизм указывает на сходную с океанической тектоническую обстановку, существовавшую на юге Сахалина в период заложения южной части сахалинской геосинклинали.

Предыдущими исследованиями [5, 8, 13, 17, 19] установлено широкое распространение продуктов базальтового вулканизма среди метаморфических образований вальзинской серии (поздний палеозой — ранний мезозой) Сусунайского хребта. Описаны они в литературе как разнообразные по составу зеленые сланцы и зеленокаменные породы, сложенные эпидотом, клиноцоизитом, пумпеллитом, хлоритом,

актинолитом, стильномеланом, лейкоксеном, альбитом и кварцем с примесью реликтовых пироксенов (в отдельных прослоях до 30%), глаукофана (до 1%, изредка до 30%), окислов и гидроокислов железа (до 5—7%). По реликтовым структурам и минеральному составу среди ортопород выделены metabазальты, метаспилиты и метадиабазы. По оценкам упомянутых исследователей мощности отдельных пла-

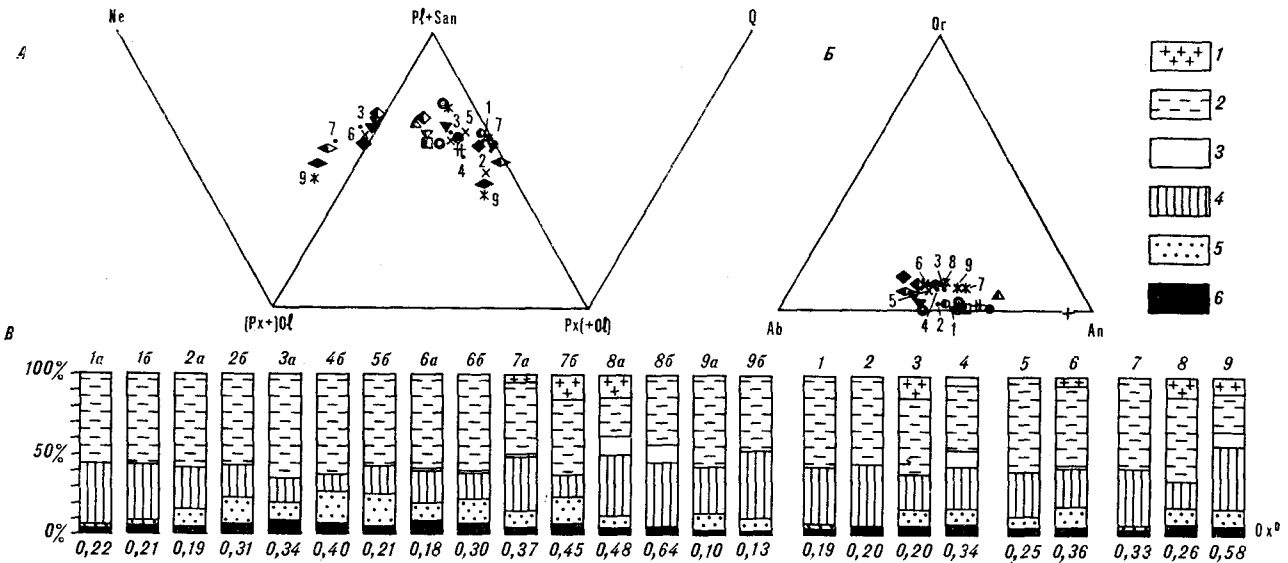


Рис. 1. Средние нормативные составы metabазитов.

А — соотношение metabазитов с нормативными нефелином и кварцем; Б — состав нормативных плагиоклазов; В — средние нормативные составы metabазитов. Ордината — содержание нормативных минералов в об. %: 1 — санидин, 2 — плагиоклазы, 3 — нефелин, 4 — клинопироксены, 5 — оливин, 6 — рудные минералы. Абсцисса Ox^0 — степень окисления пород. Цифры на диаграммах: 1a — 9b — названия metabазитов, перечисленные в усл. обозн. к рис. 2. Средние нормативные составы базальтов. 1 — 4 — толеиты: 1 — срединно-океанических хребтов, 2 — океанических островов, 3 — континентальных рифтов, 4 — трапшовой формации древних платформ; 5 — 7 — щелочные оливиновые базальты: 5 — океанов, 6 — континентальных рифтов, 7 — вулканических покровов щелочно-ультраосновных комплексов древних платформ; 8 — щелочные субкалиевые базальты океанов; 9 — базальты трапшовой формации древних платформ повышенной калиевости.

Модальный состав метабазитов

Номер на рис. 1	Виды и разновидности пород	Pl	Cpx	O1	Sph	Mt, Timt	G1	Вторичные минералы	Структуры, текстуры
1a	Толейтовые базальты: гиалобазальты пироксеновые афировые базальты лейкобазальты	Ед. 45—50	35—40 ^а		10		50—55	5	Афировые, олигофиромые
	70 ^а		10 25	5 5	15 20	Афировые Афировые, трахитовые, флюидальные			
2a	Оливиновые толейтовые базальты: гиалобазальты серийно-порфировые базальты	Ед. 20	20 ^а 55 ^а	10			70	5 25	Порфировые, витрофи- ро-микролитовые Серийно-порфировые, ин- терсертальные Пллотакситовые
	3a		Высокоглиноземистые оливиновые толейтовые базальты	75		5	10		75
4б	Оливиновые толейтовые пикридолериты	25	40 ^т	+	3—5			50	Порфиробластовые
5б	Оливиновые базальты: афировые базальты	55—60	25—30 ^т		30			35—40	Афировые, микрограно- лепидобластовые
	лейкобазальты			20—25	10—15	55—60	Афировые, гялоцили- товые, микрограноле- пидобластовые		
	долериты		30	25—30 ^т		3	7	55—60	Пойкилофитовые, мило- литовые
6a	Оливиновые гавайиты		55 ^т	+	15	1		25—30	Порфировые, пилотак- ситовые
7a	Трахибазальты, трахидолериты: оливиновые муджнериты	Ед. 30	70 ^т		10			20	Порфировые, микропой- клитовые
	оливиновые трахидолериты		60 ^а		10		40	Пойкилофитовые	
8a	Тефриты: лейцитовые тефриты	Ед. 15 10	40—45 ^т		10	Ед.		30—45	Серийно-порфировые, ин- терсертальные Лампрофирсые
	фонотефриты (титан- авгиты)		75 ^т		5		15		
	мелатефриты		35—40 ^т	+	10—15		35	Серийно-порфировые, ин- терсертальные	
9a	Габбро-долериты	40	55 ^а		2			43	Пойкилофитовые

Примечание. Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен (а — авгит, т — титан-авгит, д — диопсид), O1 — оливин, Sph — сфен, Mt — магнетит, Timt — титаномагнетит, G1 — вулканическое стекло. Вторичные минералы представлены альбитом, хлестом, сосюритом, пумпеллитом, эпидотом, актинолитом, гидрослюдой, очень редко кальцитом и кварцем.

стов ортопород варьируют от 1 до 25 м, а пачек — от 30 до 200—250 м и более. Кроме того, в составе рассматриваемого метаморфического комплекса установлено [5] две группы интрузивных пород: дайки и sillы метадиабазов и метагаббро, пространственно и генетически связанные с основными эффузивами, а также согласные или приуроченные к тектоническим нарушениям тела серпентинитов и горнблендитов, образовавшихся главным образом за

счет ультраосновных пород, локализованные как среди первично вулканогенных, так и осадочных образований. Мощности тел измеряются чаще всего десятками, а их протяженности — сотнями метров.

Автором получены новые сведения о петрографическом составе и геохимических особенностях метабазитов сусунайского комплекса. Прежде всего, в зависимости от степени наложенного динамометаморфизма и измененности

первичного минерального состава среди эффузивных пород и пород дайково-силлового комплекса можно выделить три группы: I — слабо деформированные и измененные породы с достаточно хорошо сохранившимся первичным составом; II — катаклазированные и измененные породы с реликтовыми структурами и текстурами; III — ортосланцы с новообразованным составом, структурами и текстурами. Сравнение модального (табл. 1), нормативного (рис. 1, табл. 2) и химического (табл. 3) составов изученных пород с имеющимися классификациями [7, 9, 12, 14, 16] выявило в перечисленных группах следующие виды и разновидности пород. В I группу входят базальты толеитовые, оливиновые толеитовые, в том числе высокоглиноземистые (в понимании А. Н. Заварицкого [6] и А. А. Маракушева [12]), оливиновые гавайиты, трахибазальты, трахидолериты, муджиериты, тефриты лейцитовые, фонотефриты и мелатефриты, габбро-долериты. Во II группу дополнительно к перечисленным толеитовые пикритодолериты. К III группе относятся амфиболиты, амфиболовые ортосланцы (ферроактинолит, зеленые роговые обманки с $2V = -(77-80^\circ)$, $c : Ng = 24$; $2V = -(64-68^\circ)$, $c : Ng = 16^\circ$; $2V = -75^\circ$, $c : Ng = 18^\circ$), по нормативному и химическому составу соответствующие базальтам толеитовым, оливиновым и пикритовым, хлорит-альбит-актинолитовые (ферроактинолит, $2V = -74^\circ$, $c : Ng = 11^\circ$) и альбит-актинолитовые (ферроактинолит $2V = -(71-73^\circ)$, $c : Ng = 20^\circ$) ортосланцы, соответствующие базальтам, первые оливиновым, вторые пикритовым, кварц-актинолит-гидрослюда-эпидотовые ортосланцы, соответствующие трахибазальтам и трахидолеритам. Для петрогеохимических целей автором использованы силикатные анализы наименее измененных пород (I и II групп сохранности), выполненные в Лаборатории физико-химических методов ИМГиГ ДВНЦ АН СССР (см. табл. 3), а также количественные спектральные и химические определения ряда элементов-примесей (чувствительность в г/т: для Cr, Ni — 5, V, Co, Sc — 3, Ga — 1, Li — 0,5, Ta — 0,8, Y, TR_2O_3 — 10, Zr, Nb — 20, Ba, Sr, La — 30; табл. 4) в тех же пробах, выполненные в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции (см. табл. 4). Ниже приводится краткая характеристика основных видов и разновидностей наименее измененных метабазитов (см. табл. 1).

Толеитовые базальты представлены гиалобазальтами афирового или олигофироваго сложения. В единичных вкрапленниках встречается диопсид — авгит ($2V = 55^\circ$, $c : Ng = 48^\circ$), основная масса сложена буровато-серым или желтовато-зеленым вулканическим стеклом со структурой песочных часов ($50-55\%$), диоп-

сид-авгитом ($2V = 51-53^\circ$, $35-40\%$), сфеном, лейкоксеном (до 10%), тонкозернистым агрегатом хлорита, актинолита, альбита, реже кварца. Для афировых пироксеновых базальтов типа «вариолитов» с микроцентрической структурой основной массы характерны прозрачные клинопироксены ($c : Ng = 44^\circ$, до 70%), в промежутках имеются альбит, хлорит, пумпеллит, пылевидный агрегат сфена — лейкоксена (до $25-30\%$). Афировые лейкобазальты флюидального строения с трахитовой структурой основной массы сложены микролейстами альбита ($45-50\%$), в промежутках присутствуют хлорит-пумпеллитовый агрегат (20%), сфен, лейкоксен (до 25%), магнетитовая пыль (до 30%).

Оливиновые толеитовые базальты — серийно-порфировые породы с пилотакситовой и интерсертальной структурой основной массы. Во вкрапленниках — бледно-розовый титанистый авгит ($2V = 56^\circ$, $c : Ng = 50^\circ$) или прозрачный авгит и частично альбитизированный плагиоклаз, основная масса сложена клинопироксеном ($2V = 53^\circ$; до 55% в сумме с вкрапленниками), лейстами основного плагиоклаза или микрозернистого альбита (до 18%), хлоритовым (до 5%) агрегатом со сфеном-лейкоксеном (до 20%) и магнетитовой пылью (до $1-2\%$). К этому виду пород, по-видимому, следует отнести описанные А. Е. Егоровым и В. П. Шашкиной [5] оливин-авгитовые гиалобазальты, состоящие из свежих вкрапленников оливина и титанистого авгита, девитрифицированного стекла ($65-70\%$) и заключенных в стекло лейст плагиоклаза, избирательно замещенных эпидотом, альбит-кальцитовым агрегатом или бесцветной глиноземистой гидрослюдой.

Высокоглиноземистые оливиновые толеитовые базальты афирового и олигофироваго сложения состоят из единичных вкрапленников прозрачного клинопироксена, в основной массе — сосюритизированный плагиоклаз (до 75%), альбит (до 10%), магнетит (до 10%), сфен (до 5%).

Оливиновые толеитовые пикритодолериты катаклазированные и измененные с порфиробластовой структурой и плоскопараллельной текстурой сложены деформированными и раздробленными кристаллами светло-розового титанистого авгита ($2V = 57-58^\circ$, $c : Ng = 50^\circ$, до 40%), альбитизированным основным плагиоклазом (до 25%), хлоритом (до 25%) и лейкоксеном (до $3-5\%$). Полосчатая текстура обусловлена чередованием слоев, обогащенных пироксеном, плагиоклазом или хлоритом.

Оливиновые базальты катаклазированные и измененные представлены афировыми меланократовыми базальтами, состоящими из микрокристаллической почти изотропной массы: тон-

Средние нормативные составы метабазитов суэунайского комплекса,

Минерал	Номер на рис. 1										
	1а	1б	2а	2б	3а	5б	4б	6а	6б	7а	7б
Санидин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,6	15,9
Плагиоклаз	56,8	59,0	59,1	56,2	66,1	63,1	58,2	60,1	62,4	53,3	47,7
Нефелин	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,6	0,2	1,6
Клинопироксен	38,7 ^п	33,5 ^п	26,4 ^а	21,4 ^а	15,3 ^п	10,9 ^а	17,7 ^а	20,6 ^а	16,0 ^т	34,6 ^т	11,8 ^д
Оливин	0,9	2,5	10,4	17,0	11,1	20,4	20,9	11,6	15,4	5,1	17,2
Магнетит	1,2	1,3	1,5	1,3	1,4	1,4	1,5	1,5	1,8	0,9	1,7
Ильменит	2,1	2,9	2,1	3,3	3,8	3,4	1,4	4,7	3,0	1,5	3,2
Апатит	0,3	0,8	0,5	0,8	0,7	0,8	0,3	1,2	0,8	0,8	0,9
Шпинель	—	—	—	—	1,6	—	—	—	—	—	—
Средний плагиоклаз (Ап)	66	51	55	54	45	66	56	42	40	34	48
Цветовой индекс	43,2	41,0	40,9	43,8	33,9	36,9	41,8	39,6	37,0	42,9	34,8
σ	0,7	1,7	1,8	2,4	2,8	1,4	2,0	4,5	3,9	2,4	6,7
τ	7,4	4,1	5,9	4,0	4,1	3,4	9,9	2,6	4,1	4,3	4,4
Ох ^о	0,22	0,21	0,19	0,31	0,34	0,40	0,21	0,18	0,30	0,37	0,45

Примечание. д — диопсид, а — авгид, т — титан-авгит, с — субкальциевый авгит, п — пижонит, г — гиперстен.

кораспыленный сфен, лейкоксен (до 30%), гидрослюдисто-актинолит-хлоритовый микрозернистый агрегат (до 35—40%), на фоне которого выделяются сростки мельчайших кристалликов диопсида (до 25—30%). Афировые лейкобазальты с гиалошилитовой структурой основной массы содержат альбит-хлоритовые псевдоморфозы по микролитам основного плагиоклаза (до 55—60%), гематитизированный магнетит (до 10—75%) и сфен, лейкоксен (до 20—25%). Долериты состоят из крупных (0,3—1,2 мм в поперечнике) кристаллов розового титанистого авгита ($2V = 52-54^\circ$, $c:Ng = 50^\circ$, до 25—30%), иногда в сростках с гематитизированным титаномagnetитом, мелких деформированных зерен сосюртитизированного плагиоклаза (до 30%), титаномagnetита (до 7%), сфена (до 3%), в промежутках — волокнистый и чешуйчатый хлорит-актинолитовый агрегат (до 25—30%).

Оливиновые гавайиты — порфиновые породы с пилотакситовой структурой основной массы. Во вкрапленниках — розовый титан-авгит ($2V = 53^\circ$ — внутренняя часть зерна, $2V = -56-57^\circ$ — внешняя часть зерна, $c:Ng = 45^\circ$). Основная масса — призматические кристаллики титан-авгита (до 55% в сумме с вкрапленниками), в промежутках — сфен, лейкоксен (до 15%), хлорит (до 5—10%), альбит (до 20%). Единичные псевдоморфозы (до 4,5 мм) сложены по периферии альбитом, в центре хлоритом, иногда с кальцитом.

Трахибазальты и трахидолериты представлены оливиновыми муджиеритами — порфировыми миндалекаменными породами. Во вкрапленниках — титан-авгит ($2V = 59^\circ$, 15%), магнетит (до 1%), единичные зерна плагиоклаза. Основная масса представлена мелкими призматическими кристаллами титан-авгита ($2V =$

$= 55^\circ$, до 55%), в промежутках — сфен, лейкоксен (до 10%), альбит (до 15%) и хлорит (до 5%). Оливиновые трахидолериты — равномерно-зернистые породы с пойкилоофитовой структурой, сложенные крупными кристаллами авгита ($2V = 50^\circ$), включающие призматические зерна сосюртитизированного плагиоклаза. Идиоморфные зерна сфена и лейкоксена равномерно распределены по площади шлифа.

Тефриты представлены лейцитовыми порфирами тефритами и серийно-порфиновыми породами с интерсертальной структурой основной массы. Во вкрапленниках — идиоморфные и гломерофировые скопления розового титан-авгита (до 15%, $2V = 58-60^\circ$), гидрослюдисто-хлоритовые псевдоморфозы по полевым шпатам (гидрослюда по периферии зерен, хлорит в центре зерен), единичные крупные кристаллы магнетита. Основная масса сложена гидрослюдисто-хлоритовыми псевдоморфозами по лейстам плагиоклаза (до 35—40%), призматическими кристалликами титан-авгита (до 25—30%), лейкоксомом (до 10%), магнетитом (единичные зерна). Фонотефриты (титан-авгиты) представлены раскристаллизованными породами, состоящими из титан-авгита (до 75%, $2V = 52^\circ$), в промежутках — андезина ($Ап_{46}$), иногда частично альбитизированного (до 15%) хлорита (до 5%), сфена, лейкоксена (до 5%); на фоне равномерно-зернистой основной массы выделяются гломерофировые скопления крупных кристаллов титан-авгита. Порфиновые мелатефриты во вкрапленниках содержат титан-авгиты ($2V = 57^\circ$, $c:Ng = 41^\circ$, до 15%), хлорит-кальцитовые псевдоморфозы по оливину (единичные зерна), основная масса состоит из титан-авгита (до 20—25%), сфена (до 10—15%), андезина, альбита (до 20%), пенина (до 25%).

базальтов океанов, континентальных рифтов и древних платформ

Номер на рис. 1												
8а	8б	9а	9б	1	2	3	4	5	6	7	8	9
14,0	—	—	—	—	—	12,2	5,8	—	6,0	—	12,5	11,0
24,5	43,5	56,7	48,2	58,3	55,8	45,9	40,0	60,1	49,9	59,0	53,1	22,9
11,8	11,5	—	—	—	—	3,2	10,5	—	2,0	—	—	9,3
38,0 ^Г	39,7 ^Г	29,1 ^{а, Г}	42,3 ^{а, Г}	35,6 ^с	39,0 ^с	22,4 ^Г	27,2 ^а	28,0 ^с	24,5 ^Г	35,4 ^с	16,9 ^Г	40,0 ^Г
8,0	—	11,7	7,7	3,1	0,7	10,9	9,9	7,6	12,8	2,1	11,0	11,5
1,7	2,7	1,2	0,7	1,3	1,7	1,4	1,7	1,5	1,8	1,6	2,0	1,8
1,2	1,8	1,1	0,8	1,4	2,1	2,9	3,2	1,9	2,1	1,4	2,9	2,2
0,8	0,8	0,2	0,3	0,3	0,7	1,1	1,7	0,9	0,9	0,5	1,6	1,3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
45	36	62	90	54	49	48	46	44	42	54	46	52
49,7	45	43,3	41,8	41,7	44,2	38,7	43,7	39,9	42,1	41,0	34,4	56,8
9,3	7,17	—	—	2,2	1,6	5,6	16,8	2,39	4,93	1,4	7,3	23
3,1	3,2	—	—	9,3	5,3	3,6	2,9	5,98	4,41	9,0	4,1	2,1
0,48	0,64	0,10	0,13	0,19	0,20	0,20	0,34	0,25	0,36	0,33	0,26	0,58

Таблица 3

Средние химические составы метабазитов, вес. %

Номер на рис. 1, число анализов <i>n</i>	Среднее, стандартное отклонение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1а	\bar{X}	48,59	1,91	16,10	2,86	8,89	0,22	8,42	10,74	1,92	0,06	0,21
<i>n</i> = 6	<i>S</i>	2,03	0,85	0,93	1,02	2,24	0,01	1,59	2,82	1,21	0,20	0,11
1б	\bar{X}	48,31	3,02	15,19	3,00	9,76	0,19	6,61	10,10	2,78	0,21	0,35
<i>n</i> = 5	<i>S</i>	1,90	1,25	0,90	2,37	2,38	0,04	1,88	2,66	0,91	0,23	0,24
2а	\bar{X}	47,34	2,24	15,96	2,44	9,57	0,20	8,17	11,08	2,70	0,08	0,23
<i>n</i> = 2	<i>S</i>	0,49	1,39	0,78	1,38	0,21	0,01	0,45	3,05	0,41	0,09	0,17
2б	\bar{X}	45,95	3,15	14,72	4,16	7,98	0,18	11,90	8,94	2,23	0,40	0,33
<i>n</i> = 2	<i>S</i>	0,05	1,60	3,17	0,97	0,27	0,02	0,50	0,13	0,47	0,53	0,06
3а	\bar{X}	47,82	3,29	17,21	4,80	8,11	0,21	8,57	5,96	3,64	0,02	0,36
<i>n</i> = 1												
4б	\bar{X}	46,57	1,33	15,77	2,70	9,14	0,20	11,78	9,74	2,60	0,06	0,11
<i>n</i> = 1												
5б	\bar{X}	43,51	3,01	17,79	6,01	7,85	0,34	9,47	10,60	1,77	0,63	0,34
<i>n</i> = 3	<i>S</i>	3,44	0,62	2,06	2,59	2,15	0,26	4,21	2,13	0,24	0,30	0,04
6а	\bar{X}	45,99	4,38	14,94	2,54	10,46	0,18	6,99	10,29	3,42	0,24	0,56
<i>n</i> = 1												
6б	\bar{X}	47,86	2,96	15,92	3,96	8,10	0,19	7,62	8,76	3,82	0,53	0,34
<i>n</i> = 5	<i>S</i>	1,41	0,77	1,27	2,84	3,33	0,03	2,33	1,73	0,55	0,39	0,10
7а	\bar{X}	51,16	2,48	14,01	2,98	4,42	0,16	7,85	12,16	3,36	1,03	0,38
<i>n</i> = 2	<i>S</i>	0,45	1,29	0,47	1,03	1,23	0,03	0,23	1,25	1,12	0,49	0,25
7б	\bar{X}	46,68	2,93	15,65	6,13	6,57	0,15	8,60	7,99	2,75	2,23	0,41
<i>n</i> = 3	<i>S</i>	2,00	0,73	2,09	4,40	3,47	0,02	3,83	0,41	0,89	0,29	0,14
8а	\bar{X}	46,47	3,18	13,77	5,82	5,49	0,14	7,91	11,62	3,83	1,86	0,36
<i>n</i> = 3	<i>S</i>	1,83	0,22	1,59	0,41	1,76	0,06	2,03	2,28	1,77	1,54	0,12
8б	\bar{X}	46,86	3,11	14,77	8,89	4,42	0,13	4,17	11,99	4,76	0,50	0,38
<i>n</i> = 1												
9а	\bar{X}	47,63	1,23	16,40	0,96	9,03	0,22	9,63	12,51	2,14	0,20	0,08
<i>n</i> = 2	<i>S</i>	0,22	0,01	2,12	0,06	0,22	0,01	3,41	1,55	0,13	0,03	0,00
9б	\bar{X}	44,60	0,73	14,97	1,13	6,78	0,18	10,67	15,45	0,43	0,02	0,13
<i>n</i> = 1												

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов ИМГиГ. Аналитики Л. Г. Воронова, А. Н. Слащева, Н. Е. Нефедова, Л. В. Шарейная, Э. В. Гранник, Л. Г. Цинчук.

Среднее содержание микроэлементов в метабазах, г/г

Номер на рис. 1, число анализов <i>n</i>	Среднее, стандартное отклонение	Cr	Ni	Co	V	Ba	Li	Sr	La	Nb	Ta	Zr	Sc	Y	ΣTR_2O_3	Ga
1a <i>n</i> = 6	\bar{X} <i>S</i>	128 67	73 27	28 7	198 30	60 21	31 13	222 275	15 12	18 9	1 0,5	108 52	47 11	28 13	123 55	23 6
1б <i>n</i> = 5	\bar{X} <i>S</i>	132 73	77 45	28 5	184 30	78 75	28 8	204 134	24 6	31 16	1,8 1,5	174 62	58 41	30 10	189 57	24 4
2a <i>n</i> = 2	\bar{X} <i>S</i>	93 53	65 24	30 3	170 14	45 21	28 5	160 28	32 3	25 15	1,2 0,6	150 85	45 8	30 7	439 362	16 3
2б <i>n</i> = 2	\bar{X} <i>S</i>	300 28	200 141	37 6	175 78	225 163	38 13	210 113	15 15	21 10	1,9 0,4	140 14	37 25	25 7	156 29	16 3
3a <i>n</i> = 1	\bar{X}	71	100	34	160	70	41	410	30	35	1,1	170	37	30	166	18
4б <i>n</i> = 1	\bar{X}	840	290	44	150	30	25	30	0	14	0,7	90	48	30	105	14
5б <i>n</i> = 3	\bar{X} <i>S</i>	114 37	127 64	34 1	150 46	137 133	41 10	260 137	30 0	33 4	1,8 0,7	163 31	34 5	37 6	187 49	20 6
6a <i>n</i> = 1	\bar{X}	100	100	35	180	100	16	150	30	6	2	270	38	40	313	24
6б <i>n</i> = 5	\bar{X} <i>S</i>	103 56	83 48	27 7	162 36	74 30	29 11	256 123	32 4	28 16	1,7 0,8	170 78	35 5	36 13	188 72	21 3
7a <i>n</i> = 2	\bar{X} <i>S</i>	176 146	75 24	22 4	155 35	65 7	18 3	260 42	30 0	24 15	1,1 0,6	115 92	42 25	20 0	151 92	26 10
7б <i>n</i> = 3	\bar{X} <i>S</i>	212 154	187 149	108 123	157 31	293 176	30 16	337 162	37 12	40 26	2,1 0,4	210 56	31 7	30 10	178 34	18 7
8a <i>n</i> = 3	\bar{X} <i>S</i>	327 86	157 63	34 9	187 15	137 55	17 10	540 210	30 0	42 0	1,7 0,9	180 26	28 3	20 0	236 10	21 5
8б <i>n</i> = 2	\bar{X}	74	57	16	140	40	21	480	30	28	1,5	150	14	30	145	15
9a <i>n</i> = 2	\bar{X} <i>S</i>	135 21	120 57	31 13	160 14	30 0	26 8	95 7	15 15	14 0	0,9 0,3	60 14	48 2	25 7	86 71	23 6
9б <i>n</i> = 1	\bar{X}	60	110	35	130	30	37	60	0	14	0,7	80	42	10	178	9

Примечание. Анализы выполнены в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции. Исполнители Г. Карасева, Л. Бусахина, Л. Чижикова, Л. Малинина, В. Стрункина, С. К. Шипина, Т. И. Ценская, Л. И. Погорельцева, М. Ф. Родькина, Т. В. Долинова, Т. Ф. Федосова.

Габбро-долериты, полнокристаллические породы с характерными пойкилоофитовыми структурами, состоят из крупных кристаллов авгита ($2V = 45^\circ$, $49-54^\circ$, $c:Ng = 43^\circ$, до 55%) с включениями идиоморфных призматических кристаллов соскритизированных основных плагиоклазов (до 40%), лейкоксена (до 1-2%), альбита, хлорита и актинолита (в сумме до 5%).

Все описанные породы имеют ряд характерных структурно-минералогических черт. Так, для толеитовых базальтов обычны афировые и олигофировые и реже серийно-порфировые структуры. Субщелочным и щелочным породам присущи порфировые, серийно-порфировые, пойкилоофитовые структуры и более высокая степень раскристаллизации основной массы. Во вкраплениях всех эффузивных пород резко преобладают клинопироксены (авгиты, диопсид-авгиты, титан-авгиты), к которым иногда присоединяются плагиоклазы и оливин, а в

субщелочных и щелочных разновидностях — магнетит, титаномгнетит и сфен. Углы оптических осей клинопироксенов обнаруживают отчетливую зависимость от условий кристаллизации пород. У клинопироксенов вкрапленников $2V = 55-60^\circ$, основной массы — $2V = 47-55^\circ$; у клинопироксенов долеритов $2V = 50-54^\circ$, редко $57-58^\circ$, габбро-долеритов — $2V = 45-49^\circ$, редко $54-57^\circ$. Угол c/Ng в клинопироксенитах перечисленных пород колеблется в пределах $41-52^\circ$.

Нормативные средние составы метабазатов, вычисленные по методу А. Ритмана [16], приведены в табл. 2 и показаны на рис. 1. Сюда же для сравнения помещены заимствованные из работы [11] и вычисленные автором по методу А. Ритмана средние нормативные составы других пород.

Обращает внимание большое сходство по степени окисления (Ox^0) и нормативному составу рассматриваемых пород с аналогичными поро-

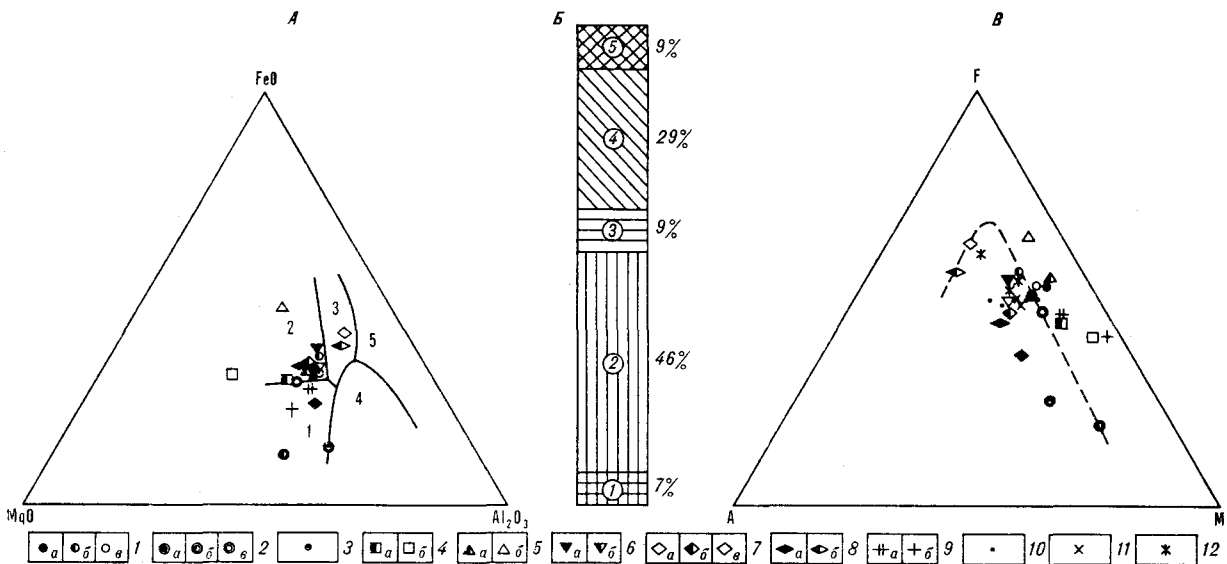


Рис. 2. Распространенность и петрохимическая характеристика метабазитов.

1 — толеитовые базальты, долериты, 2 — оливиновые толеитовые базальты, 3 — высокоглиноземистые оливиновые толеитовые базальты, 4 — оливиновые толеитовые пикритодолериты, 5 — оливиновые базальты, долериты, 6 — оливиновые гавайиты, гавайит-долериты, 7 — трахибазальты, трахидолериты, 8 — тефриты, 9 — таборо-долериты: а — породы с хорошо сохранившимся первичным составом, б — породы с реликтовыми структурами и текстурами, в — ортосланцы. Средние составы базальтов: 10 — океанов, 11 — континентальных рифтов, 12 — древних платформ. А — диаграмма $MgO - FeO - Al_2O_3$. Номерами выделены поля базальтовых серий: 1 — океанические (абиссальные), 2 — океанические (островные), 3 — континентальные (платобазальты), 4 — орогенные (островодужные и окраинные континентальные), 5 — океанические (островные из зон спрединга); В — распространение метабазитов в сусунайском метаморфическом комплексе. Цифры в кружках: 1 — оливиновые толеитовые пикритобазальты, 2 — оливиновые толеитовые базальты, 3 — оливиновые базальты, 4 — щелочные оливиновые базальты, 5 — щелочные базальтоиды; В — диаграмма АФМ.

дами океанов, континентальных рифтов и древних платформ, что в первую очередь свидетельствует о незначительном влиянии вторичных изменений (частично устраненных при пересчете химического состава пород на сухой остаток [12]) на их состав и о петрографическом подобии метабазитов толеитовым и щелочно-базальтовым сериям пород перечисленных тектонических структур. Все нанесенные на диаграммы (см. рис. 1) породы не содержат нормативного кварца, имеют близкий состав плагиоклазов (диаграмма $Or - Ab - An$, рис. 1, Б, табл. 2), в щелочных разновидностях содержат нормативные нефелин и санидин, а в составе плагиоклазов — в заметных количествах ортоклаз. Нормативные клинопироксены во всех толеитовых базальтах представлены пиджонитом, авгитом, субкальциевым авгитом, в щелочных разновидностях базальтов — преимущественно титан-авгитом, очень редко авгитом или диопсидом. По значениям индекса τ Г. В. Готтини [16] метабазиты сусунайского комплекса принадлежат к толеитовым породам кратонных областей, а по показателю родства с А. Ритмана [15], несомненно, образуют Атлантическую родственную группу (см. табл. 2).

Распространенность установленных видов и разновидностей метабазитов, оцененная по частоте встречаемости, показана на рис. 2, Б. Среди них преобладают оливиновые толеитовые базальты, составляющие вместе с оливиновыми толеитовыми пикритодолеритами более

половины всех пород. Второе место по распространенности занимают щелочные оливиновые базальты (гавайиты, гавайит-долериты, муджириты, трахибазальты и трахидолериты) и третье — оливиновые базальты и щелочные базальтоиды (тефриты).

По химическому составу метабазиты сусунайского комплекса (см. табл. 3) в общих чертах сходны с толеитовыми и щелочными оливиновыми базальтами океанов, континентальных рифтов и древних платформ, анализы которых приведены в работах [10, 11, 18]. Однако в целом рассматриваемая ассоциация резко отличается от толеитовых и щелочно-базальтовых серий континентальных рифтов и древних платформ как по набору пород, так и по особенностям состава ультраосновных и щелочных дифференциатов последних. В то же время сходство ортосланцев и зеленокаменных пород сусунайского комплекса с океаническими породами неоднократно отмечалось в литературе [4, 13 и др.]. На диаграмме кремнезем-щелочи (рис. 3) составы наименее измененных пород располагаются в основном в пределах полей, соответствующих трем рядам и группам магматических пород, по А. А. Маракшину [12, 14]: щелочно-земельным габбро и базальтам (IIA), щелочным бесфельдшпатоидным габброидам и базальтоидам (IIБ), полевошпатово-фельдшпатоидным щелочным породам — тералитам и тефритам (IIВ). Необходимо отметить, что составы толеитовых и щелочных

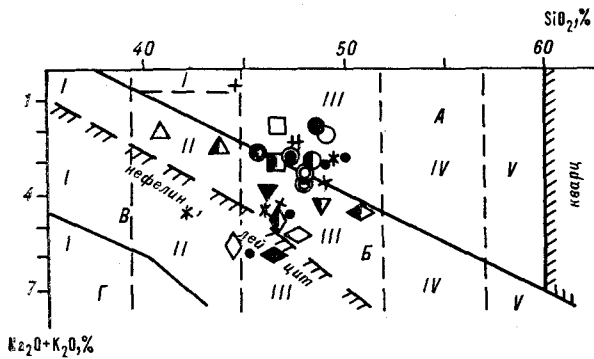


Рис. 3. Петрохимические группы магматических горных пород, по А. А. Маракушеву [12].

А — ряд щелочно-земельных пород. Группы: дунитов и перидотитов (I), пикритов (II), габбро и базальтов (III), габбро-диоритов, андезитобазальтов и пироксенитов (IV), диоритов и андезитов (V); Б — ряд щелочных бесфельдшпатоидных пород и пород повышенной щелочности. Группы: кимберлитов и меймечитов (I), щелочных пикритов (II), щелочных габброидов и базальтоидов (III), монзонитов и трахиандезитобазальтов (IV), сиенигов и трахитов (V); В — ряд полевошпатово-фельдшпатоидных щелочных пород. Группы: плагиоклаз-нефелиновых акицирангитов и лимбургитов (I), базанитов (II), тералитов и тефритов (III); Г — ряд щелочных фельдшпатоидных беславакловых пород. Группы: турьяитов (I), йолитов и нефелинитов (II). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

оливиновых базальтов океанов, континентальных рифтов и древних платформ также располагаются в основном в пределах отмеченных полей и соответствуют тем же трем рядам и группам магматических пород. Некоторый разброс точек на диаграмме наблюдается лишь для ортосланцев и катаклазированных и измененных пород, попадающих в поле дунитов и перидотитов (IA), щелочных пикритов (IIB) и базанитов (IIB). По классификации и номенклатуре, разработанной Терминологической комиссией Петрографического комитета [9], рассматриваемые породы относятся к следующим рядам и семействам: нормальному ряду основных вулканических и гипабиссальных пород, семействам пикритобазальтов и пикритодолеритов, базальтов и долеритов; субщелочному ряду основных вулканических пород, семейству субщелочных базальтов — трахибазальтов, субщелочных долеритов — трахидолеритов; щелочному ряду основных вулканических пород, семейству щелочных базальтоидов. Если сопоставить приведенную систематику метабазитов с традиционной систематикой базальтовых пород на обобщенном нормативном тетраэдре Г. С. Йодера и К. Э. Тилли [7], то на диаграмме А. А. Маракушева [12] следу плоскости критической недосыщенности кремнеземом будет соответствовать линия, разделяющая ряды А и Б, а следу плоскости насыщения кремнеземом — пунктирная линия, разграничивающая породы III и IV групп. Таким образом, породы IIA и IIIA групп соответствуют оливиновым толеитовым базальтам, располагающимся в нормативном тетраэдре между

отмеченными плоскостями, породы IIB, IIIB и частично IIV, IIIV групп — щелочным оливиновым базальтам, располагающимся в нормативном тетраэдре левее плоскости критической недосыщенности кремнеземом. По мнению автора, отнесение некоторыми исследователями [11] пород IIV и IIIV групп (например, 4,9, рис. 1, 3, табл. 2) — полевошпатово-фельдшпатоидных щелочных пород (щелочных базальтоидов [9]) — к щелочным оливиновым базальтам, являющимся, по существу, субщелочными породами [9, 16], ошибочно.

Характерной особенностью оливиновых толеитов сусунайского метаморфического комплекса является недосыщенность всех дифференциатов серии кремнеземом. Преобладание ненасыщенных пород среди поздних дифференциатов многие петрологи объясняют ненасыщенностью кремнеземом первичной базальтовой магмы, обычно сохраняющейся и в последних дифференциатах [4, 21]. Согласно представлениям В. К. Кеннеди [21], низкое содержание кремнезема в магме вызывает выпадение большого количества оливины, которое настолько понижает в расплавах соотношение магния и кальция, что к моменту формирования пироксена последний имеет диопсидовый состав. Это приводит к накоплению щелочей и алюминия, так что конечные фракции будут обогащены щелочами и не насыщены кремнеземом. Т. Бартом [1] показано, что колебания состава конечного расплава зависят главным образом от незначительных первоначальных колебаний состава первичной базальтовой магмы. Наблюдающиеся в первичной магме отклонения от насыщенного состояния будут, как правило, иметь место и в конечных дифференциатах.

Для щелочно-базальтовых серий установлены два тренда [3], отчетливо выявляемые лишь по конечным продуктам магматической дифференциации. Так, если конечные продукты недосыщены кремнеземом, имеет место фонолитовый тренд (по [22] — тренд Кеннеди), если же конечные продукты насыщены или пересыщены кремнеземом — пантеллеритовый тренд (по [22] — тренд Кумбса). В последовательных дифференциатах щелочных оливиновых метабазитов сусунайского комплекса возрастает избыточная щелочность и ненасыщенность кремнеземом, что приводит к появлению нормативных санидина и нефелина (см. табл. 2, рис. 2). Отмеченные особенности свидетельствуют о проявлении в рассматриваемых щелочно-базальтовых породах фонолитового тренда дифференциации. Фонолитовый тренд характерен для некоторых континентальных щелочных провинций и ряда океанических островных щелочно-базальтовых серий (о. Святой Елены, Гоф и др. [3]).

Для выявления сходства общего химического состава метабазитов с составом эффузивных серий, занимающих различное тектоническое положение, автором использована диаграмма Т. Х. Пирса с соавторами [3, 23], в основу которой положены вычисленные по выборке более 8000 анализов средних составы базальтов и андезитобазальтов, распределенных по следующим группам в зависимости от их тектонического положения: базальты океанического дна, орогенные базальты (островные дуги и активные окраины континентов), континентальные платобазальты, базальты океанических островов (раздельно «внутриплитные» и из срединных зон). Вычисленные таким образом составы пород занимают четко ограниченные поля на диаграмме $MgO-Al_2O_3-FeO$ (где FeO — суммарное железо). Компонентами этой диаграммы практически являются главные окислы характерных для фракционной кристаллизации минералов (оливинов, пироксенов и плагиоклазов). По их соотношению (см. рис. 2, А) изученные метабазиты попадают в поле островных («внутриплитных») и абиссальных океанических базальтов. Значительный разброс фигуративных точек отмечается лишь для ортосланцев, некоторых катаклазированных и измененных субщелочных и щелочных пород, попадающих в поле континентальных платобазальтов. Высокоглиноземистые породы приближаются к островодужным и окраинно-континентальным породам.

Традиционно путь химических изменений, происходящих при кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы, отображается на диаграммах АФМ. В последовательных дифференциатах метабазитов (см. рис. 2, В) наблюдается, видимо, характерное для типичных толеитовых магм увеличение содержания железа относительно магния — феннеровский тренд, особенно ярко выраженный в тех комплексах, в которых, как и в рассматриваемом случае, слабо проявлено параллельное возрастание кремнекислотности [1, 3, 13]. Одним из наиболее известных подобных примеров является детально изученный Скеаргаардский массив, возникший в процессе медленного охлаждения и кристаллизации расплава в крупной магматической камере. При этом точно установлено, что характерная для массива ритмическая расслоенность обусловлена фракционированием оливина, пироксена и основного плагиоклаза, сопровождавшимся последовательным увеличением железомagneйного отношения и суммарной щелочности, чем определяется и поведение редких и рассеянных элементов. Небольшой диапазон изменения кремнекислотности на главной стадии дифференциации и тренд повышения железистости давали основание большинству исследователей при изучении

толеитовых серий рассматривать вариации в содержании редких и рассеянных элементов в сравнении с фемическими компонентами [3, 23]. В нашем случае, как следует из поведения трендов MgO , FeO и $Na_2O + K_2O$ (рис. 4), устанавливаемое на диаграмме АФМ возрастание железистости и щелочности является следствием понижения концентрации в основном одном компоненте — магния. Поэтому для выявления геохимических особенностей рассматриваемого комплекса пород в качестве универсального показателя магматической дифференциации взят предложенный Л. С. Бородиным [3] показатель кислотности As , отражающий концентрационные соотношения кремнезема и остальных петрогенных элементов и одновременно учитывающий различия в их относительной основности.

Прежде всего, как следует из рис. 4, намечается четыре группы петрогенных окислов, с изменениями концентраций которых направленно меняется концентрация микроэлементов и в толеитовых, и в щелочных оливиновых метабазитах. Наблюдается характерное для большинства толеитовых серий сопряженное понижение концентрации MgO и элементов группы железа (Co , Ni , Cr), вначале достаточно быстрое, а затем медленное, что обычно связывается [1, 7] с ранним выпадением из высокотемпературного расплава оливина, который при понижении температуры замещается агрегатом клинопироксенов. Постепенное снижение концентрации FeO и повышение на ранних этапах концентрации CaO свидетельствует о том, что фракционирование оливина сменяется фракционированием железомagneйных клинопироксенов, а позже, с момента начала снижения концентрации CaO , происходит фракционирование кальциевых пироксенов и, возможно, плагиоклазов. В связи с описанными явлениями становится понятным и отсутствие корреляции между Ca и Sr , обычно отчетливой в гавайских толеитах, в которых фенокристаллы представлены одним оливином (вулкан Килауэа-Ики [20]). Одновременное с оливином или несколько более позднее фракционирование авгита достаточно для сохранения стабильного содержания кремнезема и глинозема [3]. Следует отметить необычное для толеитовых серий поведение Li и Ba , обычно накапливающихся в остаточных расплавах. Возможно, снижение концентраций этих элементов связано с характерным для метаморфических комплексов складчатых областей частичным выносом их совместно с калием [2]. Изменение концентрации V идентично изменению концентрации CaO . Конформность трендов Al_2O_3 , $Na_2O + K_2O$ и Sr отражает вхождение Sr в структуру натриевых плагиоклазов [3]. Последовательно возрастают железомagneйное отношение,

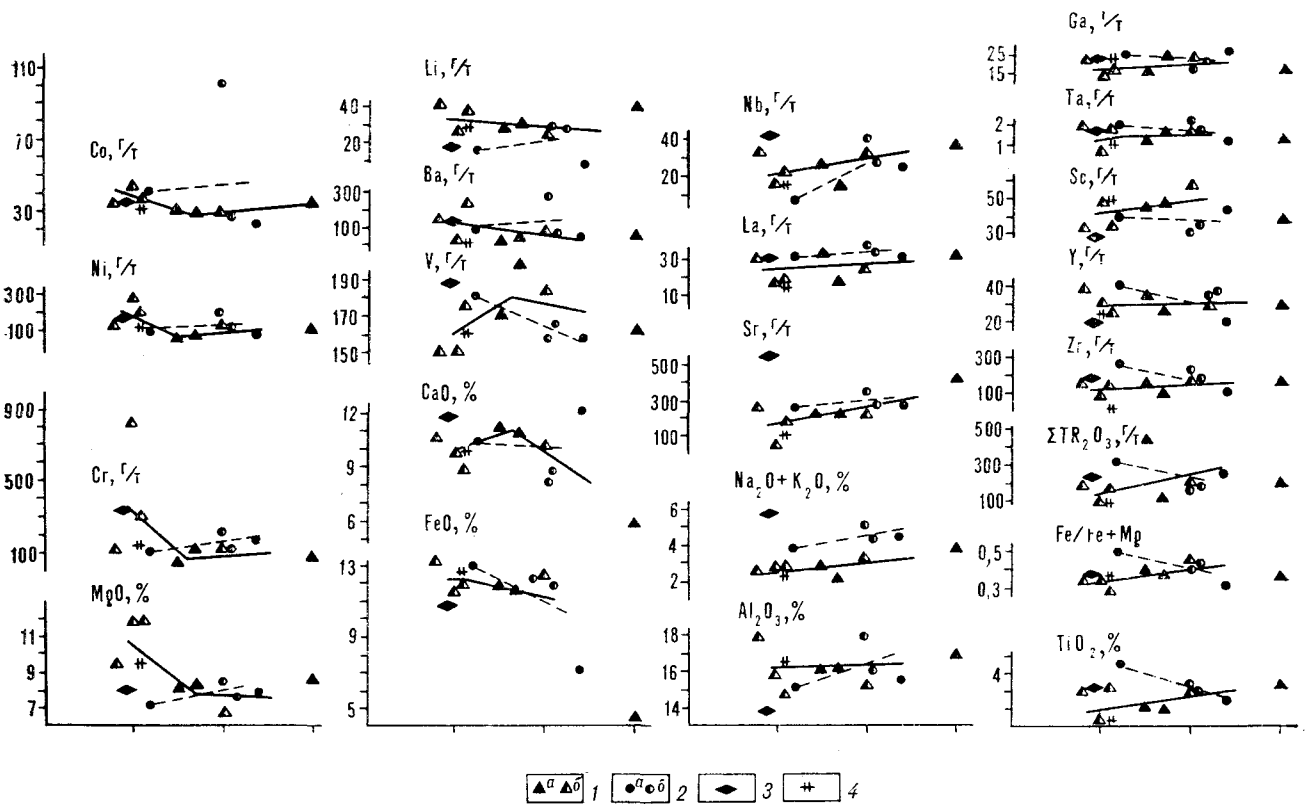


Рис. 4. Зависимость содержаний петрогенных и малых элементов от As .

1 — оливиновые толеитовые базальты; 2 — щелочные оливиновые базальты; 3 — щелочные базальтоиды; 4 — габбро-долериты; а — породы с хорошо сохранившимся первичным составом, б — породы с реликтовыми структурами и текстурами; сплошные линии — тренды метабазитов толеитовой серии, штриховые линии — тренды метабазитов щелочно-базальтовой серии.

концентрация TiO_2 , $Na_2O + K_2O$, всех литофильных остаточных элементов La , Nb , Ta , Sc , Zr , ΣTR_2O_3 и халькофильного Ga , накапливающихся в остаточных расплавах. Концентрация большей части перечисленных элементов контролируется, как и в большинстве толеитовых серий [3], преимущественно рудными и акцессорными минералами (титаномагнетитом, сфеном, апатитом, возможно, цирконом). Иттрий ведет себя как типичный рассеянный элемент с практически не меняющейся концентрацией.

Поведение микроэлементов в щелочных оливиновых метабазитах часто противоположно поведению их в толеитовых породах, что, очевидно, свидетельствует о значительной автономности щелочно-базальтовых магм. Начальные концентрации MgO и элементов группы железа (Cr , Ni , Co) в щелочных оливиновых метабазитах значительно ниже, чем в толеитовых. Наблюдающееся слабое повышение концентрации перечисленных элементов и снижение концентрации FeO и CaO свидетельствуют о фракционировании диоксидов титан-авгитов, преобладающих в составе рассматриваемых пород. Изменение концентрации V в этих породах идентично изменению содержания Fe . Концентрации Li , Ba , Sr , La и Nb возрастают

конформно с содержаниями щелочей и глинозема, что свидетельствует о накоплении этих элементов в остаточных расплавах совместно со щелочными полевыми шпатами. Совсем необычно ведут себя в щелочных оливиновых метабазитах остаточные литофильные элементы Ta , Zr , ΣTR_2O_3 , Sc , Y и халькофильный Ga , концентрации которых снижаются параллельно с уменьшением железомagneвиевого отношения и концентрации TiO_2 . По мнению автора, поведение этих элементов в рассматриваемой серии контролируется фракционированием титанистых клинопироксенов и ранним выделением сфена и титаномагнетита, нередко встречающихся во вкрапленниках щелочных оливиновых метабазитов, иногда в сростках с титан-авгитами.

Своеобразное положение на всех диаграммах занимают щелочные базальтоиды (гефриты). Они не связаны ни с толеитовыми, ни со щелочными оливиновыми метабазитами линейными трендами и, следовательно, не являются конечными дифференциатами этих пород. Кристаллизация их происходит автономно в своеобразных условиях из расплавов, обладающих высокой основностью. Как считают некоторые исследователи [3], такие своеобразные условия

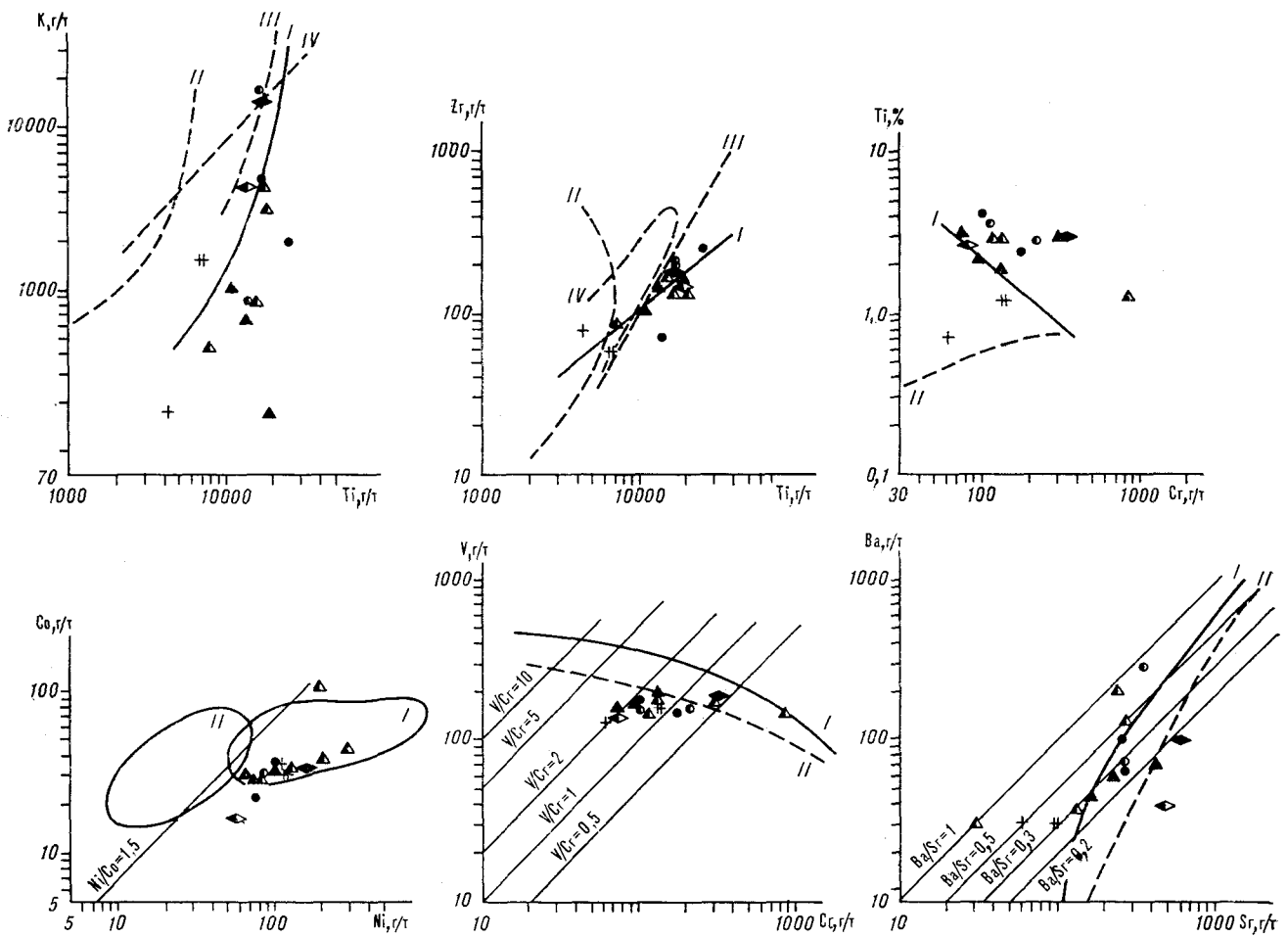


Рис. 5. Индикаторные корреляционные отношения элементов для метабазитов.

I — тренд или поле базальтов океанов, II — тренд или поле базальтов островных дуг, III — тренд базальтов континентальных рифтов, IV — тренд платформенных базальтов. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

могут возникать в апикальных участках субвулканических камер, где накопление щелочей и летучих компонентов в составе флюидной фазы могло приводить к ощелачиванию магм без роста кремнекислотности, что способствовало появлению щелочных магм высокой основности.

Рассмотрение индикаторных корреляционных отношений между элементами (рис. 5) позволяет выявить дополнительные геохимические особенности метабазитов и уточнить характер магмогенерирующих тектонических структур. Прежде всего, общей особенностью корреляционных отношений практически всех показанных на рис. 5 пар элементов является их приуроченность к трендам или полям, присущим океаническим породам [11]. При этом характернейшей особенностью для пар элементов K/Ti , Zr/Ti , Ba/Sr является постепенное возрастание их концентраций от толеитовых базальтов океанических плато и островов к островным щелочным оливиновым базальтам, при отсутствии минимальных концентраций пере-

численных элементов, характерных для мало-глубинных и наименее дифференцированных толеитов срединно-океанических хребтов [11]. Иная корреляционная зависимость наблюдается для Ti/Cr , Co/Ni и V/Cr и выражена в том, что в отмеченном направлении концентрации отдельных элементов падают (Cr , Ni), а других — возрастают (Ti) или сохраняются примерно на одном уровне (V , Co). На диаграммах K/Ti и Ba/Sr некоторый разброс точек и изменения характерных отношений элементов связаны с частичным выносом K и Ba в процессе метаморфизма. Для Co/Ni -отношения метабазитов сусунайского комплекса отмечается отчетливый, близкий к линейному, тренд с сохранением характерного для океанических пород отношения $Co/Ni > 1,5$ (см. рис. 5). Своеобразная корреляционная зависимость, присущая только рассматриваемым породам, устанавливается для ванадия и хрома. Во-первых, она носит линейный характер, не имеющий сходства с трендами океанических и островодужных пород, и, во-вторых, аналогичное оке-

аническим породам снижение концентрации хрома от толеитов океанических плато и островов к островным щелочным оливиновым базальтам происходит при постоянном уровне концентрации ванадия, в то время как в океанических породах оно сопровождается одновременным увеличением, а в островодужных — уменьшением содержания этого элемента. Несмотря на отмеченные особенности, метабазиты сохраняют характерное для океанических пород отношение V/Cr (см. рис. 5).

Рассмотренные петрографические, петрохи-

мические и геохимические особенности вулканитов сусунайского комплекса определяют их принадлежность к своеобразной сложной по составу и набору пород ассоциации вулканических и субвулканических образований, сходной с ассоциацией внутриокеанических островных поднятий и абиссальных плато. Проявленный базальтовый вулканизм указывает на сходную с океанической тектоническую обстановку, существующую на юге Сахалина в период заложений южной части Сахалинской геосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барт Т. Теоретическая петрология.— М.: ИЛ, 1956.
2. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций.— Новосибирск: Наука, 1976.
3. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород.— М.: Недра, 1981.
4. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Палеоаналоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских комплексах Сахалина и Японии.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2.
5. Егоров А. Е., Шашкина В. П. Метаморфические образования Сусунайского хребта (Южный Сахалин).— В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968.
6. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.
7. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм (результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем).— М.: Мир, 1965.
8. Ковтунович Ю. М., Шилов В. Н. Мезо-палеозойские вулканогенные формации Сахалина.— В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1969. (Тр. СахКНИИ, вып. 21).
9. Классификация и номенклатура магматических горных пород. Справочное пособие.— М.: Недра, 1981.
10. Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов.— Новосибирск: Наука, 1972. (Тр. ИГиГ, вып. 189).
11. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
12. Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 8.
13. Метаморфические комплексы острова Сахалин.— Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1969. (Тр. СахКНИИ, вып. 22).
14. Петрография.— М.: МГУ, 1976.
15. Ритман А. Вулканы и их деятельность.— М.: Мир, 1964.
16. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород: метод пересчета с дополнениями В. Готтини, У. Хьюреса, Г. Пихлера, Р. Стенгелина.— М.: Мир, 1975.
17. Семенов Д. Ф. Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина).— М.: Наука, 1982.
18. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метоморфических пород.— М.: ИЛ, 1961.
19. Шашкина В. П. Петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1973.
20. Gunn B. M. Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts.— Chem. Geol., 1971, v. 8, N 1.
21. Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas.— Amer. J. Sci., 5th ser., 1933, v. 25.
22. Miyashiro A. Nature of alkalic volcanic rock series.— Contrib. Miner. and Petrol., 1978, v. 66, N 1.
23. Pearce T. H., Gormen B. E., Birkett T. C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.— Earth and Planet. Sci., 1977, v. 36, N 1.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
18 июня 1984 г.

А. И. Поздеев

ПОЗДНЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И РЯДА ДРУГИХ РАЙОНОВ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В позднем палеогене (вторая половина эоцена — олигоцен) на территории Корякского нагорья интенсивно проявились тектонические движения, магматизм, рудообразование. Эти процессы имеют характер тектономагматической активизации, с которой связано образование касситерит-силикатной, золотосеребряной, ртутной и других рудных формаций. На основании

Вопросы геологического строения, магматизма и тектоники Корякского нагорья отражены в ряде сводных работ [2, 10 и др.] и большим количестве статей. В них большинством исследователей отмечалось смещение во времени и пространстве геосинклинальных трогов с северо-запада на юго-восток. Время их инверсии определялось от готерива до неогена включительно. Существует также представление о широком развитии в регионе покровно-надвиговых и чешуйчатых структур, а в ряде работ горизонтальным движениям придается даже определяющая роль в формировании структуры нагорья [32]. В этих работах Корякское нагорье рассматривается как регион, характеризующийся корой переходного типа и проходящий сейчас стадию орогенного развития. Такой вывод базируется на представлениях о наличии в пределах региона меланократового основания, ничтожной роли внутрикорового сиалического гранитоидного магматизма и соответствующих металлогенических ассоциаций, широком развитии активных молодых, в том числе и четвертичных, движений. При этом опускается из виду, что в силу мозаично-глыбового строения коры и верхней мантии, установленного для этой области, здесь обособляется несколько весьма контрастных, разнородных по строению, развитию и металлогении блоков земной коры как океанского, так и континентального типа, разделенных глубинными разломами. Блоки представляют собой структурно-формационные зоны, каждая со своим набором геологических и рудных формаций. Наряду с корой переходного типа в формировании структуры нагорья принимают участие фрагменты континентальной коры с достаточно мощным гранитно-метаморфическим слоем с характерными для него рудными формациями.

сравнительного анализа данного этапа развития региона и ряда других областей Тихоокеанского пояса, а также проявления интенсивного позднепалеогенового тектогенеза в Средиземноморском поясе делается вывод о широком масштабе проявления позднепалеогеновой тектономагматической активизации.

Об ограниченной роли в Корякском нагорье молодых, в том числе четвертичных, движений свидетельствует установленный в последние годы для Анадырско-Корякского региона режим тектонической стабильности, начиная уже с неогена. Участвующие в разрезах неотектонических впадин плиоценовые и миоценовые отложения, за исключением южной части нагорья (Олюторская зона), обычно рыхлые. Последние интенсивные всплески наземного вулканизма проявились в миоцене лишь в приокеанской Олюторской зоне и, как отражение этого вулканизма, в ряде участков Центрально-Корякской зоны. Для обширных покровов наземных вулканитов, датированных ранее неогеновым и даже четвертичным возрастом [10, 32], установлен их позднепалеогеновый, а в Олюторской зоне — миоценовый возраст [11, 24, 26, 28, 29 и др.].

В регионе общей площадью около 350 тыс. км² выделены три эвгеосинклинальные (Пенжинская, Хатырская и Олюторская) и миогеосинклинальная Центрально-Корякская зоны (рис. 1). Эти зоны различаются по геофизическим данным на схеме глубинного строения [2]. По аномалиям Буге устанавливается граница Пенжинской и Центрально-Корякской зон, проходящая по Парапольскому прогибу, а также граница между Хатырской и Центрально-Корякской зонами, проходящая по р. Великой и далее на юг примерно по меридиану 174° в.д. [4]. Восточнее этого меридиана, с которым совпадает показанный на схеме один из глубинных поперечных или сквозных разломов, выделенных по комплексу геолого-геофизических данных, в пределах Хатырской зоны отмечается повышенная сейсмическая активность (6 баллов и более) с глубиной очагов землетрясений 15—35 км. Остальная территория асейсмична.

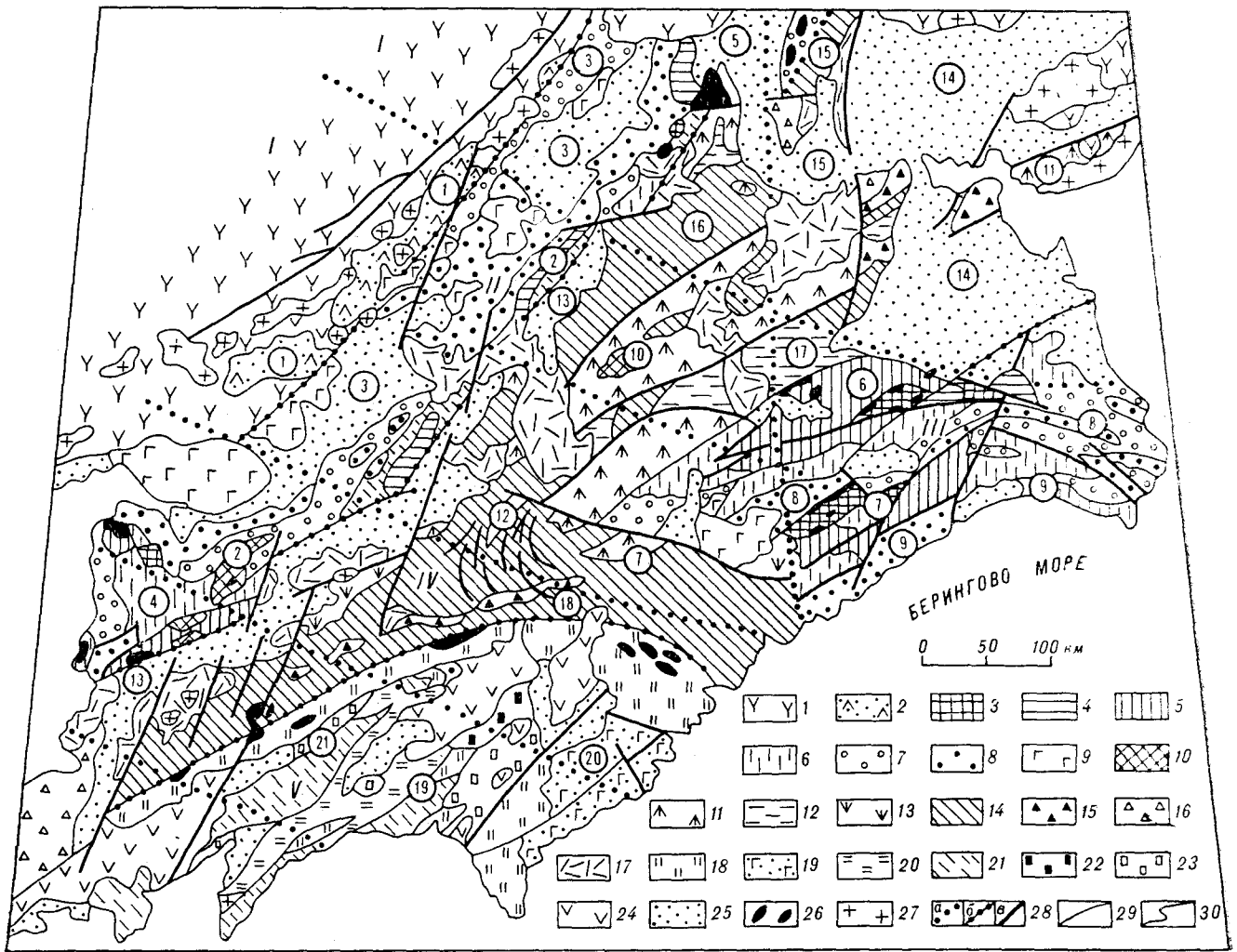


Рис. 1. Структурно-формационная схема Корякского нагорья.

Охотско-Чукотский вулканический пояс (I): 1 — наземные вулканогенные нерасчлененные формации ($K_{1al} - P$); 2 — вулканогенно-терригенная формация основания пояса ($J_3 - K_{1h}$); Пенжинская (II) и Хатырская (III) структурно-формационные зоны: 3 — выступы складчатого палеозойского основания; 4 — промежуточный квазилитформенный комплекс ($T_2 - J_2$), туфогенно-терригенная формация; 5, 6 — геосинклинальные формации: 5 — кремнисто-вулканогенная ($J_3 - K_{1v}$), 6 — граувакково-сланцевая, аспидная и граувакково-вулканогенная неразделенные ($J_3 - K_1$); 7—9 — орогенные формации: 7 — нижняя моласса, объединенная с геосинклинальными формациями ($K_{1al} - K_2$), 8 — верхняя моласса ($P - N_1$), 9 — наземная вулканогенная моласса ($P_2 - 3$); Центрально-Корякская структурно-формационная зона (IV): 10 — выступы складчатого палеозойского основания ($D_2 - 3$) и геосинклинальные терригенные формации ($T_2 - J_3$); 11—14 — геосинклинальные формации: нижнего комплекса — 11 — терригенная и кремнисто-терригенная неразделенные ($J_3 - K_1$), 12 — терригенная ($K_2 - t$), верхнего комплекса — 13 — кремнисто-вулканогенная ($K_{2st} - km$), 14 — турбидито-флишиодная и флишиодно-граувакковая ($K_{2k} - m$); 15 — 17 — орогенные формации: 15 — нижняя моласса (данний эоцен), 16 — верхняя моласса ($P_2 - N_1$), 17 — наземная вулканогенная моласса ($P_2 - 3$); Олюторская структурно-форма-

ционная зона (V): 18—21 — геосинклинальные формации: 18 — кремнисто-вулканогенная ($K_{2st} - km$), 19 — вулканогенно-осадочная (K_{2m}), 20 — кремнисто-вулканогенная ($P_2 - 3$), 21 — флишевая ($P_2 - 3$); 22—24 — орогенные формации: 22 — нижняя моласса (N_1^1), 23 — верхняя моласса (N_1^2), 24 — наземная вулканогенная моласса (N_1); послегеосинклинальные образования: 25 — рыхлые отложения неотектонических впадин ($N_1 - Q$); интрузии: 26 — гипербазиты и габбро, 27 — гранитоиды; разломы: 28 — глубинные (a — поперечные, б — внутригеосинклинальные на границах структурно-формационных зон, в — межглыбовые, коровые), 29 — прочие; 30 — границы структурно-формационных комплексов. Цифровые обозначения структурных элементов (в кружках). Пенжинская зона: 1 — Мургалский, 2 — Таловско-Майнский антиклинорий; 3 — Пенжинский прогиб; 4 — Валиггенское поперечное поднятие; 5 — Бельская наложенная впадина, Хатырская зона, антиклинорий: 6 — Тамватнейский, 7 — Хатырский; синклинорий: 8 — Алькатвайский, 9 — Опухско-Пекульнейский, Центрально-Корякская зона: 10 — Ваежский, 11 — Золотогорский антиклинорий; 12 — Учхичхильское антиклинальное поднятие; 13 — Паралольский грабенообразный прогиб; 14 — Анадырская наложенная впадина; 15 — Восточно-Пекульнейский синклинорий; 16 — Алганская синклинальная зона; 17 — Велинореченский, 18 — Указяцкий синклинорий. Олюторская зона: 19 — Олюторский антиклинорий; 20 — Ватынское поднятие; 21 — Вывенский синклинорий.

Все зоны заложены на границе океанического ложа и шельфовой области и претерпели сложное развитие в течение нескольких геосинклинальных циклов. Время заложения трех северных зон — поздний протерозой —

ранний палеозой, а Олюторской зоны — поздний мел. Начало орогенного этапа развития (последней инверсии) датируется в Пенжинской и Хатырской зонах поздним альбом, в Центрально-Корякской зоне — границей ме-

ла и палеогена, в Олюторской — границей палеогена и миоцена. В целом же территория нагорья завершила геосинклинальное развитие и окончательно оформилась как сложная складчатая область уже к концу миоцена. Последний этап этого развития — миоценовый — проявился лишь в Олюторской зоне накоплением молассовых отложений пахачинской свиты и корфовской серии и завершающих андезитов и платобазальтов корфовской и апукской свит [28]. В остальных зонах проявились лишь глыбовые движения в отдельных наиболее мобильных участках, где в миоцене и продолжалось осадконакопление (ундал-уменская и тадакайская свиты в прогибах Хатырской зоны, озернинская свита и синхронные отложения Анадырской впадины).

Территория наиболее обширной в регионе Центрально-Корякской зоны как в палеозое, так и мезозое являлась связующим морским бассейном между Пенжинской и Хатырской зонами, но в отличие от эвгеосинклинальных условий последних здесь доминировал миогеосинклинальный режим с высокой динамикой осадконакопления. В результате были сформированы мощные преимущественно песчано-сланцевые толщи, обусловившие отличие земной коры этой зоны от коры смежных эвгеосинклинальных зон и способствовавшие образованию гранитного слоя значительной (до 25 км) мощности. Общая мощность земной коры Центрально-Корякской зоны достигает 40 км и более в районе Учхичхильского поднятия (где установлена Корякская депрессия поверхности М), а базальтового слоя — 15 км. Это один из тех относительно легких, поднимающихся с начала кайнозоя (на фоне смежных эвгеосинклинальных «тяжелых» зон) участков в пределах крупной области формирующейся континентальной коры, где гранитно-метаморфический слой был сформирован в позднем мезозое — раннем палеогене и где существует континентальная земная кора, как, например, в Японии [22]. От Корякской депрессии поверхности М в сторону смежных зон устанавливается резкое снижение мощности коры — до 10—15 км в Олюторской зоне [1].

Позднепалеогеновый этап развития региона примечателен интенсивными проявлениями тектогенеза, магматизма и металлогении, которые обусловили создание структур и формаций, характерных не только для океанической и переходной коры, но и коры континентального типа. Активизация тектонических движений в позднем эоцене сопровождалась интенсивной деструкцией земной коры. Подавляющая часть территории во второй половине эоцена и в олигоцене подверглась повторному орогенезу с перестройкой структур и с фор-

мированием крупных линейных наложенных и унаследованных прогибов — молассовых синклинорий (Пенжинский, Парапольский, Алякватваймский, Опухско-Пекульнейский прогибы), крупных чашеобразных молассовых мульд (Анадырская и Бельская наложенные впадины), молассовых грабен — контрастных приразломных отрицательных структур во внутренних частях орогенов. Позднепалеогеновому тектогенезу в Корякском нагорье обзано формирование угле- и нефтегазоносных структур (Анадырская впадина, Пенжинский, Парапольский, Опухско-Пекульнейский прогибы).

Тектогенез сопровождался значительно более сильной дислоцированностью орогенных отложений палеоцена — нижней половины эоцена по сравнению с перекрывающими образованиями. Так, в Центрально-Корякской зоне получили дальнейшее развитие надвиги с усложнением и смещением тектонических покровов. Образования аллохтона (пааваямская свита сантон — кампана), перекрывающие здесь по плоскости надвига породы маастрихта (импенвземская свита) и песчано-конгломератовые молассы раннего палеоцена (вальэнская свита), в позднем палеогене были смещены вдоль крутопадающих разломов и прорваны дайками позднепалеогенового интрузивного комплекса. В центральной части нагорья в пределах этой зоны на многих участках установлено резкое увеличение теплового потока, инициирующего метаморфизм верхнемеловых пород. Эти породы, помимо новообразований слюд и повышенной плотности (до 2,64 г/см³ и более), характеризуются омоложением радиометрического возраста, что является характерным признаком областей повторного орогенеза. Так, для аркозовых песчаников импенвземской свиты маастрихта и изверженных пород из галек базальных конгломератов сантона, кампана и маастрихта (пааваямская, вачваямская и импенвземская свиты) в таких участках определен радиометрический возраст около 45 млн. лет, тогда как на участках с обычной степенью диагенеза абсолютные датировки соответствуют их истинному геологическому возрасту [25].

О формировании в позднем палеогене положительных структур региона — протяженных хребтов и резко возвышающихся орогенов — свидетельствует накопление во вновь сформированных бассейнах мощных толщ верхнеэоценовых — олигоценых отложений. Территория в это время покрылась сетью морских «каналов», заливов, внутренних, почти отшнурованных морей (рис. 2). Начало рассматриваемого этапа в них отмечается грубообломочными морскими и прибрежно-морскими отложениями, сопоставляемыми с увучинским палеонтологическим горизонтом верхов среднего

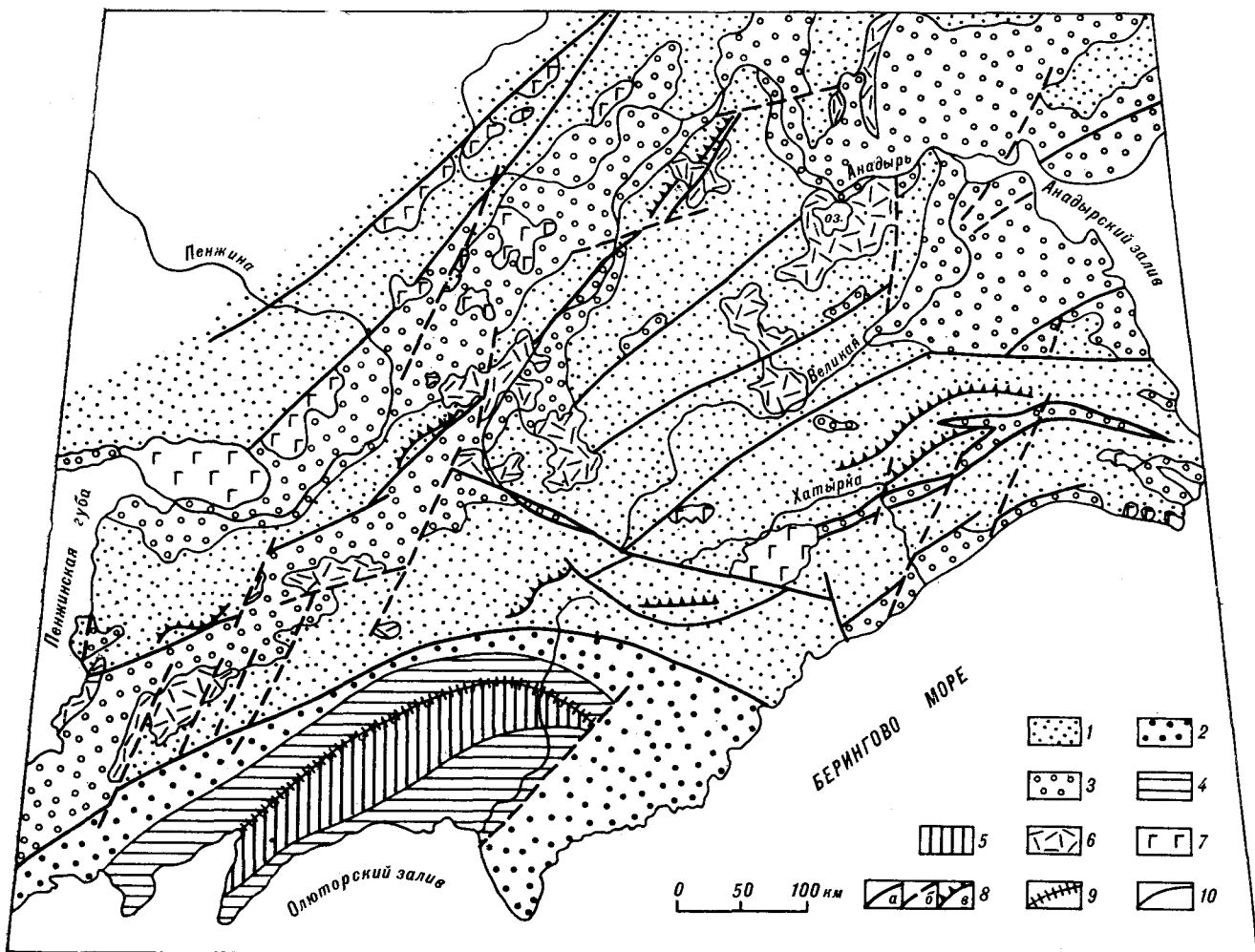


Рис. 2. Палеогеографическая схема Корякского нагорья позднепалеогенового времени (конец эоцена — олигоцен). 1 — области размыва; 2 — прибрежная область, не испытавшая значительного поднятия; 3 — морские и прибрежно-морские молассовые отложения; 4, 5 — области геосинклинального накопления: 4 — флишиодных образований и граувакк, 5 — ультраосновных пород океанической коры, базальтов, яшм, терригенно-кремнистых пород; 6 — наземные вулканы контрастного состава — от липаритов до базальтов (Корякский вулканический пояс); 7 — наземные вулканы основного, реже среднего состава; 8 — главные разломы, возобновившие деятельность в позднем палеогене (а), вновь возникшие (б), надвиги (в); 9 — предполагаемая сейсмофокальная зона; 10 — границы палеогеографических областей.

эоцена Западной Камчатки. В Пенжинской зоне — это уэльская (1400 м) и марковская (700 м) свиты, мавринская и никлекуюльская толщи (до 800 м), в Анадырской впадине — нижнемайницкая подсвита, первореченская свита и свита мыса Телеграфического (1500 м), в центральной части нагорья — отложения узких приразломных впадин (до 1000 м). Они несогласно залегают на допалеогеновых либо палеоценовых и ниже-среднеэоценовых отложениях. Выше залегают морские, лагунные и континентальные песчано-глинистые отложения, соответствующие ковачинскому (верхний эоцен), амининско-гаххинскому и, по мнению ряда авторов, утхолковско-вивентекскому (олигоцен) горизонтам. В Хатырской зоне увучинскому и ковачинскому горизонтам, вероятно, соответствуют морские

аргиллитовая толща (1200 м) и ионайвзёмская свита (800 м) в Нижне-Хатырском прогибе и нижняя часть прибрежно-морских отложений змейковской свиты (1000 м) в Иомраутском прогибе. Морские и прибрежно-морские отложения олигоцена Хатырской зоны отвечают маллэнскому горизонту; они несогласно перекрываются прибрежно-морскими и озерными отложениями ундаль-уменского горизонта нижней половины миоцена.

Трансгрессия моря с начала «увучинского» времени сопровождалась довольно резкой сменой условий осадконакопления и обитания организмов. Именно в это время значительным похолоданием был прерван эоценовый Восточно-Азиатский климатический оптимум, являвшийся рубежом между эпохами раннего и позднего кайнофита. Резко прекратилось про-

движение далеко на север вечзеленых растений (пальмы на северо-восточном побережье Пенжинской губы), в спорово-пыльцевых комплексах увучинского горизонта по сравнению с подстилающим снатольским, по данным М. Б. Болотниковой, не только увеличилась роль пыльцы голосемянных растений, но и впервые в значительном количестве появились виды, близкие к современным растениям. Выше по разрезу в ковачинском комплексе тенденция сокращения количества пыльцы теплолюбивых видов сохраняется. По данным Н. П. Руневой, установлено резкое отличие верхнеэоценовых радиоляриевых комплексов Олюторской зоны от подстилающих отложений. Такая же особенность выявлена А. П. Ильиной для комплексов гастропод унэльской свиты увучинского горизонта.

По широкому проявлению с начала «увучинского» времени посторогенного магматизма данный этап развития региона не имеет себе аналогов в других эпохах. На современной поверхности нагорья остатки продуктов позднепалеогенового наземного вулканизма занимают не менее 20% площади активизированной области. В Пенжинской и Хатырской зонах эффузивы по составу близки к базальтовой и андезитобазальтовой формациям, в Центрально-Корякской же зоне вулканы широко развиты и характеризуются контрастным составом — от базальтов до липаритов, с существенной ролью кислых пород (андезит-липаритовая формация). Здесь был сформирован Корякский наложенный вулканический пояс (велолныкская и элекайская свиты), протягивающийся на расстояние более 700 км от побережья Пенжинской губы до бассейна р. Анадырь и претерпевший многофазовое развитие вместе с комагматичными гранитоидами в интервале времени 45—25 млн. лет назад [29, 31]. Гранитоиды пояса относятся к гранодиоритовой формации глыбовых зон, совокупность геологических и геофизических данных свидетельствует о наличии нескрытых батолитоподобных массивов.

Корякский вулканический пояс относится к типу краевых вулканоплутонических поясов, описанных Г. М. Власовым [6]. Он был сформирован на коре континентального типа в результате внутрикорового сиалического магматизма, о чем свидетельствуют как характер земной коры Центрально-Корякской зоны, так и состав магматических пород и сопутствующее магматизму оруденение.

По разнообразию и масштабам позднепалеогеновое оруденение Корякского нагорья не имеет себе равных в других эпохах развития региона. Среди профилирующих ртутных и сурьмяно-ртутных формаций сюда входят Эны-

чавайская и Найвал-Ванетатская сурьмяно-ртутные и Верхне-Пахачинская сурьмяно-мышьяково-ртутная зоны с их Ляпганайской и другими группами рудопроявлений. Их возраст всегда принимался миоценовым и даже моложе — вплоть до четвертичного — на основании прежних представлений о молодом возрасте ассоциирующих с ними вулканитов. Между тем в последние годы для этих месторождений установлены связь основного этапа рудной минерализации с позднепалеогеновым тектогенезом и тесная структурная и пространственная приуроченность руд к малым интрузиям, дайкам и эффузивным покровам с радиометрическим возрастом в пределах 44—25 млн. лет. Так, например, имеется пространственная и структурная связь одного из месторождений, расположенных в раннемеловых отложениях и серпентинитах гипербазитового массива, с кайнозойскими покровами базальтов и комагматичными им синхронными дайками габбро-диабазов. По данным И. А. Загрузиной [11], покровы и дайки имеют абсолютный возраст 35—32 млн. лет, т. е. позднепалеогеновый, как и многие другие подобные образования региона, считавшиеся ранее неогеновыми и четвертичными [40].

Среди установленных новых для региона рудоносных формаций показательно проявление в позднем палеогене оруденения эпитеpmальной рудоносной вторично-кварцитовой и касситерит-силикатной формаций. Это оруденение особенно развито в связи с образованиями Корякского вулканического пояса [16, 17, 23, 24, 27]. Оловоносный внутрикоровый гранитоидный магматизм [16] наиболее интенсивно проявился в пределах Центрально-Корякской зоны, в тех участках, где к позднему палеогену уже была сформирована кора континентального типа с достаточно мощным гранитно-метаморфическим слесем. Поздний палеоген являлся также важнейшей эпохой россыпеобразования, обусловленного контрастными блоково-глыбовыми движениями после раннепалеогенового периода относительной тектонической стабильности [30, 31].

Лишь незначительная южная часть территории — площадь современной Олюторской зоны — во второй половине эоцена — в олигоцене вновь представляла область эвгеосинклинального осадконакопления. Формирование здесь раннепалеогеновых молассоидных отложений (ивтыгинская и иночывайская свиты) в эоцене было прервано образованием глубокого геосинклинального прогиба с инициальным подводным магматизмом, в котором накапливались мощные вулканогенно-кремнистые (говенская свита) и сопутствующие им терригенные флишодные (ильпинская серия) образования, характерные для ранних стадий раз-

вития геосинклиналей*. Их накопление завершилось к концу олигоцена пластовыми и штокообразными интрузиями диабазов, диабазовых порфиритов, сиенитов, сиенито-диоритов, габбро, габбро-диоритов.

Внутрикоровый рудоносный магматизм, проявившийся на участках коры континентального типа (Центрально-Корякская зона), был вызван в позднем палеогене более высокотемпературным базитовым подкоровым магматизмом, сформировавшим покровы базальтовой и андезитобазальтовой формаций на тыльной стороне активизированной области в Пенжинском прогибе и Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, и инициальным подводным магматизмом в ее фронтальной части — Олюторской зоне. Подобная дифференциация магматизма объясняется мозаично-глыбовым строением коры и верхней мантии Корякско-Камчатской области. На фоне поднимающихся легких участков коры Центрально-Корякской зоны, где формировались оловоносные гранитоидные очаги и наземный вулканический пояс контрастного состава, сопредельные «тяжелые» эвгеосинклинальные зоны испытывали погружение. С юго-юго-востока, вероятно, имело место поддвижение вдоль зоны Беньофа, что отразилось в образовании ряда покровных и чешуйчатых структур, устанавливаемых в разных районах нагорья.

Таким образом, существовала тесная двусторонняя геодинамическая связь позднепалеогенового внутрикорового сиалического оловоносного магматизма Центрально-Корякской зоны, с одной стороны, с базитовым наземным вулканизмом тыловой области (Пенжинская зона и Охотско-Чукотский пояс), с другой — с подводным эвгеосинклинальным вулканизмом фронтальной области. Подобная связь магматизма различных структурных зон позволяет для данного района рассматривать поздний палеоген в качестве эпохи тектономагматической активизации [25, 26, 29, 31]. Эта эпоха имеет близквозрастные аналоги во многих областях, накладываясь на различные стадии геосинклинального и платформенного развития. Прежде всего это касается Тихоокеанского подвижного пояса, широкое распространение позднепалеогенового (позднеолигоценового) магматизма и оруденения в пределах которого прогнозировал Г. М. Власов [5, 7]. Он отмечал недостаточное внимание, уделяемое позднеолигоценовой металлогенической эпохе [5].

Во внутренней зоне советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса позднепалео-

геновая тектономагматическая активизация проявилась в смежном к юго-западу регионе — на Камчатском полуострове — раздроблением земной коры во второй половине эоцена. Эти движения сопровождались максимальной за всю палеогеновую эпоху трансгрессией моря. Был также сформирован Западно-Камчатский вулканический пояс, прослеживающийся вдоль Западной Камчатки от перешейка до крайней ее южной части (кинкильская свита, черепановская толща, палеогеновые эффузивы среднего — основного состава мощностью до 1000 м, вскрываемые скважинами в прогибах Юго-Западной Камчатки). Субвулканические тела и дайки этого пояса сопровождаются проявлениями золота, ртути и олова. Началось формирование Центрально-Камчатского и южного фланга Восточно-Камчатского вулканических поясов с комагматичными гранитоидами (39—22 млн. лет) и золотоносными адуляр-кварцевыми породами (27—25 млн. лет).

Позднепалеогеновый контрастный вулканизм отразился на Курильских островах присутствием вулканитов разного состава в среднепарамуширской серии, на Сахалине — формированием сладкинской толщи (45—44 млн. лет), которой соответствует лангерийский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс с его проявлениями золота, вольфрамита, касситерита и редких земель. В последние годы установлено синхронное заложение именно в это время (40—30 млн. лет назад) островных вулканических дуг северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса и соответствующих глубоководных желобов.

Во внешней зоне советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса в рассматриваемый период происходила активизация магматизма и оруденения Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов [30]. Магматизм Охотско-Чукотского пояса проявился значительными по масштабу излияниями базальтов и андезитобазальтов. В Чукотском звене пояса — это базальтоандезитовая формация и восьмая фаза гранитоидного магматизма в интервале 35—30 млн. лет, по данным Л. В. Фирсова, в Охотском звене — покровные базальты мощностью до 1000 м. В связи с указанным магматизмом известны проявления эпитермальной золотосеребряной и вулканической риолитовой формаций. Отражением этой активизации является накопление в наложенных прогибах позднепалеогеновых песчаников, алевролитов и углей авековской свиты мощностью 700—1000 м, происходившее, по данным С. С. Воскресенского и многих других исследователей, в южной части Яно-Кольмского складчатого пояса после длительного (28 млн. лет) перерыва в осадконакоплении в течение палеоцена и эоцена.

* Говенская свита может относиться к позднемеловым образованиям (прим. ред.).

Позднепалеогеновый этап развития вулканизма Сихотэ-Алинского пояса сопровождался габбро-гранодиорит-гранитными интрузиями Прибрежного комплекса и другими кислыми интрузивными образованиями с возрастом 43—28 млн. лет с сопутствующим ртутным, золотым и полиметаллическим оруденением. В ряде районов Приморья устанавливается позднепалеогеновый (эоцен-олигоценый) возраст оруденения касситерит-силикатной формации. По данным А. Ф. Крамчанина, в это же время здесь формировались наиболее крупные оловяносные россыпи. В позднем палеогене в Приморье также формировались наложенные угле- и нефтегазоносные впадины. Одним из характерных примеров проявления позднепалеогенового тектогенеза далее к западу является образование байкальских рифтовых впадин, в частности, впадины оз. Байкал.

К юго-западу от советского сектора Тихоокеанского пояса в его внешней зоне и прилегающих областях позднепалеогеновый этап проявился накоплением эоцен-олигоценых андезитобазальтовых толщ Корейского полуострова и северо-востока Китайской платформы.

Во внутренней зоне Тихоокеанского пояса аналогом Корякии в отношении позднепалеогенового этапа служит Япония, где в это время преобладало накопление угленосных континентальных и параллических толщ (до 3000 м), развивался наземный кислый и средний вулканизм (Внешний пояс Китаками, западная часть Главного пояса Хонсю) [9]. Вулканизму соответствовал позднеэоценовый — раннеолигоценый (40—30 млн. лет) гранитоидный магматизм [42]. На фоне общего поднятия в результате резко усилившихся сжимающих напряжений здесь возник узкий глубокий эвгеосинклинальный трог Симанто, где за время от конца мела до нижнего миоцена накопились толщ мощностью до 7000 м. Горы Хидака во время эоцена и раннего олигоцена испытали омоложение, стали более высокими и расчлененными. Соответствующая этому времени стадия крупных разрывов привела в юго-западной Японии к образованию надвигов с амплитудой смещения до 400 м [36].

Многие свинцово-цинковые месторождения скарнового типа и жильные месторождения молибдена Японии были сформированы в связи с позднепалеогеновым (42—30 млн. лет) гранитоидным магматизмом [40].

Далее к югу важную веху в развитии о. Тайвань знаменуют мощные позднепалеогеновые потоки андезитовых лав и соответствующие им неки и штоки кварцевых андезитов и диоритов с месторождениями золота. В это же время образовались узкие трог (Централь-

ный хребет), где накапливались подводные базальтовые лавы, туфы, внедрялись диабазы общим объемом около 10 км³ [36]. Хорошо известно резкое усиление позднепалеогеновых тектономагматических процессов на всем юго-западном обрамлении Тихого океана (Филиппины, Западный Ириан, Восточная Новая Гвинея, Соломоновы острова, Новая Каледония, острова Фиджи, Новая Зеландия) [36]. На Филиппинах в эоцен-олигоценую эпоху одновременно с андезит-кератофировым комплексом формировались месторождения меди порфирового типа, многочисленные мелкие месторождения медно-колчеданных, медно-полиметаллических и золотосульфидно-кварцевых руд, скарновые месторождения железа, меди и вулканогенно-осадочные месторождения марганца [12]. Во Вьетнаме с гранитоидными комплексами возрастом 36—29 млн. лет связаны магнетит-халькопирит-кварцевая, молибденит-кварцевая, касситерит-кварцевая, касситерит-силикатная и касситерит-сульфидная рудные формации [8].

В американских мезо-кайнозойских складчатых областях позднепалеогеновая активизация тектогенеза, посторогенного магматизма и оруденения прослежена начиная от Чили и юго-западной Боливии вдоль Анд через Карибский бассейн до Аляски. В южных областях это внедрение гранодиоритов Чукикамата (43 млн. лет), формирование поверхностей Пуна и Валле, в Колумбийских Андах — послесреднеэоценовая — предпозднеэоценовая фаза складчатости с кислым и средним эффузивным и интрузивным магматизмом [36], с которой можно предположить связь части порфировых штоков и месторождений Боливийской оловосеребряной провинции [49]. В северной части оловяносного пояса на северо-западе Боливии и юго-востоке Перу имеются олигоценые месторождения с оловом, медью, цинком, серебром, золотом, вольфрамом. В Чили сосредоточены наиболее значительные запасы меднопорфировых руд; из 11 крупных месторождений там особенно выделяются Чукикамата и Эль-Тениенте, связанные с позднеэоценовым магматизмом [4].

В Карибском бассейне и Мексике начиная со среднего и верхнего эоцена и в течение олигоцена отмечается тектогенез [36], сопровождаемый поднятиями и складкообразованием, надвигами, часто с интрузивным и эффузивным магматизмом (Береговые хребты Венесуэлы, острова Тринидад, Малые Антильские, Виргинские, Пуэрто-Рико, Куба). В Мексике на месторождении Эль-Меските урановая минерализация приурочена к эоценовым игнибритам и агломератам, а на месторождении U и Au Гваделупа абсолютный возраст уранового оруденения составляет 36 млн. лет [4].

Восточная часть Северо-Американских Кордильер протяженностью 2000 м в последние годы рассматривается как активизированный выступ Северо-Американской плиты [13]. Анализ материалов по геологии западных штатов США позволяет сделать вывод о решающей роли в этом регионе позднепалеогеновой активизации и заключить, что позднепалеогеновые тектогенез и вулканоплутонический магматизм (возраст 46—23 млн. лет) сыграли решающую роль в оруденении региона, содержащего крупные запасы цветных, редких, благородных металлов и урановых руд.

В штате Нью-Мексико пепловые толщи, латиты, щелочные толеитовые базальты с абсолютным возрастом 38—29 и 27—23 млн. лет занимают площадь 50 000 км² [41], с ними связаны кольцевые дайки риолитов и кварцевых латитов. Западнее (Аризона) развиты толщи риолитов и туфов риодацитов возрастом 27—24 млн. лет [44]. В штате Невада [20] с эоцено-олигоценными эффузивами и дайками кислого — среднего состава ассоциирует серебряное, свинцовое и золотое оруденения. Кроме того, в штаты Нью-Мексико и Невада прослеживается Мексиканский оловоносный пояс [17], оруденение которого также связано с позднепалеогеновым магматизмом.

В штате Юта [19, 38, 43, 45] установлен 15-миллионный период вулканизма и интрузивной деятельности кислого, среднего и щелочного состава (46,5—32 млн. лет) с разнообразным оруденением. Здесь находится медно-порфиоровое месторождение Бингем с возрастом оруденения 37 млн. лет [4]. Неподалеку от месторождения развиты полиметаллические руды с редкими и благородными металлами. Все они связаны с гранитными плутонами, внедрившимися 39—30 млн. лет назад [48]. В связи с рудоносными интрузиями со средним значением возраста 25 млн. лет в штате Юта известны урановые [14] и железорудные [18] месторождения.

Двухэтапный позднепалеогеновый вулканизм штата Колорадо [39, 47] завершился внедрением монзонитов, гранодиоритов, риолитовых порфиров, с которыми связано месторождение

молибдена Клаймакс. Возраст главной фазы гидротермальной деятельности его оценивается в 30 млн. лет [37]. Имеются свидетельства позднепалеогенового (предпозднеолигоценного) возраста золоторудного месторождения Хомстейк в Южной Дакоте [34]. Активно проявился позднепалеогеновый вулканизм в штате Монтана, где эффузивы и туфы контрастного состава с абсолютным возрастом 49—44 млн. лет перекрывают дислоцированные в эпоху ларамийского тектогенеза докембрийские — палеоценовые отложения [46]. Риолитовые дайки этого комплекса с абсолютным возрастом 48 и 40 млн. лет на месторождении меди Бьютт подверглись гидротермальному изменению.

Далее на север, в Западной Канаде, позднепалеогеновый тектогенез и магматизм (46—35 млн. лет) проявились интенсивно во всех структурных зонах [36]. С ними связаны месторождения территории Юкон.

Фаза повышенной подвижности с максимальным возрастом поздний эоцен и минимальным — ранний олигоцен задокументирована на Аляске [36]. Она сопровождалась сильной изоклинальной складчатостью, накоплением континентальных осадков в локальных впадинах за счет резкого воздымания соседних гор и наземным вулканизмом кислого — основного состава. С ней связано формирование молибденового месторождения Куотс-Хилл (абсолютный возраст 26 млн. лет) [4].

В Средиземноморском поясе наиболее интенсивное складкообразование (альпийская складчатость) датируется концом эоцена. Позднеэоценовые и олигоценные тектогенез, магматизм и оруденение проявлены почти на всем протяжении этого пояса [4, 15, 35 и др.].

Конец эоцена — начало олигоцена характеризуются глобальными изменениями рельефа земной поверхности, вызванными проявлением пиренейской эпохи тектогенеза [33].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что рассматриваемый период (45—25 млн. лет назад) соответствовал кульминационному «моменту» повышенной тектонической активности Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф., Иванов В. В. и др. Складчатые системы Корьякского нагорья.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
2. Беляев И. В., Бронштейн Б. М. и др. О глубинном строении Корьякско-Анадырского региона Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21. Магадан: Кн. изд-во, 1974.
3. Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии.— М.: Мир, 1978.
4. Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования.— Недра, 1984.
5. Власов Г. М. Минерагенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1973.
6. Власов Г. М. Систематика вулканических поясов и их металлогения.— Сов. геол., 1980, № 11.

7. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях.— М.: Наука, 1978.
8. *Бу Нгок Хай.* Закономерности размещения и предпосылки поискового прогнозирования рудных эндогенных месторождений на территории Социалистической Республики Вьетнам.— Автореф. докт. дис. М., 1980.
9. *Геологическое развитие Японских островов/Под ред. М. Минато и др.*— М.: Мир, 1968.
10. *Егиазаров Б. Х., Дундо О. П. и др.* Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья.— Л.: Недра, 1965.
11. *Заррузина И. А.* О времени проявления основного магматизма в Анадырско-Корякской складчатой системе.— Геол. и геофиз., 1972, № 10.
12. *Карпова А. С., Мишина А. В.* Тектоническая и металлогеническая эволюция Индонезийско-Филиппинского региона.— Обзор инф. Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1977.
13. *Карпова Е. Д.* Металлогения областей тектономагматической активизации.— В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
14. *Керр П. Ф.* Урановые месторождения района Мэрксвелл, штат Юта.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М.: Мир, 1973.
15. *Короновский Н. В.* Палеогеновый вулканизм в геологической истории Ближнего и Среднего Востока (статья первая).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 2.
16. *Лугов С. Ф., Макеев Б. В. и др.* Оловоносные эпохи Северо-Востока СССР и геологические особенности оруденения.— Разведка и охрана недр, 1969, № 12.
17. *Лугов С. Ф., Макеев Б. В. и др.* Основные типы оловорудных районов.— М.: Недра, 1976.
18. *Маккин Дж. Х.* Железорудные месторождения рудного района Айрон-Спрингс в юго-западной части штата Юта.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М.: Мир, 1973.
19. *Моррис Х. Т.* Рудный район Центральный Тинтик, штат Юта.— Там же. Т. 1, 1972.
20. *Нолан Т. Б., Хант Р. Н.* Рудный район Юрика в штате Невада.— Там же.
21. *Очерки тектоники Корякского нагорья/Под ред. С. М. Тильмана, Ю. М. Пушаровского.*— М.: Наука, 1982.
22. *Пейве А. В., Яншин А. Л. и др.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
23. *Поздеев А. И.* Проявления оловоносности юго-западной части Корякского нагорья.— В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М.: Наука, 1969.
24. *Поздеев А. И.* Позднепалеогеновый наземный вулканизм Корякского нагорья и его металлогенические особенности.— Сов. геол., 1972, № 7.
25. *Поздеев А. И.* Позднепалеогеновый этап в геологическом развитии Корякского нагорья.— М.: ВИНТИ, № 5750-73 Дел., 1972.
26. *Поздеев А. И.* Геодинамика вулканизма и рудогенез Корякско-Камчатской области в палеогене.— В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермально-го процесса. Петропавловск-Камчатский: ДВНЦ АН СССР, 1974.
27. *Поздеев А. И.* Олово (Камчатская область).— В кн.: Геология СССР, т. 31, кн. 2. М.: Недра, 1977.
28. *Поздеев А. И.* К стратиграфии неогеновых вулканогенных образований Корякского нагорья.— Тез. докл. к 14-му Тихоокеанскому науч. конгрессу, секция В III, т. 2. М., 1979.
29. *Поздеев А. И.* Наземные вулканические серии в разрезе палеогена северо-западной части Тихоокеанской области.— В кн.: Проблемы петрологии Дальнего Востока. Метаморфические комплексы и метаморфогенное рудообразование. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1981.
30. *Поздеев А. И.* Позднепалеогеновая активизация Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского вулкано-генных поясов.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита: СО АН СССР, 1982.
31. *Поздеев А. И.* Позднепалеогеновый вулканизм и металлогения Корякско-Камчатской складчатой области — отражение важнейшей эпохи тектономагматической активизации.— В кн.: Палеовулканологические карты и вопросы металлогении. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983.
32. *Пушаровский Ю. М., Меланцоллина Е. Н.* Тектоника северо-запада Тихого океана.— Геотектоника, 1981, № 1.
33. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н.* Палеогеновые литологические формации континентов.— Сов. геол., 1978, № 3.
34. *Слотер А. Л.* Хомстейк.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М.: Мир, 1973.
35. *Спенсер А.* Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1.— М.: Мир, 1977.
36. *Спенсер А.* Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2.— М.: Мир, 1977.
37. *Уоллес С. Р. и др.* Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М.: Мир, 1973.
38. *Шенард У. М., Моррис Х. Т., Кук Д. Р.* Геология и рудные месторождения района Восточный Тинтик, штат Юта.— Там же. Т. 1, 1972.
39. *Corbett M. K.* Tertiary volcanism of Specimen — Lulu — Iren Mountain area, north — central Colorado.— Quart. Colo. Sch. Mines, 1968, v. 63, N 3.
40. *Horikoshi E.* Cenozoic Metallogeny Along the SW Japan Arc.— VI Sympos. of Intern Ass. on Genesis of Ore Deposits. Tbilisi, 1982.
41. *Elston W. E., Coney P. J., Rhodes R. C.* A progress report on the Mogollon Plateau volcanic province, southwestern New — Mexico.— Quart. Colo. Sch. Mines, 1968, v. 63, N 3.
42. *Kawano J., Ueda J.* Periods of igneous activities of granitic rocks in Japan by the K — Ar dating method.— The Eleventh Pacific Science Congress. Tokyo, 1966, v. 4.
43. *Laughlin A. W., Lowering T. S., Mauger R. L.* Age of some Tertiary Igneous Rocks from the East Tintic District, Utah.— Econ. Geol., 1969, v. 64, N 8.
44. *Marjaniemi D.* Tertiary volcanism in the northern Chiricahua Mountains Cochise County, Arizona.— Ariz. Geol. Soc. South. Ariz. Guideb., Tucson, 1968, N 3.
45. *Moore W. J., Lanphere M. A., Obradovich J. D.* Chronology of intrusion, volcanism, and ore deposition at Bingham, Utah.— Econ. Geol., 1968, v. 63, N 6.
46. *Smedes H. W., Prostka H. J.* Stratigraphic framework of the Absaroka volcanic supergroup in the Yellowstone National Park region.— Geol. Surv. Profess. Par., 1972, N 729-C.
47. *Taylor R. B., Theobald P. K., Izett G. A.* Mid-Tertiary volcanism in the central Front Range, Colorado.— Quart. Colo. Sch. Mines, 1968, v. 63, N 3.
48. *Tooker E. W.* Metallogeny of the Metal Mining Region Niar Bingham, Utah, USA.— VI Sympos. of Intern. Ass. on the Genesis of Deposits. Tbilisi, 1982.
49. *Turneaure F. S.* The Bolivian Tin-Silver Province.— Econ. Geol., 1971, v. 66, N 2.

УДК 552(551.7.763)

В. Н. Григорьев, М. Н. Шапиро

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ПЕРЕШЕЙКА КАМЧАТКИ

В кремнисто-вулканогенной ирунейской серии выделяются три комплекса: нижний — афировых базальтов и яшм, средний — туфокремнистый с силлами диабазов, верхний — грубообломочных туфов и горизонтов лав разного состава. По содержанию титана и железомagneвным соотношениям намечаются резкие различия

между вулканитами нижнего и верхнего комплексов. Первые близки к базальтам рифтовых зон. Они были связаны с трещинными излияниями в пределах краевого моря. Вулканиты верхнего комплекса сходны с островодужными. Диабазы среднего комплекса характеризуются переходным составом.

На севере Камчатки, на широте перешейка, верхнемеловые образования делятся на две серии: терригенную лесновскую и кремнисто-вулканогенную ирунейскую. Долгое время считалось, что ирунейская серия согласно залегает на лесновской, но работами последних лет установлено, что их разделяет поверхность крупного пологого Лесновского надвига, по которому породы ирунейской серии перемещены с востока на запад на расстояние, превышающее первые десятки километров [12] (рис. 1). Аллохтонный комплекс имеет сложное внутреннее строение и разделяется на многочисленные чешуи, в большей или меньшей мере отличающиеся друг от друга. Можно наметить два основных типа разрывов ирунейской серии (рис. 2).

На западных склонах Срединного хребта, в бассейнах рек Шаманки и Лесной и в горах Энинг (верховья левых истоков р. Пустой), большая часть разрезов ирунейской серии имеет двучленное строение. В основании выделяется толща подушечных афировых базальтов с линзами и прослоями красно-бурых кремнистых аргиллитов, красных яшм, реже розовых пелитоморфных известняков, а также с горизонтами серо-зеленых пепловых тефроидов и туффилов. Изредка встречаются прослойки гравийных туфов. К некоторым кремнистым и кремнисто-аргиллитовым горизонтам приурочены многочисленные обломки раковин иноцерармов. Видимая мощность нижней толщи в различных блоках колеблется в широких пределах, достигая 400 м (горы Энинг), а места-

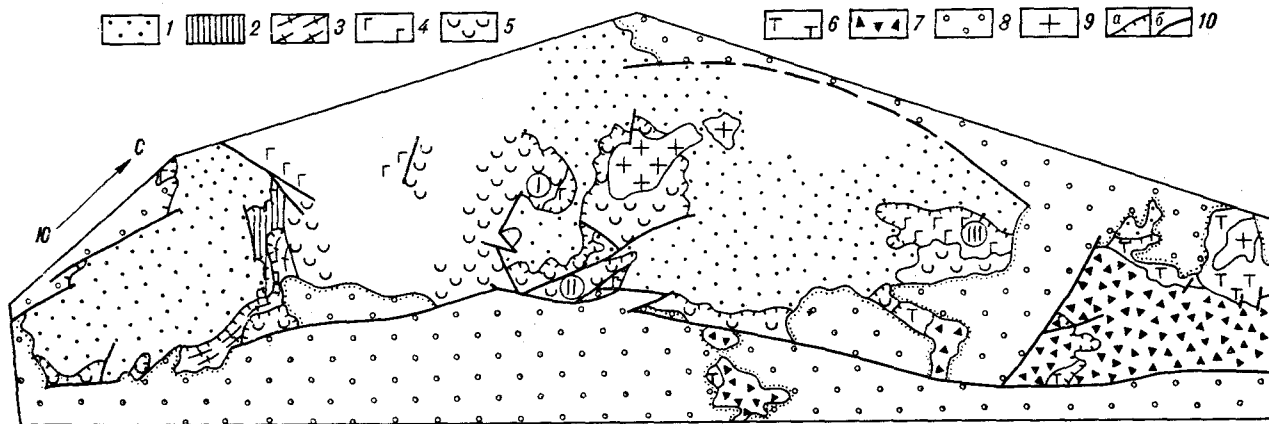


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Лесновского поднятия. Составлена М. Н. Шапиро с участием А. В. Ландера, А. Г. Колоскова, А. Е. Шанцера, Б. М. Богачкина и В. Н. Григорьева.

1 — относительный автохтон, лесновская серия; 2-7 — аллохтонные комплексы: 2 — амфиболитизированные габбро и габбро-амфиболиты, 3 — зеленые сланцы, 4-7 — ирунейская серия: 4 — нижний комплекс, 5 — средний комплекс в западной зоне, 6 — средний комплекс в восточной зоне, 7 — верхний комплекс; 8 — трещинные вулканогенные и осадочные образования; 9 — палеогеновые граниты; 10, а — надвиги, 10, б — прочие разрывы. Цифры на карте — места составления разрезов: I — р. Вейотымльваем, II — р. Шаманка, III — гора Энинг.

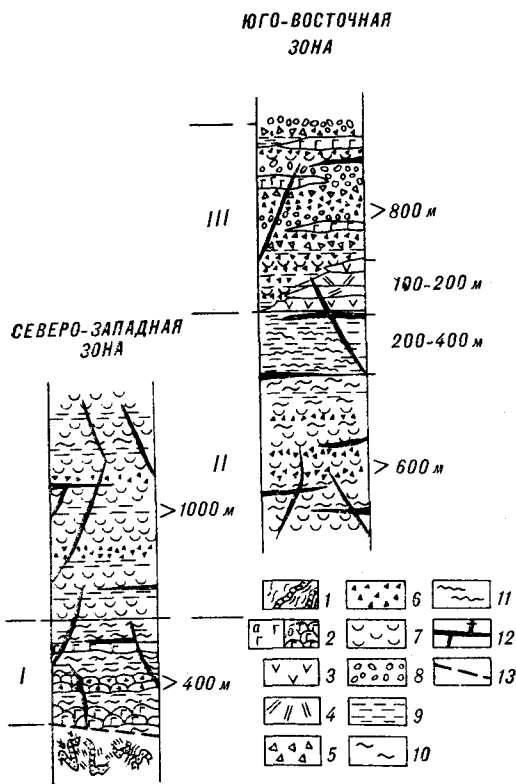


Рис. 2. Схема строения разрезов ирунейской серии.

I — нижний, II — средний, III — верхний комплексы. 1 — лесновская серия, глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, относительный автохтон; 2—12 — ирунейская серия: 2 — базальты (а — массивные, б — полущечные), 3 — андезиты, 4 — дациты и липариты, 5 — туфобрекчии, 6 — гравийные и грубосаммитовые туфы, 7 — мелкосаммитовые, алевроитовые и пелитовые слоистые туфы, тефроиды и туффиты, 8 — туфоконгломераты, 9 — аргиллиты и алевролиты (в том числе кремнистые), 10 — кремни и яшмы, 11 — массовые скопления раковин иноцерамов, 12 — дайки и силлы диабазов; 13 — надвиг.

ми снижаясь до нуля. В последнем случае вероятно срезание яшмо-базальтовой толщи поверхностью надвига.

Выше с постепенным переходом залегает мощная однородная толща переслаивания зеленовато-серых псаммитовых, алевроитовых и пелитовых тефроидов, туффитов и серых полосчатых кремней, среди которых встречаются линзы и прослои красных и розовых, иногда кремнистых аргиллитов, гравийных туфов, пород, содержащих обломки иноцерамов, а также многочисленные согласные с напластованием тела диабазов. Часть последних, безусловно, является рвущими толщю силлами, близкими к ней по возрасту, так как они деформированы вместе с вмещающими породами. Несмотря на осадочное происхождение большей части пород этой толщи, слоистость в ней видна плохо и не повсеместно, что затрудняет определение ее внутренней структуры и мощности. В непрерывных разрезах мощность превышает 1000 м.

Существенно иначе выглядят разрезы ирунейской серии на восточных склонах Среднего хребта (в бассейнах рек Белой, Кичиги, Сигайэктап, Тымлат и Караги). Ее наиболее низкие горизонты представлены здесь толщей зеленовато-серых кремнистых туфов, кремней и диабазов, близкой к верхней толще западных разрезов, но, как правило, с лучшей стратификацией. Среди более верхних горизонтов этой толщи характерно появление большого количества относительно грубых псаммитовых и гравийных кислых туфов. В туфах и кремнях часто встречаются обломки раковин иноцерамов. В некоторых разрезах, в самой верхней части этой пестрой по составу толщи выделяется существенно кремнистая пачка, в которой слоистые кремни преобладают над остальными типами пород и имеют довольно разнообразную окраску. Суммарная мощность толщи превышает 800 м. Вверх она постепенно переходит в пачку черных кремнистых аргиллитов, послойно обогащенных обломками раковин иноцерамов, вплоть до образования прослоев ракушняков. Мощность этой толщи до 400 м. Однако не везде существует разделение на кремнистую пачку и пачку аргиллитов с иноцерамами. В некоторых разрезах их место занимает толща, в которой переслаиваются разнообразные слоистые кремни, тонкообломочные туфы и кремнистые аргиллиты с иноцерамами.

Верхняя часть восточных разрезов ирунейской серии сложена главным образом грубообломочными туфами, туффитами и эффузивами среднего, основного и иногда кислого состава, пропорции которых меняются от разреза к разрезу. Ее мощность достигает 800 м. Кроме того, важную роль в строении этой части ирунейской серии играют протяженные и мощные силлы диоритов, кварцевых диоритов, андезитов и дацитов. Переход от кремнисто-аргиллитовой толщи ирунейской серии к ее верхней, эффузивно-туфовой части в разных разрезах различный. Местами он постепенный через пачку слоистых тефроидов, размер обломков в которых увеличивается вверх по разрезу, но часто более резкий по горизонту лав и силлов среднего состава. В эффузивно-туфовой толще обломки иноцерамов редки, невелики по размерам и встречаются только в ее низах.

Стратиграфические соотношения западного и восточного разрезов полевыми методами не устанавливаются. Почти повсеместно они разделены полосой выходов более молодых пород и лишь в верхнем течении р. Сигайэктап граничат по разрыву, скорее всего, крутому надвику. Возраст ирунейской серии на основании определенных из нее иноцерамов принято считать сантон-кампанским [3]. Однако на-

Район отбора проб	Западный склон Срединного хребта										
	I			II					III		
Толща	$K_2^{I_1}$							$K_2^{I_2}$			
	БЩ	БТ	БЩ	БТ	АБТ	АЩ	Д	АЩ	БЩ	АБЩ	АБТ
Группа пород	8	5	10	1	1	1	1	1	6	1	5
Количество образцов	8	5	10	1	1	1	1	1	6	1	5
SiO ₂	49,18	50,12	48,94	49,84	53,35	60,91	69,23	57,54	49,83	53,68	53,03
	1,20	1,97	1,07						1,17		0,88
TiO ₂	1,90	2,23	1,66	2,04	2,17	0,81	0,39	1,20	1,11	1,14	1,06
	0,13	0,28	0,29						0,18		0,35
Al ₂ O ₃	15,81	15,30	17,90	15,07	13,96	18,11	14,41	14,90	16,13	16,35	17,12
	0,36	0,81	1,63						1,77		2,03
Fe ₂ O ₃	4,63	3,52	5,85	2,87	5,79	3,91	3,14	5,64	5,16	5,43	3,70
	0,81	1,53	1,70						1,12		0,48
FeO	6,05	8,10	4,82	8,48	8,16	1,81	2,95	5,24	8,24	6,45	5,29
	0,54	1,20	1,10						0,71		3,95
MnO	0,17	0,25	0,14	0,18	0,18	0,14	0,13	0,21	0,24	0,23	0,25
	0,05	0,11	0,04						0,02		0,12
CaO	0,40	10,06	8,61	8,86	7,05	3,04	0,93	3,10	7,95	3,59	8,14
	1,13	1,73	1,29						1,46		1,27
MgO	7,52	6,10	5,82	8,59	4,50	0,53	1,35	4,36	6,55	5,13	5,80
	0,56	1,79	1,27						0,32		1,48
Na ₂ O	3,17	2,85	3,85	2,96	3,48	9,12	6,91	5,17	3,46	5,97	3,26
	0,49	0,65	0,62						0,52		0,36
K ₂ O	1,17	0,51	0,76	0,12	0,92	0,28	0,30	1,97	1,04	1,26	1,30
	0,47	0,43	0,35						0,32		0,05
P ₂ O ₅	0,20	0,24	0,21	0,18	0,25	0,18	0,07	0,08	0,18	0,35	0,26
	0,04	0,05	0,06						0,03		0,07

Примечание. Толщи ирунейской серии: $K_2^{I_1}$ — нижняя, яшмово-базальтовая, $K_2^{I_2}$ — средняя, кремнисто-диабазовая, $K_2^{I_3}$ — верхняя, эффузивно-туфовая. Районы: I — р. Вейотымыльваем, II — р. Шаманка, гора Энинг, III — р. Лесная, IV — р. Карага, V — реки Белая, Кичига. Группы пород по соотношению кремнекислотности и щелочности: БЩ — базальты щелочной серии, БТ — базальты толеитовой серии, АБЩ — андезитобазальты щелочной серии, АБТ — андезитобазальты толеитовой серии, АЩ — андезиты щелочной серии, АТ — андезиты толеитовой серии, ДЩ — дациты щелочные, Д — дациты, РД — риодациты, Р — риолиты. Содержание петрогенных элементов в породах охарактеризовано средними значениями (в числителе) и величиной дисперсии (в знаменателе).

ходки иноцерамов хорошей сохранности редки и большая часть имеющихся определений дана с открытой номенклатурой, что снижает их точность. К тому же из описаний не всегда ясно, к какой именно толще относятся приведенные определения.

Пока палеонтологического материала недостаточно для детального сопоставления разрезов отдельных чешуй. Выделить из кремнистых пород методом кислотного травления остатки радиолярий, как это сделано из ватынской серии Олюторской зоны [2], не удалось. Это обусловлено тем, что в большинстве ирунейских чешуй породы сильно катализированы, а остатки радиолярий перекристаллизованы.

Сходство ирунейских разрезов с верхнемеловыми отложениями Восточной Камчатки и Олюторской зоны дает основание, во-первых, предполагать более значительный стратигра-

фический диапазон ирунейской серии и, во-вторых, относить нижний горизонт, как и у ватынской серии, к альб-сенomanу, а верхнюю часть разреза к маастрихту.

Наиболее нижнее положение в разрезе ирунейской серии занимает комплекс подушечных афирмовых базальтов с красными яшмами (нижний комплекс), развитый в основании западных разрезов (см. рис. 2). Наиболее верхнее положение занимает комплекс грубообломочных туфов и эффузивов среднего и кислого состава (верхний комплекс), неизвестный на западе и слагающий верхи восточных разрезов. В то же время верхняя толща западных разрезов по своим главным признакам сопоставима с нижней толщей восточных, но содержит меньше грубого туфового материала среднего и кислого состава. Эти отложения выделяются авторами как средний комплекс ирунейской серии.

Восточный склон Срединного хребта

IV			V									
K ₂ ^{г₂}			K ₂ ^{г₃}									
БЩ	БТ	АТ	БЩ	БТ	АБЩ	АБТ	АЩ	АТ	ДЩ	Д	РД	Р
1	1	1	5	3	2	1	5	1	1	7	3	2
48,8	49,82	58,21	50,55 1,45	50,15 0,96	54,24 3,14	53,00	58,61 2,15	59,37	67,82	65,97 2,07	69,86 0,90	76,74 0,91
0,96	1,16	1,32	1,15 0,09	0,97 0,11	0,91 0,29	1,04	0,83 0,10	0,89	0,84	0,85 0,14	0,71 0,07	0,50 0,18
17,73	16,4	15,44	17,76 1,22	17,68 0,68	20,00 0,08	18,86	18,79 1,08	16,51	15,21	15,27 0,85	14,24 0,33	10,82 0,48
4,98	7,34	5,12	7,00 1,33	4,53 0,55	3,37 1,15	6,72	2,93 0,79	2,95	2,47	2,70 0,88	2,97 0,84	1,53 0,40
4,57	5,66	5,17	5,30 1,30	5,41 1,34	4,13 1,76	4,22	2,99 1,06	4,38	1,92	3,21 0,57	1,62 0,38	2,40 1,65
0,16	0,13	0,13	0,21 0,04	0,27 0,03	0,18 0,06	0,13	0,18 0,08	0,13	0,14	0,12 0,05	0,09 0,02	0,07 0,06
10,92	8,43	2,56	6,63 2,21	11,47 2,97	5,48 2,02	8,14	3,29 0,92	6,13	1,55	2,92 1,46	1,35 0,24	0,96 0,44
6,34	6,91	5,10	5,49 1,04	5,28 0,73	3,99 0,52	2,86	2,67 0,68	2,49	0,46	2,07 0,64	1,48 0,29	0,82 0,62
3,20	3,12	4,90	4,01 1,34	2,20 0,42	4,49 0,57	2,74	5,67 1,19	4,03	8,00	4,04 1,27	4,58 1,83	3,79 1,78
1,90	0,84	1,66	0,98 0,26	0,60 0,06	2,40 1,64	2,01	3,33 2,30	2,44	0,17	2,16 0,65	2,66 2,06	1,96 0,95
0,40	0,19	0,37	0,23 0,03	0,26 0,08	0,32 0,01	0,27	0,26 0,03	0,31	0,42	0,26 0,09	0,21 0,09	0,12 0,01

**СОСТАВ ЭФФУЗИВНЫХ
И СУБИТРУЗИВНЫХ ПОРОД
ИРУНЕЙСКОЙ СЕРИИ**

Был изучен петрографический и химический состав как эффузивных, так и субинтрузивных пород, входящих в состав всех трех толщ ирунейской серии. Они оказались весьма разными, хотя до сих пор в геологической литературе имеется лишь обобщенная характеристика вулканитов ирунейской серии [10, 11]. Приводимая в статье характеристика вулканитов нижней толщи основана на материалах из двух районов: бассейнов р. Вейатымльваем и р. Шаманка — гора Энинг. Для средней толщи основные сборы проведены в бассейне рек Правой илевой Лесной, на западном склоне Срединного хребта и из бассейна р. Караги на его восточном склоне. По верхней толще наиболее обильный материал был собран в бассейне рек Белой и Кичиги. Используемые в работе химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР, а также в химической лаборатории треста Укрчерметгеология (г. Керчь).

В таблице приведен средний химический состав (в %) пород, сгруппированных по содержанию SiO₂ в соответствии с известной классификацией Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, используемой в более поздних классификациях [6]. В каждой группе отдельно приведена характеристика базальтоидов щелочной и толейтовой серии, разделенных по соотношению суммы щелочей и SiO₂, согласно диаграмме Макдональда и Кацуры, составленной для базальтов океанических островов. Количество образцов в выборках отражает их относительную распространенность в толщах ирунейской серии. Приведенный материал прежде всего свидетельствует о разной степени дифференцированности вулканитов, слагающих различные толщи. Для нижних двух толщ характерны слабо дифференцированные базальтоиды, тогда как для верхней толщи характерны непрерывно дифференцированные вулканические комплексы. Базальтоиды трех толщ весьма резко отличаются друг от друга по своим структурным и минералогическим особенностям. Для нижней наиболее типичны афировые щелочные базальты с вариолитовой, реже гиалопилитовой структурой. Менее часто

встречаются разности с офитовой структурой, как правило, содержащие меньше щелочей по сравнению с вариолитовыми базальтами. Базальты щелочной серии характеризуются низким содержанием темноцветов и высоким рудных минералов (титаномагнетита). Для базальтов толеитовой серии, как правило, характерно обилие в основной массе мелких зерен свежих моноклинных пироксенов. Миндалины обычно заполнены хлоритом и кальцитом. Во всех базальтоидах нижней толщи в большей или меньшей степени проявлены зеленокаменные изменения. Вулканическое стекло обычно хлоритизировано, плагиоклазы альбитизированы и сосюртитизированы. Породы с диабазовой структурой часто катализированы. Трещины выполнены хлоритом, пумпеллитом, эпидотом, кварцем, кальцитом.

В составе средней толщи большая часть пород по содержанию SiO_2 относится к группе базальтов и андезитобазальтов и характеризуется типичной для диабазов офитовой структурой. Плагиоклазы, как правило, в них сосюртитизированы и альбитизированы. Моноклинные пироксены обычно свежие. В некоторых образцах зерна последних окружены рубашкой цоизита. Среди андезитобазальтов распространены роговообманковые разности с повышенной щелочностью. Наряду с ними встречаются толеитовые андезитобазальты, основная масса которых состоит из ориентированных лейт андезина и мелких зерен моноклинных пироксенов. В виде порфировых выделений они содержат зерна оливина, замещенные хлоритом и пумпеллитом и окруженные опацитовыми каймами.

Для верхней толщи наиболее характерны порфировые базальтоиды с гиаоцилитовой, реже интерсертальной структурой основной массы. Порфиробласты обычно сложены плагиоклазами, реже гломеропорфировыми сростками плагиоклазов, иногда зональных, и моноклинных пироксенов. Среди базальтоидов щелочной серии преобладают миндалекаменные афировые разности с трахитовой структурой основной массы. Им свойственно отсутствие в основной массе моноклинных пироксенов при обилии рудных зерен. Моноклинные пироксены встречаются только в редких гломеропорфировых сростках.

Для сравнения петрохимических особенностей ирунейских вулканических комплексов между собой и с другими комплексами была построена серия диаграмм. Поскольку изученные вулканы в разной степени затронуты вторичными изменениями, для их сопоставления использовались наименее подвижные петрогенные элементы, такие как Ti, Mg, отчасти Fe, их соотношения между собой и с другими элементами.

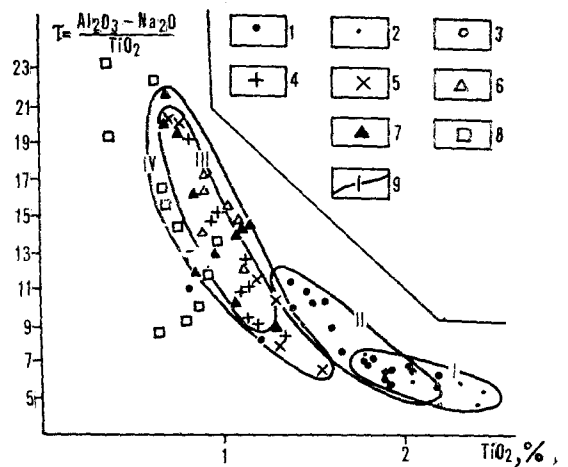


Рис. 3. Диаграмма В. Готтини.

1—3 — вулканические породы нижней толщи: 1 — основные и средние породы щелочной серии, 2 — основные и средние породы толеитовой серии, 3 — кислые породы; 4, 5 — вулканические породы средней толщи: 4 — основные и средние породы щелочной серии, 5 — основные и средние породы толеитовой серии; 6—8 — вулканические породы верхней толщи: 6 — основные и средние породы щелочной серии, 7 — основные и средние породы толеитовой серии, 8 — кислые породы; 9 — граница распределения фигуративных точек для: I — нижней толщи из бассейна р. Вейотгмльваем, II — нижней толщи из бассейна р. Шаманна, III — средней, IV — верхней толщ.

На диаграмме Готтини (рис. 3) хорошо видно, что базальтоиды нижней толщи резко обособляются от базальтов средней и верхней толщ в первую очередь более высоким содержанием TiO_2 . Фигуративные точки для нижней толщи расположены примерно в той же области, в которую попадают щелочные базальты из глыбовых поднятий современных океанов и некоторых окраинных морей [4, 5, 10]. Базальты из двух верхних толщ на этой диаграмме заняли поле базальтов из современных островных дуг.

По соотношению TiO_2 и FeO^*/MgO (рис. 4) базальтоиды нижней толщи попадают в область толеитовых серий, тогда как вулканические породы верхней толщи сосредоточены в границах известково-щелочных серий островных дуг. Диабазы средней толщи на этой диаграмме заняли промежуточное положение.

Корреляция между содержаниями суммарного железа и магния в базальтах нижней толщи практически отсутствует, тогда как в базальтоидах второй и третьей толщи она имеет четкую прямую зависимость и напоминает соотношение этих элементов в базальтоидах островных дуг [4, 5].

На известной трехкомпонентной диаграмме АФМ фигуративные точки базальтоидов нижней толщи из обоих районов в соответствии со своей слабой дифференцированностью занимают сравнительно ограниченные поля, главным образом в пределах полосы гиперстенной серии. Более значительные вариации в со-

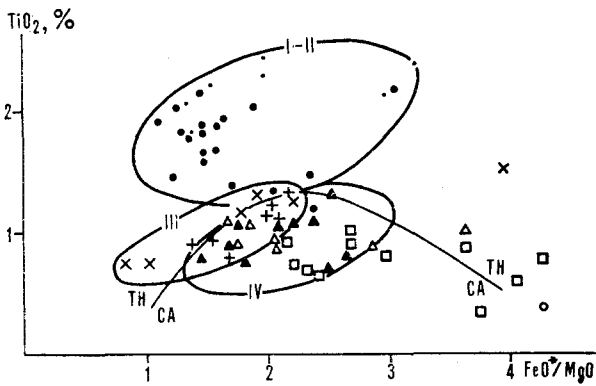


Рис. 4. Диаграмма $TiO_2 - FeO^*/MgO$.

TH/CA — граница толеитовой и известково-щелочной серий А. Миасиро. Усл. обозн. см. на рис. 3.

отношении железа, магния и щелочей наблюдаются в диабазах средней толщи. Совершенно иное распределение на этой диаграмме фигуративных точек для верхней толщи. Они достаточно равномерно рассеяны по всему гиперстеновому полю.

Хотя, как отмечалось, в большинстве проанализированных пород всех трех толщ проявлены вторичные минеральные преобразования состава, что должно наложить отпечаток на распределение щелочей, тем не менее каждая толща заняла достаточно обособленное положение на диаграмме отношения щелочей к их сумме (рис. 5). На этой диаграмме базальтоиды нижней толщи сдвинуты в область, где на аналогичной диаграмме А. Миасиро выделены поля гавайских и исландских базальтоидов. Диабазы средней толщи легли в поле островодужных пород, а базальтоиды верхней тол-

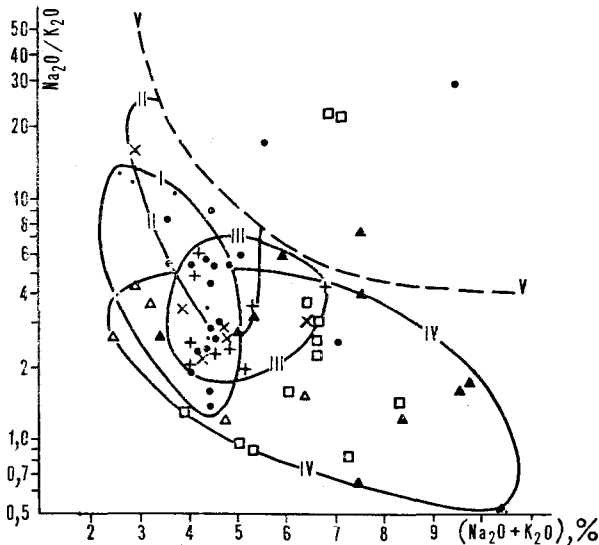


Рис. 5. Диаграмма $Na_2O/K_2O - Na_2O + K_2O$.

V—V — верхняя граница распределения фигуративных точек неизмененных пород, по А. Миасиро. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

щи — в поле островодужных пород и щелочных пород на континенте Восточной Азии.

Только в дифференцированных вулканитах верхней толщи намечается прямая корреляция между SiO_2 и K_2O . Во всех остальных толщах такая корреляция не проявлена. В ирунейских базальтоидах отсутствует сколько-нибудь четко проявленная корреляция между K_2O и TiO_2 , что отличает их от базальтоидов разных зон океана [4, 5]. Последнее обусловлено тем, что на содержание калия наиболее резко сказались вторичные процессы, в том числе калишпатизация. Возможно, этим объясняется полное отсутствие на треугольной диаграмме $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ прямой зависимости в содержании K_2O и P_2O_5 в отличие от того, что часто наблюдается в породах щелочных базальтоидных серий.

Характер и направленность дифференциации вулканитов всех трех толщ отражает интегральная диаграмма Х. Де Ля Роша и Ж. Летьерье (рис. 6). Как видно, в вулканитах верхней толщи четко проявлен обычный островодужный тип дифференциации, направленный в сторону риолитов. Для средней и нижней толщ в более дифференцированных базальтоидах щелочной серии слабо проявлена направленность в сторону трахитов.

Из приведенной сравнительной характеристики вулканических комплексов ирунейской серии намечается сходство вулканизма при формировании среднего и особенно верхнего комплексов с известково-щелочным вулканизмом зрелых дуг. Наоборот, вулканизм нижнего комплекса отличается от островодужного и по многим характеристикам близок к субокеаническому, в том числе наблюдаемому в некоторых окраинных морях [15]. Примечательно, что на нескольких диаграммах вулканиты среднего комплекса занимают промежуточное положение между полями нижнего и верхнего.

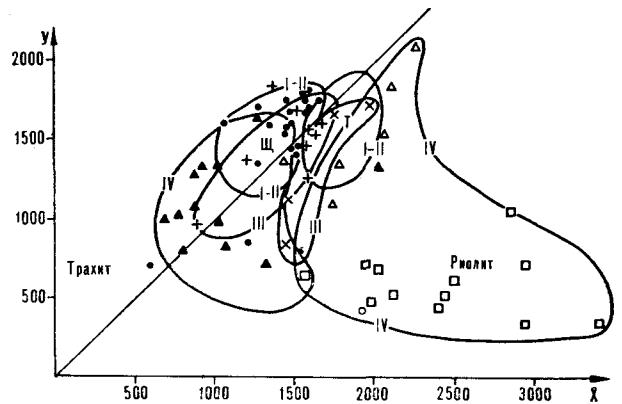


Рис. 6. Диаграмма Де Ля Роша и Ж. Летьерье.

$Y = 6Ca + 2Mg + Al$; $X = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$. Щ — поля щелочных серий, Т — поля толеитовых серий. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА НА ПЕРЕШЕЙКЕ КАМЧАТКИ

Ирунейская серия Северной Камчатки — только часть широкой, хотя и не везде выходящей на поверхность зоны развития кремнисто-вулканогенных серий, которая прослеживается от Центральной Камчатки на северо-восток до Олюторской зоны Корякского нагорья и далее поворачивает на восток, к северу от Олюторского полуострова, срезаясь побережьем Берингова моря. Палеотектоника этой зоны в целом и отдельных ее частей неоднократно обсуждалась в печати [7, 9, 11, 12]. Говоря о палеотектонических условиях поздне мелового вулканизма Северной Камчатки, следует учитывать и данные по смежным районам.

В Центральной Камчатке к югу от изученных разрезов верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения имеют двучленное строение. Их нижняя часть, выделенная здесь как ирунейская свита, сложена преимущественно кремнистыми туффитами, туфами, яшмоидами с подчиненным количеством эффузивов основного состава. Верхняя часть или кирганикская свита сложена грубообломочными туфами, туфоконгломератами и эффузивами, главным образом субщелочного состава, среди которых важная роль принадлежит средним и кислым разностям. Наиболее полные петрохимические данные по этим двум системам приводятся В. К. Ротманом и Б. А. Марковским [9], однако при петрохимическом описании эти авторы объединяют обе свиты, в связи с чем разница между ними в значительной степени нивелируется. Из таблицы анализов можно, однако, понять, что в ирунейской свите часто встречаются высокотитанистые низкокальциевые разности базальтов. Сходство строения верхнемеловых отложений Центральной Камчатки и ее перешейка вполне очевидно: западные разрезы перешейка, так же как и нижняя часть восточных разрезов этого района, легко сопоставляются с ирунейской свитой Центральной Камчатки, в то время как верхняя часть восточных разрезов обладает явным сходством с кирганикской свитой.

В Олюторской зоне аналогом ирунейской серии прежде всего считается ватынская кремнисто-вулканогенная серия, сложенная разнообразными кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами, кремнистыми аргиллитами, базальтами, их туфами и, в меньшей степени, кератофирами и их туфами. В ее нижней части преобладают подушечные афировые базальты с высоким содержанием TiO_2 (1,5%) и низким глинозема, калия и кремнезема [1, 2]. Базальты верхней части ватынской серии, по данным этих авторов, имеют уже

другой состав; содержание TiO_2 в них менее 1, а K_2O — до 1%.

Ватынская серия, имеющая позднеальб-кампанский возраст, сменяется вверх по разрезу хакинской или ачайвайямской свитами, однако, по мнению Н. А. Богданова и др. [1], эти свиты, развитые юго-восточнее ватынской серии, являются в какой-то мере аналогами ее верхней части. Для них характерно преобладание эффузивов и грубой обломочной пирокластики при слабом распространении кремнистых пород. Среди эффузивов и туфов преобладают базальтоиды, однако в средней части разреза степень дифференцированности пород заметно увеличивается, и последние характеризуются широкими вариациями состава по кремнекислотности и щелочности: появляются трахибазальты, трахиандезиты и в отдельных случаях трахиты. Подчеркивается мелководный характер накопления пород верхней части разреза этих свит.

Легко установить параллели в строении верхнемеловых кремнисто-вулканогенных разрезов Олюторской зоны и перешейка Камчатки. В обоих районах наиболее древние эффузивы представлены высокотитанистыми афировыми подушечными базальтами, парагенетически связанными с яшмами. В то же время верхние члены разреза сложены известняково-щелочными и субщелочными относительно мелководными эффузивами и грубообломочными туфами, в которых существенную роль играют андезиты и более кислые породы. Весьма вероятно, что верхнюю толщу разрезов восточной части перешейка следует сопоставлять не только с верхами ватынской серии, но и с хакинской и ачайвайямской свитами.

Однотипность верхнемеловых разрезов Центральной и Северной Камчатки с разрезами северо-западного края Олюторской зоны, по мнению авторов, отражает развитие единой крупной структуры, существовавшей во второй половине мела. Вулканизм в ее пределах был частью интенсивных вулканических процессов, зафиксированных почти на всей территории современной Корякско-Камчатской складчатой области. В частности, кремнисто-вулканогенные формации верхнего мела широко развиты на Восточной Камчатке и на о. Карагинском, где среди них выделяются домаастрихтские и мелпалеогеновые части разреза [8]. При этом большая часть вулканитов западной части Восточной Камчатки имеет известково-щелочной островодужный состав, и только наиболее молодые вулканиты на востоке этой зоны представлены главным образом субокеаническими толеитами. Поля верхнемеловых вулканитов Среднего хребта (Северная и Центральная Камчатка) и Восточной Камчатки являются, скорее всего, частями единой, хотя и слож-

ной по своему строению вулканической области, разделенной на две полосы более поздними тектоническими процессами. Характер восточного ограничения этой вулканической области для верхнемелового этапа развития Камчатки не ясен. Однако, судя по приносу с востока субаркозового материала, предполагается существование в области Берингова моря подвятия, в пределах которого были вскрыты породы гранитно-метаморфического комплекса [14].

К северо-западу от зоны современного распространения кремнисто-вулканогенных комплексов протягивается полоса почти исключительно терригенных аспидных алевропелитовых и флишоидных отложений верхнего мела, субсинхронных ирунейской серии. Эта полоса намечается на Западной Камчатке и продолжается на север вплоть до Укэлоятского прогиба в Олюторской зоне. От кремнисто-вулканогенных отложений они отделены на перешейке Камчатки и в Олюторской зоне крупным надвигом, и в Центральной Камчатке — массивом метаморфических пород.

В развитии позднемелового вулканизма на перешейке Камчатки зафиксировано три крупных события: первое — трещинные подводные излияния подушечных слабо дифференцированных базальтов в парагенезе с накоплением кремнистых илов при минимальном приносе аллохтонного туфовой материала, второе — накопление тонких кремнисто-туфогенных осадков, сопровождавшееся внедрением диабазовых силлов, третье — формирование относительно мелководной непрерывно дифференцированной эффузивно-туфовой толщи. Поскольку точные стратиграфические объемы каждого комплекса ирунейской серии не установлены, последовательность событий и палеогеографические реконструкции остаются во многом проблематичными. Наиболее проста проблема образования верхнего комплекса. Его формирование по всем показателям было связано с типичным «островодужным» известково-щелочным вулканизмом, который прослеживался далеко за пределами собственно перешейка Камчатки. Рассмотренный в статье участок составлял часть более широкой и протяженной приподнятой вулканической зоны, вероятно, уже приближавшейся по своему строению к сложным вулканическим дугам с многочисленными вулканами центрального типа.

Труднее ответить на вопросы относительно формирования нижнего комплекса. Хотя он на восточном склоне Среднего хребта не встречается, но там пока не известны и основания рассмотренных верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений. Поэтому до уточнения возраста указанных комплексов остается правомочной точка зрения о том, что эти три комп-

лекса и соответствующие им события являются тремя последовательными стадиями развития единой вулканической зоны. В таком случае нижний комплекс, вероятно, можно рассматривать как комплекс, предшествовавший развитию островной дуги. Однако на Восточной Камчатке такой комплекс пока не известен, и нижняя часть разреза сложена «островодужными толщами». Поэтому параллелизуя нижний комплекс ирунейской серии с толейтами низов ватынской серии, авторы не склонны ни те, ни другие рассматривать как аналоги абиссальных океанических толейтов. От океана зона их образования была отделена, по крайней мере, одной вулканической грядой. Другая интерпретация фактического материала следует из допущения частичной латеральной зональности в распределении указанных трех комплексов даже в пределах Среднего хребта перешейка. При этом предполагается первичное отсутствие базальто-яшмового комплекса на его восточном склоне, и место формирования нижнего комплекса попадает в зону между собственно островной дугой и краевым морем с терригенной седиментацией. Таким образом, в обоих случаях нижний комплекс более правильно рассматривать как сформированный в окраинном море, возможно, рифтовой зоне последнего.

Структурное положение среднего комплекса и петрохимические особенности базальтов и диабазов свидетельствуют об его переходном характере между нижним и верхним. Во время его формирования наряду с внедрением в вулканогенно-осадочную толщу силлов основных лав существовали надводные вулканические центры, поставлявшие в бассейн седиментации относительно кислую вулканокластику в виде обломков пемзы, роговой обманки, биотита и кварца. Их содержание увеличивается к востоку. Наиболее вероятно, сами вулканические центры были расположены несколько восточнее полосы распространения комплекса.

Таким образом, в позднемеловой истории перешейка Камчатки и в том числе его вулканизме отражено развитие сложно построенной зоны перехода от океана к континенту. В пределах перешейка достаточно четко выделяются различные участки островодужной системы и краевого моря. В литературе уже рассматривались в общем виде отличия этих меловых «краевых морей и вулканических дуг» от современных аналогов [13]. Считать ли эти отличия второстепенными или видеть в них проявление принципиальных отличий позднемезозойских тектонических режимов от современных — одна из дилемм, стоящая перед геологами, изучающими притихоокеанские структуры. Для решения этой проблемы наряду с изучением петрохимии и геохимии вулканических

комплексов особенно важно сравнительное изучение латеральных рядов меловых и современных формаций.

ВЫВОДЫ

1. В составе ирунейской серии выделяются три вулканогенно-осадочных комплекса, резко отличающиеся друг от друга по литолого-петрографическому составу и петрохимическим особенностям вулканитов. Нижний комплекс афировых базальтов и яшм встречается только в основании западного типа разрезов. Верхний комплекс грубообломочных туфов и горизонтов лав разного состава с телами субвулканических диоритов развит в верхней части разрезов восточного типа. Средний туфокремнистый комплекс с силлами диабазов венчает западный разрез ирунейской серии и лежит в основании ее восточного разреза. Соотношения между восточным и западным разрезами не

вовне ясны и требуют дополнительных палеонтологических обоснований.

2. Западные разрезы ирунейской серии на перешейке Камчатки по своему строению и составу пород сопоставимы с ватынской серией Олюторской зоны Корякского нагорья и с ирунейской свитой Центральной Камчатки. Верхняя толща восточных разрезов обладает существенным сходством с кирганикской свитой Центральной Камчатки, а также с ачай-ваямской и хакинской свитами Олюторской зоны и, скорее всего, имеет маастрихт-датский возраст.

3. По степени дифференцированности, содержанию титана и железомagneиным соотношениям намечаются резкие отличия между нижним и верхним комплексами ирунейской свиты. Первые базальтоиды близки к субокеаническим базальтам рифтовых зон. По-видимому, они изливались на дне краевого моря. Вулканиты верхнего комплекса сходны с вулканитами современных зрелых островодужных систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н. А., Чехович В. Д. и др. Тектоника Олюторской зоны.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
2. Вишневецкая В. С., Сузов А. Н., Чехович В. Д. Возраст ватынской серии (Олюторской зоны Корякского нагорья).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12.
3. Геология СССР, т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание.— М.: Недра, 1964.
4. Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией.— Геотектоника, 1979, № 1.
5. Золотарев Б. П. Петрохимия базальтов современного океана.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979.
6. Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.
7. Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.
8. Петрина Н. М., Шапиро М. Н. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения Восточных хребтов Камчатки.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 3.
9. Ротман В. К. Общие черты магматизма внутренней части западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— Сов. геол., 1971, № 10.
10. Сахно В. Г., Вржосек А. А., Моисеев В. Г. Особенности состава лав дна окраинных морей.— В кн.: Изверженные породы Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
11. Хогин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса.— М.: Наука, 1976.
12. Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки.— М.: Наука, 1976.
13. Шапиро М. Н. Соотношение геосинклинального режима и режима островной дуги (на примере Камчатки).— Геотектоника, 1981, № 4.
14. Шапиро М. Н., Хогин М. Ю. Верхнемеловые кварцполевошпатовые песчаники на Восточной Камчатке.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.
15. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— J. Geol., 1975, v. 83, N 2.

ГИН, ИФЗ АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
21 мая 1984 г.

УДК 550.382.3+550.384.5+552.08 : 53/54(571.63)

Ю. С. Брегштейн, В. В. Ананьев, А. С. Каретников,
А. А. Петров, В. А. Цельмович

ПЕТРОМАГМАТИЗМ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ПОДГЕЛЬБАНОЧНОГО
(Приморье)

Проведено сопоставление петромагнитных и петрологических особенностей эффузивов неогенового вулкана Подгельбаночного (Приморье). Отмечены различия в коррелируемых палеомагнитных и петрохимических характеристиках толеитовых и щелочных базальтов, слагающих вулканическую постройку. Выявлен-

ные расчетным и экспериментальным путем температуры Кюри титаномагнетитов наряду с данными петрохимических определений состава базальтоидов использованы для оценки возможной глубины последнего равновесного состояния магматического очага под вулканом.

Неогеновый вулкан Подгельбаночный расположен в южной части Приморского края и приурочен к полю базальтов Шкотовского плато, являющегося фрагментом окраинно-континентального вулканического пояса в северо-западном обрамлении Пацифики. Он представляет собой кальдерообразную депрессию, в основании которой залегает покров толеитовых базальтов. Основными особенностями вулкана являются щелочной состав слагающих его базальтов и наличие большого числа крупных лерцолитовых включений и глыб. Исследователи, изучающие петрологию этой вулканической постройки, пришли к выводу о принадлежности щелочных базальтов к конечным дифференциатам толеит-

базальтовой магмы, сформировавшей основание вулкана и обширное плато [17].

Нами изучались петромагнитные и петрохимические особенности указанных базальтоидов. Комплекс исследований включал определение петро- и палеомагнитных характеристик (15—135 образцов), химический (12 проб) и микрозондовый (3 образца, 36 зерен) анализы. Образцы выборочно подвергались магнитной и температурной чисткам для определения стабильности естественной остаточной намагниченности.

Основные результаты изучения различных магнитных и петрохимических параметров отражены в табл. 1, 2.

Таблица 1

Средние содержания основных породообразующих окислов в базальтах (А) и состав титаномагнетитов (Б), вес. %

А									
Магнитная полярность	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
N	46,95	1,83	14,52	3,64	6,19	9,39	6,22	3,84	2,76
R	52,64	1,60	15,15	1,74	8,57	6,99	8,03	2,81	0,87

Окончание табл. 1

Б									
Номер образца	FeO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	x + δ	T _c ^P	T _c ^M
X-126	67,26	17,05	4,42	4,99	0,66	1,84	0,668	120	155
X-231	68,17	22,14	1,37	1,28	0,45	1,23	0,707	90	235

Примечание. N и R — прямо и обратно намагниченные базальты, x + δ — суммарная атомная доля Ti и Al в титаномагнетите Fe_{3-x-σ}M_δTi_xO₄, где x и δ — атомные доли соответственно Ti и Al, T_c^M и T_c^P — температуры Кюри, соответственно измеренные и рассчитанные по отношению (TiO₂ + Al₂O₃)/FeO [2]. Химический и микрозондовый анализы выполнили М. А. Шульга (ИГО Тажгеология) и В. В. Ананьев (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР).

Петромагнитные характеристики базальтов

Магнитная полярность	I_n	κ	Q	σ_s	σ_{rs}	H_c	H'_{cs}	q	r	F'	h_m	M_s^t/M_s^0
<i>N</i>	2147	1096	6,6	1,86	0,32	79	203	0,18	0,42	0,40	66	1,64
<i>R</i>	2973	494	20,0	0,90	0,36	327	551	0,39	0,59	0,19	465	2,29

О к о н ч а н и е т а б л . 2

Магнитная полярность	M_{rs}^t/M_{rs}^0	H_c^t/H_c^0	H'_{cs}^t/H'_{cs}^0	D_c^0	J_c^0	K	α_{95}^0	λ^0	Φ^0	θ_1^0	θ_2^0
<i>N</i>	1,16	0,94	1,08	357	+59	69	1,7	353	86	2,60	1,95
<i>R</i>	2,16	1,05	1,08	162	-48	157	1,9	5	70	2,44	1,60

Примечание, *N*, *R* — прямо и обратно намагниченные базальты; I_n — естественная остаточная намагниченность, $\times 10^{-6}$ ед. СГС; κ — магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ ед. СГС; Q — фактор Кенигсбергера, ед.; σ_s и σ_{rs} — удельная и остаточная удельная намагниченность насыщения, $\text{см}^3/\text{г}$; H_c , H'_{cs} — коэрцитивная и остаточная коэрцитивная сила, э; $q = M_{rs}/M_s$, где M_s и M_{rs} — магнитный и остаточный магнитный моменты насыщения в постоянном магнитном поле $H = 3,3$ кЭ; $r = H_c/H'_{cs}$; F' — показатель размера (структуры) зерна ферромагнетика по [4]; h_m — амплитуда переменного магнитного поля (Э), разрушающего половину величины I_n ; M_s^t/M_s^0 , M_{rs}^t/M_{rs}^0 , H_c^t/H_c^0 , H'_{cs}^t/H'_{cs}^0 — отношения величин соответствующих магнитных характеристик (измеренных при 20°C), полученных после нагрева до 600°C (индекс *t*) к их первоначальному значению до нагрева (индекс 0).

Палеомагнитные параметры: D_c^0 , J_c^0 — склонение и наклонение среднего вектора I_n в современной системе координат; K — кучность распределения (разброс направлений I_n); α_{95}^0 — радиус круга доверия для уровня вероятности 0,95; λ^0 и Φ^0 — долгота и широта северного полюса Земли в эпоху образования I_n базальтов (относительно современной градусной сетки); θ_1^0 и θ_2^0 — полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0,95.

Как видно из приведенных данных, базальты вулкана и его основания существенно различаются не только по химическому составу, но и по характеру намагниченности. Щелочные базальты собственно вулканического аппарата характеризуются прямой намагниченностью (индекс *N*). Близкие по составу к толеитовым базальты плато (индекс *R*) оказались намагниченными обратно направлению современного геомагнитного поля (рис. 1, *a*). Положения палеополюса, вычисленные по средним значениям векторов естественной остаточной намагниченности I_n базальтов, изученных в 13 обнажениях, расположенных последовательно снизу вверх по разрезу (от устья к истокам ключа Подгельбаночного), при переходе от толеитовых к щелочным разновидностям образуют своеобразную петлю и несколько смещаются на геосферу (с учетом обращения I_n). При этом ближайшие по разрезу горизонты пористых щелочных базальтов и подстилающих (с задернованным перерывом мощностью до 20 м) толеитовых базальтов имеют направление, наиболее близкое к антипараллельному, что подчеркивает их относительную возрастную близость (см. рис. 1, *b*).

Результаты намагничивания в переменном магнитном поле $I_n(H)$ и температурного намагничивания $I_n(T)$ (рис. 2) свидетельствуют о стабильности ферромагнитной фазы, ответственной за направление I_n , к указанным воздействиям. Величины склонения D_c и наклонения J_c среднего вектора I_n практически не

меняются. Толеитовые базальты размагничиваются при более высокой температуре, чем щелочные. Для последних часто характерны двухступенчатая форма кривой $I_n(T)$ и уменьшение величины I_n на 50% при нагреве до 250°C.

Различия в форме кривых $I_n(H)$ и величинах разрушающего переменного магнитного поля определяются размером и степенью магнитной жесткости ферромагнитных зерен. В частности, у щелочных базальтов с более магнитомягкими крупными зёрнами титаномагнетита величина медианного поля h_m в несколько раз ниже, чем у толеитовых.

Носителями естественной остаточной намагниченности подавляющего большинства базальтов, судя по результатам терморазмагничивания I_n и намагниченности насыщения I_s в постоянном магнитном поле $H = 3,3$ кЭ, являются слабоокисленные титаномагнетиты с температурой Кюри (T_c) от 125—150 до 250—300°C (рис. 3). При этом наиболее низкие значения T_c характерны для экструзии плотных черных оливиновых *N*-базальтов. Отмечаемый на графиках размагничивания $I_s(T)$ толеитовых *R*-базальтов температурный гистерезис (необратимость термокривых) указывает на более высокую степень окисления в них титаномагнетитов. Измеренные температуры Кюри колеблются от 225—250 до 580°C. Иногда отмечаются двухступенчатые термокривые с $T_c = 275—325$ и 580°C. В отдельных образцах из бурых шлаковидных горизонтов, судя по магнитным параметрам, в составе ферромагнит-

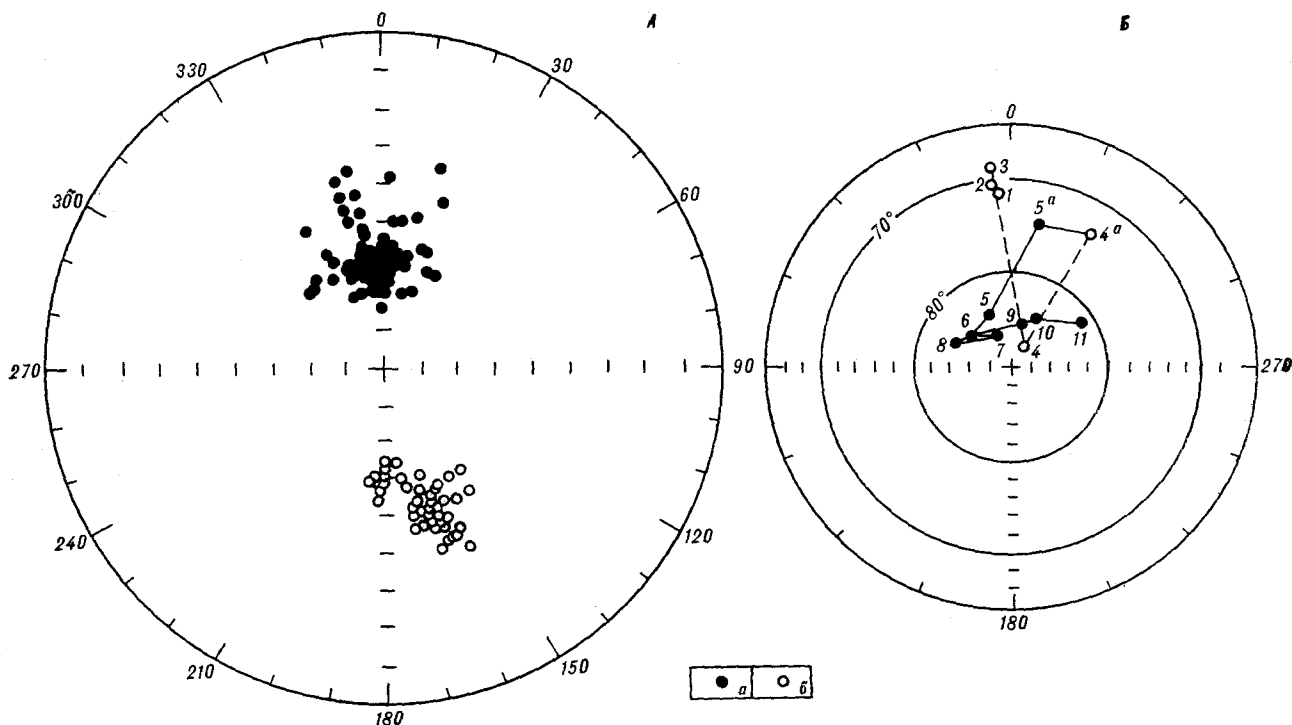


Рис. 1. Распределение направлений I_n базальтов на равнопромежуточной полярной проекции (А), положение северного палеополюса в современной географической системе координат (Б). Нумерация точек указывает последовательность расположения обнажений снизу вверх по разрезу; а, б — прямо и обратн, намагниченные породы.

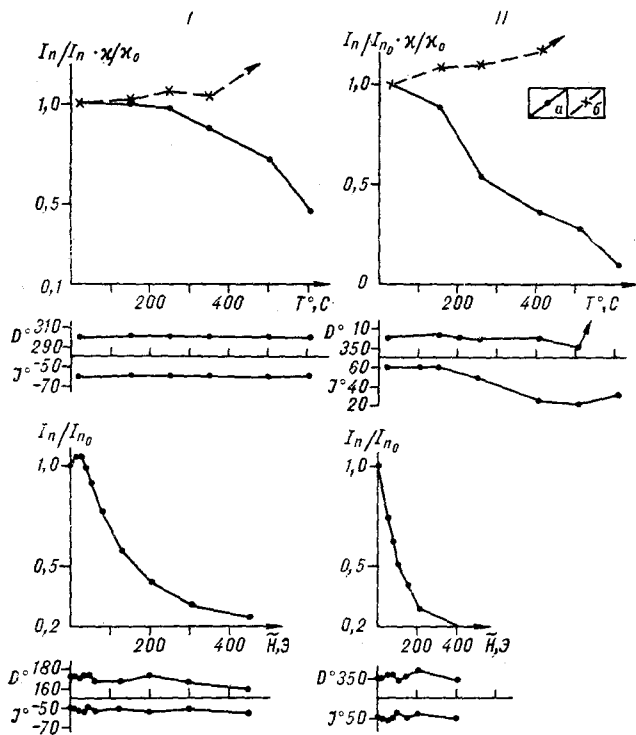


Рис. 2. Графики терморазмагничивания $I_n(T)$ и размагничивания в переменном поле $I_n(H)$ естественной остаточной намагниченности толеитовых (I) и щелочных (II) базальтов; а, б — кривые температурного изменения I_n и χ ; D и J — угловые вариации склонения и наклонения I_n в процессе размагничивания.

ной фазы присутствует маггемитизированный магнетит.

Различия титаномагнетитов R- и N-базальтов в степени окисления видны также при сравнении результатов непосредственных измерений и расчета значений T_c по данным микрорентгеноспектрального анализа. Микронзондовое определение состава титаномагнетитов N-базальтов указывает на повышенное содержание в них элементов-примесей: Al, Mg и Cr (см. табл. 1). При использовании формул и палеток, предусматривающих совместное вхождение сразу нескольких элементов-примесей в структуру титаномагнетита в виде шпинели [22, 26], расчетные величины T_c получаются явно заниженными (иногда даже в области отрицательных температур), что вряд ли соответствует возможным их значениям. По данным многочисленных определений природных объектов, а также экспериментальных исследований по восстановлению состава первичных титаномагнетитов, даже для самых неокисленных базальтов из зон океанических и континентальных рифтов значения T_c обычно выше и колеблются в достаточно узких пределах — 100—150°C с небольшими отклонениями [2, 20]. Поэтому значения температур Кюри рассчитаны исходя из предположения о вхождении в кристаллическую решетку только иона Al^{3+} , который, как известно [25], наиболее понижает T_c . Если

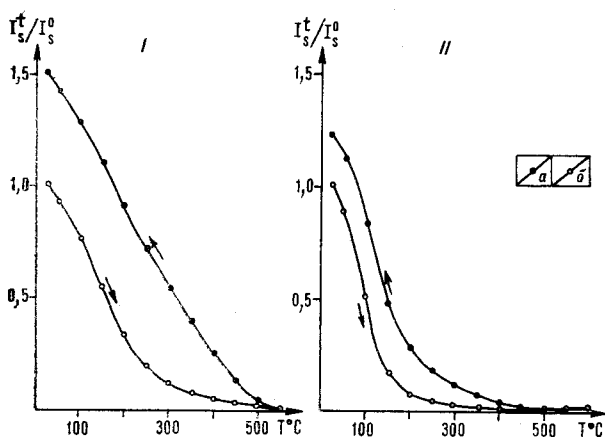


Рис. 3. Графики терморазмагничивания намагниченности насыщения I_s в постоянном магнитном поле 3,3 кЭ; а, б — кривые нагрева и охлаждения толеитовых (I) и щелочных (II) базальтов.

учитывать наличие в титаномagnetите одного лишь титана, расчетная T_c получается завышенной (для образца X-126 выше фактически измеренной, что является нереальным). Mg, Mn и Cr при расчете не учитывались, так как их возможное влияние на температуру Кюри значительно меньше и выражается в слабом сохранении той же тенденции — понижении T_c .

Непосредственное вычисление T_c проводилось по усредненному для всех исследованных зерен отношению FeO к сумме $TiO_2 + Al_2O_3$ и формуле Блейла [18]. Полученные таким образом расчетные значения оказались ниже фактически измеренных, что в сочетании с характером гистерезиса, проявленного на термодиаграммах $I_s(T)$ (см. рис. 3), со всей очевидностью свидетельствует о присутствии в исследованных базальтах в различной степени нестехиометричного катион-дефицитного титаномagnetита (титаномagnetита) [19, 24]. При этом расхождения между измеренными и рассчитанными значениями T_c оказались у N - и R -базальтов неодинаковыми. Если учесть, что средние содержания Al и Mg в титаномagnetитах щелочных N -базальтов превышают в 3—4 раза аналогичные содержания в R -базальтах, то становится понятным, почему расчетное значение T_c у представителя первой группы — образца X-126 ($120^\circ C$) — значительно меньше отличается от измеренного ($155^\circ C$), чем это имеет место у более окисленной толеитовой разновидности — образца X-231 (соответственно 90 и $235^\circ C$).

Показательно сопоставление измеренной при комнатной температуре величины магнитного момента насыщения, полученной до (M_s^0) и после (M_s^t) нагрева до $600^\circ C$. Отношение M_s^t/M_s^0 достаточно явно линейно зависит от T_c для макроскопически свежих N -пород, а по

абсолютной величине выше у R -базальтов, что подтверждает более высокую степень катион-дефицитности титаномagnetитов в последних [23].

Прямо и обратно намагниченные базальтоиды также существенно различаются по химизму и магнитным свойствам. У N -базальтов наряду с повышенной щелочностью выше магнезиальность и общая железистость; в них по сравнению с толеитовыми разновидностями ниже содержания глинозема, кремнезема и окиси кальция (см. табл. 1). Магнитные свойства также достаточно дифференцированы. У щелочных базальтов, судя по значениям χ , σ_s , q , r , по сравнению с толеитами выше концентрация и крупнее размеры ферромагнитных зерен. Для R -базальтов при близких со щелочными значениями I_n соответственно выше величины характеристик Q , H_c , H'_{cs} , q , r , а также более значительны изменения ряда параметров после нагрева. Последнее отражает различную степень однофазного окисления, которая при прочих равных условиях выше в ансамбле ферромагнетиков с преобладанием мелких (в том числе одно- и псевдооднодоменных) зерен [21], что подтверждается данными микроскопии в исследованных нами толеитовых базальтах.

Предварительное изучение вулкана Подгельбаночного свидетельствует о том, что наблюдаемые различия в петромагнитных и петрохимических характеристиках этой сложной, длительно развивавшейся вулканической постройки отражают определенную геохимическую эволюцию во времени условий дифференциации магмы в подкорковых (периферийных) магматических очагах. Как известно, примерные глубины генерации расплава в магматических камерах наряду с общепетрологическими и геофизическими способами можно косвенно оценить также на основе известных экспериментальных определений условий стабильности различных минералов в системе $FeO-TiO_2$ [6, 7, 10]. По этим данным, увеличение давления с глубиной при прочих равных условиях снижает окислительное воздействие кислорода газовой составляющей, и при этом соответственно повышается вклад магнитных фаз с низкими точками Кюри в ферромагнитные системы, фиксируемые при термомагнитном анализе.

Хорошая сохранность, гомогенность состава и оптических констант зерен титаномagnetита рассматриваемых базальтов, отсутствие в них структур распада (ильменитовых ламелл) — индикаторов высокотемпературного (многофазного) окисления при кристаллизации в поверхностных условиях, — наконец, низкие точки Кюри свежих разновидностей исследованных базальтов — все это позволяет считать указанные породы носителями информации о последнем (перед излиянием на поверхность) равно-

веспом состоянии расплава в магматическом очаге.

Если полагать, что заданные при высоких давлениях окислительные условия сохраняются до начала кристаллизации магм, то установленная косвенным путем обратная линейная связь точек Кюри титаномагнетитов базальтов с давлением может указать в первом приближении глубину очага. Используемые в этих целях рядом исследователей расчетные кривые и уравнения регрессии базируются на комплексном сопоставлении формально независимых источников — геохимических и петрологических расчетах состава магм, определениях вариаций глубин образования ксенолитов по данным эксперимента, оценке изменения границ слоев с повышенной электропроводностью по данным МТЗ и скорости сейсмических волн при глубинном зондировании.

Хотя выявленные таким образом для отдельных районов геофизические закономерности и особенности поведения петрологических систем в заданных $T - P_{O_2}$ условиях являются в известной степени эмпирическими и весьма приближенными, представляет интерес сравнение расчета глубин двумя относительно «независимыми» способами — термомагнитным и петрохимическим — на основе соответствующих уравнений регрессии: $H, \text{ км} = 82 - 0,14 T_c$ и $H, \text{ км} = 24,17 + 22,28 w$ [8], где w — отношение MgO к сумме CaO, Na_2O и K_2O (в мол. %). Последнее уравнение отражает известную тенденцию увеличения «глубинности» базальтов, а также уменьшения их намагниченности и T_c с повышением содержания оливина в породе (относительным увеличением содержания MgO и понижением щелочности).

Если использовать расчетные значения температур Кюри, которые, как предполагается [2, 8], наиболее отвечают составу первичного титаномагнетита в расплаве, то полученные оценки глубин будут довольно близки (65 км для щелочных и 69 км для толеитовых базальтов). Применение в этих целях экспериментальных значений T_c дает более различающиеся величины (соответственно 60 и 49 км), к которым приближаются цифры, полученные петрохимическим способом определения (соответственно 50 и 44 км). Эти величины лежат в диапазоне значений, непосредственно предполагаемых по геолого-геофизическим данным для районов современного вулканизма, в частности Камчатки [1, 12, 13, 15].

Не предопределяя методическую правомерность применения тех или иных, в целом достаточно приближенных (вполне вероятно, и дискуссионных) способов оценки глубин магматических очагов, отметим, что использование в этих целях частично окисленных базальтов с модой T_c , равной 230—270°C, возможно,

соответствует более объективному критерию сопоставления петромагнитных и петрохимических данных, а получаемые результаты лучше отвечают традиционным представлениям о специфичности условий (в том числе большей глубинности) кристаллизации щелочных магм по сравнению с толеитовыми [4]. Детальное рассмотрение этого вопроса, в том числе возможная альтернативная интерпретация полученных данных, выходит за рамки данной публикации, в соответствии с чем представляется целесообразным ограничиться только приведенными вариантами расчета.

Наблюдаемая корреляция петромагнитных и петрохимических характеристик (в частности, направления намагниченности и химического состава) является главной примечательной особенностью базальтов вулкана Подгельбаночного, которая отражает определенный разрыв во времени формирования соответствующих магматических ассоциаций и в целом подчеркивает полигенность и полихронность неогенового вулканизма в Южном Приморье.

Этот процесс мог осуществляться на фоне непрерывно протекавшего оцелачивания «родоначальных» толеитовых магм (в промежуточных магматических камерах по мере продвижения расплава к поверхности) и совпасть с изменением полярности геомагнитного поля. По данным расчетов [14], базальтовая магма в зависимости от величины исходной вязкости может достичь подошвы литосферы только за 10^4 — 10^6 лет (не говоря уже о времени, необходимом на предполагаемый «отстой» и дифференциацию в периферийных очагах и продвижение по сравнительно узким магмовыводящим каналам, т. е. за время, измеряемое с периодом не менее чем одной инверсии геомагнитного поля в неогене [16, 27].

Имеющиеся немногочисленные палеомагнитные данные по обособленным вулканическим постройкам, сформировавшимся в добрунесовскую эпоху [3], также указывают на наличие подобной «синхронности» инверсий и смены состава магм. Логично даже предположить, что вариации геомагнитного диполя, отражающие процессы на границе «ядро — мантия», могут в ряде случаев являться необходимым, хотя и не достаточным условием для изменения режима магматической дифференциации. Во всяком случае, представляется, что эти процессы как-то обусловлены. Поэтому с позиции глобального анализа палеомагнитных и петрологических данных, видимо, не следует полностью исключать возможную совместную зависимость термодинамических и геохимических условий мамообразования от особенностей внутримантийной конвекции, которая, как полагают, определенным образом взаимосвязана с режимом работы геомагнитного динамо [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма.— М.: Наука, 1981.
2. Гапеев А. К., Печерский Д. М., Шаронова З. В. Магнитно-минералогическое изучение изменений титаномagnetитов океанских базальтов.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1981, № 10.
3. Глевасская А. М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов.— Киев: Наукова думка, 1983.
4. Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975.
5. Иванов В. А., Шолпо Л. Е. Количественные критерии одно- и многодомовного состояний ферромагнитных минералов горных пород.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1982, № 8.
6. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.
7. Линдсли Д. Х. Окислы Fe и Ti как геологический термометр и кислородный барометр.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969.
8. Печерский Д. М., Багин В. И. и др. Магматизм и условия образования изверженных горных пород.— М.: Наука, 1975.
9. Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли.— Л.: Недра, 1968.
10. Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
11. Родионова Р. И., Федорченко В. И. Ксенолиты, возможный состав верхней мантии и глубины магматических очагов в пределах континентов, океанов, островных дуг.— В кн.: Тектоника дна морей, океанов, островных дуг. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1972.
12. Угнасин В. К., Абдурахманов А. И. и др. Глубинное строение Ключевской группы вулканов на Камчатке и некоторые аспекты проблемы магматических очагов.— Сов. геол., 1974, № 2.
13. Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным.— Новосибирск: Наука, 1974.
14. Федотов С. А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
15. Федотов С. А., Горельчик В. И., Степанов В. В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачикского извержения в 1975 г. на Камчатке.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6.
16. Храмов А. Н., Гончаров Г. И. и др. Палеомагнетология.— Л.: Недра, 1982.
17. Щека С. А., Вржосек А. А. и др. Место и время появления гипербазитовых включений в процессах базальтового вулканизма.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983.
18. Bleil U. An experimental study of the titanomagnetite solid solution series.— Pure and Appl. Geophys. (Pageoph.), 1976, v. 114.
19. Creer K. M., Ibbetson J. D. Electron microprobe analyses and magnetic properties of non-stoichiometric titanomagnetites in basaltic rocks.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, v. 21.
20. Johnson H. P. Magnetization of oceanic crust.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1979, v. 17, N 2.
21. Nishitani T., Kono M. Grain size effect on the low-temperature oxidation of titanomagnetite.— J. Geophys., 1982, v. 50.
22. Nishitani T. Magnetic properties of titanomagnetites containing spinel (MgAl₂O₄).— J. Geomagn. and Geoelectr., 1981, v. 33.
23. Ozima M., Larson E. E. Low- and high-temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 5.
24. Readman P. W., O'Reilly W. Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites (Fe, Ti, □)₃O₄.— J. Geomagn. and Geoelectr., 1972, v. 24.
25. Richards J. C. W., O'Donovan J. B. et al. A magnetic study of titanomagnetite substituted by magnesium and aluminium.— Phys. Earth Planet. Inter., 1973, v. 7.
26. Stephenson A. Spontaneous magnetization curves and Curie points of spinels containing two types of magnetic ion.— Philos. Mag., 1972, v. 25.
27. Theyer F., Hammond S. R. Cenozoic magnetic scale in deep-sea cores: completion of the Neogene.— Geology, 1974, v. 2, N 10.

ИТиГ ДВНЦ АН СССР, Хабаровск
 Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР
 Петропавловск-Камчатский
 ИФЗ АН СССР
 Геофизическая обсерватория «Борок»

Поступила в редакцию
 12 марта 1985 г.

Б. А. Марковский, А. А. Прияткин, Б. Н. Писакин

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТСКО-КОРЯКСКОГО РЕГИОНА

Впервые охарактеризован комплекс физических свойств ультрамафических вулканитов — пикритов Камчатско-Корякского региона на примере соответствующих пород хребтов Восточно-Камчатского и Пекульней. Установлена корреляция ряда физических свойств с особенностями первичного состава различных фациальных типов пикритов и спецификой их

Ультрамафические вулканиты — пикриты — в последнее время выявлены во многих районах мира. Всестороннее изучение этих глубинных мантийных образований является актуальной петрологической задачей и весьма важно в практическом отношении в связи с потенциальной никеленосностью и алмазонасностью отдельных разновидностей пикритов [5]. Последнее определяет необходимость разработки различных методик выявления и расчленения ультрамафических вулканитов, в том числе и геофизическими методами, базирующимися на изучении физических свойств пикритов разных фациальных типов.

В Камчатско-Корякском регионе пикриты известны в составе мощных существенно базальтовых вулканогенных комплексов позднеюрского — раннемелового (хребты Пекульней, Пенжинский, Срединно-Камчатский [1, 2, 8, 9]) и позднемелового (Восточно-Камчатский хребет [5]) возраста специфических геосинклиналей окраинно-океанического типа [7].

Пикриты связаны с заключительными этапами формирования названных эвгеосинклинальных комплексов и, тесно ассоциируясь с базальтами, слагают автономные тела — стратифицированные толщи шаровых лав, вулканических брекчий и туфов, а также дайки, силлы и диатремы. При относительно незначительных масштабах проявлений пикриты характеризуются широким площадным распространением и являются продуктами многовыходного подводного ареального ультрамафического вулканизма. Наиболее полно они в настоящее время изучены на Камчатке в Восточно-Камчатском хребте и в северной части Корякского нагорья в хр. Пекульней. Настоящая работа посвящена характеристике физических свойств пикритов

вторичных преобразований. Показана возможность использования физических характеристик пикритов как для их расчленения, так и для решения некоторых петрологических проблем, связанных с характером формирования и последующего преобразования этих специфических пород.

и ассоциирующих с ними базальтов этих районов.

В специально приготовленных препаратах — кубиках пород с ребром 24×10^{-3} м — определялся следующий комплекс физических параметров: σ_c — плотность сухого вещества; W — открытая пористость; V_{pb} — скорость продольных волн водонасыщенных образцов; ρ_k — удельное сопротивление; ϵ — диэлектрическая проницаемость; χ — магнитная восприимчивость; $Q = \frac{I_n}{I_i}$ — фактор Кёнигсбергера, где I_n — величина естественной остаточной намагниченности; фактор $Q_{rs} = \frac{I_{rs}}{I_i}$, где I_{rs} — остаточная намагниченность в поле 250 кА/м.

В Восточно-Камчатском хребте ультрамафические вулканиты слагают толщу мощностью до 300—400 м, в пределах которой реставрируются отдельные вулканические центры. Кроме того, пикриты образуют диатремы, пластовые залежи брекчий и туфов, а также многочисленные дайки и силлы. Характерна тесная ассоциация пикритов с порфиrowыми базальтами повышенной калиевой щелочности, а также с меланобазальтами и авгититами. Представлены пикриты в различной степени серпентинизированными, часто миндалекаменными, порфиrowыми породами с вкрапленниками высокомагнезиального оливина, к которым иногда присоединяются вкрапленники и субвкрапленники клинопироксена, редко флогопита или амфибола.

Основные массы пикритов — в различной степени измененные витрофировые, чаще микролитовые, преимущественно образованные различного размера кристаллами клинопироксена, рудных минералов и вулканическим стек-

Средние значения физических параметров пикритов и ассоциирующих с ними базальтов Восточно-Камчатского хребта

Параметр	1(8)		2(7)		3(3)		4(9)		5(2)	6(14)		7(4)		8(14)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
σ_c	2,49	0,03	2,75	0,12	2,76	0,01	2,56	0,06	2,77	2,79	0,04	2,91	0,13	2,86	0,15
$\lg W$	0,96	0,03	0,63	0,14	0,53	0,05	0,86	0,12	0,52	-0,43	0,97	0,03	0,77	0,12	0,31
V_{pb}	4,65	0,77	5,94	0,22	5,17	0,67	5,14	0,57	6,2	6,67	0,54	6,12	0,81	5,66	0,50
$\lg \rho$	1,67	1,23	0,92	0,77	0,50	0,05	1,25	1,25	1,89	1,22	0,31	0,52	0,66	-0,03	0,16
ε	5,79	0,38	7,20	0,80	5,63	1,45	6,29	0,52	7,55	8,89	1,88	8,38	0,97	6,29	0,65
$\lg \kappa$	2,48	1,02	2,60	0,65	3,05	0,33	2,81	0,89	3,52	3,49	0,67	3,38	0,05	2,58	0,48
$\lg Q$	0,11	0,35	0,81	0,40	1,11	0,18	0,03	0,50	0,70	0,83	0,43	1,08	0,34	0,23	0,53
$\lg Q_{rs}$	1,89	0,13	2,53	0,22	2,59	0,08	2,04	0,51	2,07	2,37	0,17	2,74	0,17	2,41	0,12

Примечание. 1—7 — пикриты: 1—3 — вулканические аппараты (1 — туфы, 2 — обломки в вулканических брекчиях, 3 — шаровые лавы), 4, 5 — диатремы (4 — туфы, 5 — обломки в брекчиях), 6, 7 — дайки, силлы (6 — высокомагнезиальные оливиновые и пироксен-оливиновые пикриты, 7 — низкомагнезиальные субщелочные пироксен-оливиновые пикриты), 8 — шаровые лавы и обломки вулканических брекчий базальтов. В скобках указано количество определений. Единицы измерений: σ — г/см³; W — %; V_{pb} — км/с; ρ — ком.м; κ — $4\lambda \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; Q , Q_{rs} , ε — безразмерные величины; \bar{x} — среднее значение; s — дисперсия.

лом. В основной массе отдельных разновидностей пикритов субвулканических тел присутствуют микролиты флогопита, амфибола или плагиоклаза. Характерными акцессорными минералами являются хромшпинелиды и магнетиты, причем относительно повышенные содержания этих минералов и более крупные их кристаллы наблюдаются, как правило, в пикритах даек и силлов. Особенности петрографического, минерального, петрохимического и геохимического состава пикритов Восточно-Камчатского хребта детально охарактеризованы ранее [5].

Средние значения физических свойств пикритов различных фациальных типов и вмещающих их базальтов рассматриваемого района приведены в табл. 1, парные коэффициенты корреляции физических свойств — в табл. 2, а результаты обработки полученных данных по методу главных компонент представлены на рис. 1. Особенности химического состава про-

анализированных пикритов охарактеризованы в табл. 3.

Сравнение рассчитанных средних значений физических свойств пикритов и базальтов свидетельствует о их значительной близости.

По магнитным свойствам пикриты являются преимущественно магнитными породами ($\kappa > 100 \cdot 4\lambda \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), причем наибольшими значениями κ характеризуются пикриты даек, силлов и обломков в вулканических брекчиях. Это преимущественно малоизмененные породы, отличающиеся наиболее высокими первичными содержаниями ферромагнетиков. В процессе автотемпорморфической серпентинизации пикритов в общем случае происходит уменьшение значений κ , что связано с окислением как первичного, так и вторичного магнетита, обособляющегося при преобразовании пород. В результате среди всех фациальных типов пикритов присутствуют и немагнитные их разновидности. Это особенно типично для пикритовых

Таблица 2

Парные корреляции физических свойств пикритов хребтов Восточно-Камчатского и Пекульней (в скобках)

Параметр	σ_c	$\lg W$	V_{pb}	$\lg \rho$	ε	$\lg \kappa$	$\lg Q$	$\lg Q_{rs}$
σ_c		(0,04)	(0,34)	(-0,27)	(-0,66)	(-0,46)	(-0,66)	(-0,69)
$\lg W$	-0,58		(-0,64)	(-0,74)	(-0,27)	(-0,05)	(0,11)	(0,03)
V_{pb}	0,69	-0,62		(0,57)	(0,24)	(0,16)	(0,06)	(0,06)
$\lg \rho$	0,29	0,07	-0,14		(0,30)	(0,16)	(0,31)	(0,38)
ε	0,62	-0,84	0,69	0,01		(0,54)	(0,56)	(0,62)
$\lg \kappa$	0,40	0,51	0,36	0,12	0,61		(0,78)	(0,71)
$\lg Q$	0,65	-0,40	0,56	-0,11	0,41	0,38		(0,98)
$\lg Q_{rs}$	0,65	-0,34	0,45	-0,33	0,40	0,30	0,72	

Примечание. Критическое значение коэффициентов корреляции при уровне значимости 0,01 равно 0,36 для пород Восточно-Камчатского хребта и -0,74 для пород хр. Пекульней.

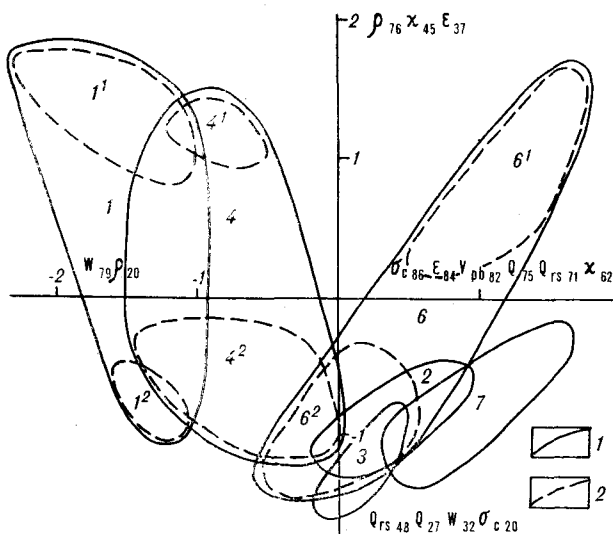


Рис. 1. Компонентная диаграмма физических свойств различных фациальных типов пикритов Восточно-Камчатского хребта. Номера полей (1) в соответствии с табл. 1. Прерывистой линией (2) оконоурены поля соответствующих подгрупп. (Поля 6, 7 читай 5, 6.)

туфов вулканических аппаратов и диатрем, отличающихся особо высокой степенью преобразования. Следует отметить, что вследствие присутствия в немагнитных разновидностях минералов они имеют довольно высокие значения магнитной восприимчивости ($\chi = 60 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ ед. СИ). Таким образом, различие в магнитных свойствах однотипных пород определяется как различным содержанием ферромагнитных минералов, что обусловлено процессами гравитационной дифференциации, приводящей к обогащению рудными минералами отдельных тел пикритов или различных их частей при дифференциации *in situ*, так и процессами окисления рудных минералов при серпентинизации пикритов. Наличие отдельных немагнитных, но незначительно серпентинизированных разновидностей пород с окисленным первичным руд-

ным минералом косвенно свидетельствует о присутствии летучих компонентов и высоком парциальном давлении кислорода в расплаве и подтверждает сделанные ранее выводы [4] об автометаморфической природе преобразования пород. При этом окисление первичных рудных минералов, очевидно, начинается ранее общей серпентинизации вкрапленников оливины и стекла основной массы пикритов.

Естественная остаточная намагниченность (I_n) пикритов обычно больше индуктивной ($Q > 1$). Соответственно знак и величина магнитных аномалий, создаваемых вулканическими ультрамафитами, будут определяться не только магнитной восприимчивостью, но и величиной и направлением естественной остаточной намагниченности, что дает возможность применения методов «палеомагнитной стратиграфии» для расчленения и корреляции пикритов собственно вулканических фаций.

Параметр Q_r определяется составом и структурой ферромагнетика [6] и в случае магнитных пород, как это наблюдается для большинства образцов пикритов, не зависит от его концентрации. Для расшифровки состава ферромагнетика наряду с определением Q_r был выполнен термомангнитный анализ вулканических ультрамафитов. Установлено, что основным ферромагнитным минералом является магнетит (точки Кюри 470—580°C), характеризующийся в ряде случаев специфическим составом, очевидно, с замещением железа магнием, а также и другими компонентами. Это хорошо согласуется с полученными данными об особенностях химического состава этих минералов [3].

Для корректного выявления особенностей и характера изменчивости физических свойств пикритов различных фациальных типов и разновидностей использован метод главных компонент, представляющих собой полученные с помощью корреляционного анализа линейные комбинации исходных данных. Эти комбинации взаимонезависимы и вносят различные

Таблица 3

Средние химические составы пикритов и ассоциирующих с ними базальтов Восточно-Камчатского хребта

№ п/п	Количество анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
1	8	39,54	1,11	0,24	0,03	3,53	1,30	6,07	0,63	2,98	0,55	32,14	2,61	3,35	1,46	0,10	0,06	0,14	0,13
2	7	40,04	0,74	0,22	0,04	2,66	0,30	4,49	0,40	3,78	0,45	33,06	1,81	4,40	1,40	0,27	0,23	0,39	0,51
3	3	40,01	0,83	0,24	0,05	4,00	0,98	3,86	1,45	6,58	2,39	30,35	2,44	5,30	0,92	0,16	0,09	0,17	0,18
4	9	39,30	1,05	0,22	0,04	4,03	0,73	5,73	0,83	3,39	0,87	30,52	1,56	4,09	1,16	0,13	0,04	0,20	0,22
5	2	40,25	0,18	0,18	0,04	4,43	0,73	5,97	0,83	3,05	0,87	30,41	1,56	4,77	1,16	0,10	0,06	0,14	0,12
6	14	39,73	0,69	0,19	0,02	3,46	0,73	6,67	0,70	3,16	0,47	32,47	1,38	3,92	0,41	0,14	0,10	0,20	0,12
7	4	45,24	0,58	0,36	0,12	8,05	0,42	5,03	0,38	6,68	1,50	18,54	1,28	8,31	0,40	0,59	0,21	2,43	0,51
8	20	48,32	2,03	0,53	0,10	12,04	1,65	4,00	1,32	6,15	1,75	11,09	2,37	9,98	1,49	2,55	0,81	1,60	1,03

Примечание. 1—7 — пикриты: 1 — туфы толщи, 2 — обломки в толще, 3 — шаровые и подушечные лавы, 4 — туфы диатрем, 5 — обломки в диатремах, 6 — дайки, силлы высокомагнезиальных пикритов, 7 — дайки, силлы низкомагнезиальных пикритов; 8 — базальты; \bar{x} — среднее значение; s — дисперсия.

вклады в общую дисперсию системы, что позволяет рассматривать только две главные компоненты, характеризующиеся наибольшей изменчивостью, которые и представляют ортогональные оси координат. Переменные, поставленные у одного конца оси, связаны между собой прямой корреляционной зависимостью, а располагающиеся на противоположных концах оси — обратной.

На диаграмме (см. рис. 1) по значениям первой компоненты четко различаются пикритовые туфы толщи, диатрем и «массивные» пикриты обломков вулканических брекчий, шаровых лав, даек и силлов. Их отличия определяются повышенной открытой пористостью и трещиноватостью первых и большей плотностью вторых, с которой коррелируется и скорость продольных волн. Следует отметить, что туфы толщи вулканических ультрамафитов и диатрем, в свою очередь, несколько различны по этим параметрам, причем наибольшей относительной плотностью характеризуются туфы диатрем. Обращает внимание вытянутость полей физических свойств пикритов всех групп вдоль оси второй компоненты, изменчивость которой определяется параметрами, коррелирующимися со свойствами рудных минералов. Примечателен бимодальный характер распределения физических параметров пикритов в пределах соответствующих полей, характеризующих туфы пикритов толщи, диатрем, а также дайки и силлы. Было установлено, что в нижней части поля пикритовых туфов толщи (1^2) обособляются соответствующие породы палеовулкана Хребтового, формировавшиеся в прижерловой части вулканического аппарата без существенного переноса, а в верхней части поля (1^1) преимущественно концентрируются туфы палеовулкана Савульч, отложение которых происходило на морском дне на относительно удалении от вулканического центра. При общем сходстве петрографического и химического состава пикритовых туфов этих двух подгрупп и подобной в целом степени их преобразования они различаются частым появлением обособлений рудного минерала при серпентинизации пород подгруппы (1^1) и преимущественно «закалочным» типом серпентина, лишенного обособлений магнетита в подгруппе (1^2). Пикритовые туфы диатрем концентрируются существенно в пределах поля подгруппы 4^2 и по особенностям серпентинизации близки таковым подгруппы 1^2 . Пикриты даек и силлов преимущественно обособляются в подгруппе 6^1 . От соответствующих пород подгруппы 6^2 , а также массивных пикритов лав (группа 3), обломков в вулканических брекчиях (группа 2) и малоизмененных субщелочных пикритов даек и силлов (группа 7) их отличают постоянные обособления магнетитовой «пыли». В них

присутствуют довольно крупные сегрегации магнетита, образующиеся при серпентинизации оливина вкрапленников этих пород и при преобразовании их стекловатой основной массы.

Таким образом, в верхней части диаграммы (см. рис. 1) обособляются пикриты, характеризующиеся «продвинутым» типом серпентинизации с выделением и последующим сегрегированием рудного минерала. Анализ подобного группирования показывает, что это преимущественно пикриты единого палеовулканического центра — Савульчского. Серпентинизированные без обособления магнетита пикриты связаны главным образом с палеовулканом Хребтовым и располагаются в нижней части рассматриваемой диаграммы. С учетом петрохимических данных о более высокой степени окисленности железа практически всех фациальных разновидностей пикритов района Савульч и присутствия среди них специфических амфиболовых пикритов можно предполагать, что отмеченные особенности автометаморфического преобразования пород обусловлены количеством летучих компонентов и различным окислительным потенциалом кислорода соответствующих расплавов двух названных ареалов ультрамафического вулканизма. Некоторую роль в определении специфики преобразования пикритов, очевидно, играют и их фациальные особенности. Так, «продвинутая» серпентинизация, вероятно, активнее реализуется при формировании пикритовых туфов на удалении от вулканических центров, а также при преобразовании пород субвулканических тел в условиях относительно медленного остывания соответствующих порций расплава в обстановке, препятствующей свободному удалению летучих компонентов.

Интересна прямая зависимость удельного электрического сопротивления, значение которого входит с максимальной нагрузкой во вторую компоненту, от отмеченных особенностей «поведения» рудного минерала при серпентинизации пород. Можно предполагать, что возрастание этого параметра связано с обособлением и сегрегированием рудного вещества и соответственно «обеднением железом» других участков породы, приводящим опосредованным образом к увеличению удельного сопротивления при одновременном возрастании диэлектрической проницаемости, зависящей главным образом от процентного содержания рудных минералов.

Следует отметить, что значения физических параметров пикритов практически не коррелируются с их химическим составом. Устанавливается лишь незначительная положительная корреляция σ_c с FeO , CaO , SiO_2 (соответственно коэффициенты 0,44, 0,58, 0,54), что вызвано

наиболее высокой плотностью наименее измененных пород с относительно повышенными значениями FeO и более значительной плотностью пород, обогащенных CaO и SiO₂, обычно характеризующихся повышенным содержанием клинопироксена в их основной массе. Примечательна также отрицательная корреляция σ_c с потерями при прокаливании — степенью преобразования пород, что является следствием разуплотнения пикритов в процессе их серпентинизации.

В хр. Пекульней ультрамафические вулканиды, по данным Б. А. Марковского, Г. В. Богданова (1982 г.), а также С. С. Зимины и др. [2], являются составной частью вулканогенного комплекса, в нижней части разреза которого преобладают кремнисто-вулканогенные, а в верхней — кремнисто-терригенно-вулканогенные образования. Пикриты, ассоциируя с натровыми толеитовыми афировыми базальтами и долеритами, слагают совместно с меланобазальтами толщу мощностью до 200—300 м. Как и в Восточно-Камчатском хребте, пикриты разнообразны по фациальному составу и формируют шаровые и подушечные лавы, разнообломочные вулканические брекчии и туфы, а также слагают силлы и дайки. Пикриты являются порфировыми породами с вкрапленниками высокомагнезиального оливина, размер и количество которых значительно возрастают в субвулканических телах, где обычно также присутствуют вкрапленники и субвкрапленники клинопироксена, редко амфибола и флогопита. Основные массы пикритов — витрофировые, микролитовые и кристаллически-зернистые. Это характерно для пикритов даек и силлов, в пределах которых нередко наблюдаются переходы к порфировидным верлитам, плагиоверлитам или амфиболсодержащим перидотитам. В основной массе отдельных разновидностей пикритов иногда наряду с клинопироксеном присутствует и плагиоклаз. Распространенными акцессорными минералами являются хромшпинелиды и магнетит. Пикриты собственно субвулканических фаций представлены преимущественно низкомагнезиальными разновидностями, а пикриты, слагающие дайки и силлы, всегда обогащены оливином и являются породами высокомагнезиального типа.

Все разновидности пикритов, как и ассоциирующие с ними базальты, неравномерно, а участками весьма интенсивно, преобразованы процессами динамотермального метаморфизма и в ряде случаев превращены в зеленые амфиболовые сланцы, в значительной степени лишенные текстурно-структурных признаков первичных пород.

Средние значения физических свойств пикритов и вмещающих их базальтов приведены в табл. 4; особенности корреляции названных

физических свойств охарактеризованы в табл. 2, а специфика изменчивости физических свойств этих пород иллюстрируется компонентной диаграммой (рис. 2). Химический состав пикритов и вмещающих их базальтов приведен в табл. 5.

Пикриты и базальты соответствующих фациальных типов рассматриваемого района характеризуются в целом близкими значениями большинства физических свойств.

Приведенные в табл. 4 данные свидетельствуют, что пикриты являются преимущественно магнитными породами. Естественная остаточная намагниченность большей части проанализированных образцов больше индуктивной. Соответственно знак и величина магнитных аномалий, создаваемых этими породами, по аналогии с породами Восточно-Камчатского хребта определяются не только магнитной восприимчивостью, но также величиной и направлением остаточной намагниченности пикритов. Значение параметра Q_{rs} , определяющегося составом и структурой ферромагнетиков, свидетельствует, что пикриты хр. Пекульней являются более «магнитожесткими» по сравнению с таковыми Восточно-Камчатского хребта. Терромагнитный анализ пикритов показал, что среди исследованных пород преобладают разновидности с точкой Кюри 580°C, соответствующей стехиометрическому магнетиту, практически свободному от каких-либо примесей. Анализ табл. 2, 4 и компонентной диаграммы (см. рис. 2), несмотря на ограниченное количество данных, свидетельствует, что пикриты различных фациальных типов по особенностям физических свойств обособляются в отдельные поля. Они существенно различаются как по плотности, так и по магнитным характеристикам. Наибольшей плотностью характеризуются

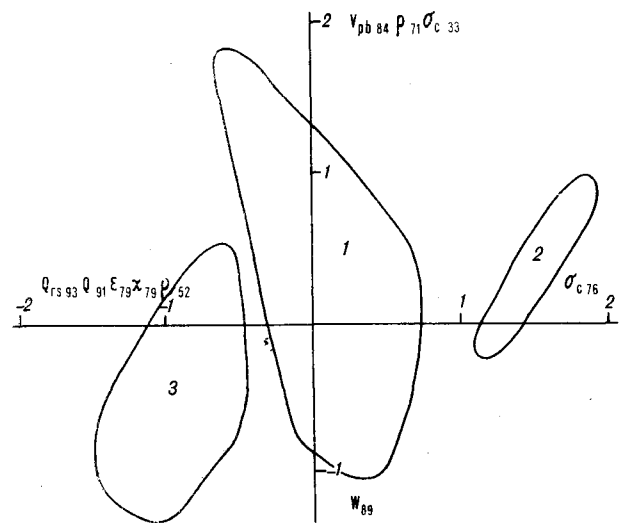


Рис. 2. Компонентная диаграмма физических свойств различных фациальных типов пикритов хр. Пекульней. Номера полей в соответствии с табл. 4.

Средние значения физических свойств пикритов и базальтов хр. Пекульней

Параметр	1(5)		2(2)	3(4)		4(5)		5(6)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
σ_c	2,95	0,05	2,97	2,80	0,02	2,97	0,05	2,92	0,09
$\lg W$	-0,002	0,24	-0,15	-0,15	0,36	-0,18	0,30	0,11	0,26
V_{pb}	6,10	0,63	5,8	5,85	0,47	6,16	0,21	6,08	0,28
$\lg \rho$	0,09	0,74	-0,18	0,64	0,66	0,39	0,03	0,53	0,19
ε	6,52	0,98	5,9	11,0	3,57	7,08	1,29	7,58	1,12
$\lg \kappa$	2,95	0,70	1,76	3,05	0,50	2,73	0,92	2,55	0,62
$\lg Q$	-0,02	0,32	1,70	0,46	0,22	-0,07	0,56	-0,01	0,21
$\lg Q_{rs}$	2,36	0,22	0,68	3,06	0,15	2,24	0,45	2,48	0,47

Примечание. 1-3 — пикриты: 1 — лавы и обломки в брекчиях, 2 — туфы, 3 — силлы, дайки; 4, 5 — базальты: 4 — кремнисто-терригенно-вулканогенной, 5 — кремнисто-вулканогенной ассоциации. В скобках указано количество определений.

пикритовые туфы, а наименьшей — породы даек и силлов, что хорошо коррелируется с высокой степенью вторичного преобразования — амфиболитизации первых и относительной «свежестью» вторых, для которых типична преимущественно аутометаморфическая серпентинизация. Наиболее значимыми магнитными характеристиками, напротив, отличаются пикриты даек и силлов по сравнению с пикритами лав, обломков в вулканических брекчиях и особенно туфов. Подобная закономерность находит объяснение в первичной обогащенности пикритов субвулканических тел рудными, в том числе ферромагнитными, минералами в соответствии с кумулятивным генезисом этих образований, формировавшихся при дифференциации пикритовых расплавов, близких по составу породам вулканических фаций.

Сравнительные особенности физических свойств пикритов хребтов Восточно-Камчатского и Пекульней хорошо иллюстрируются общей для них компонентной диаграммой (рис. 3), где в первую очередь выявляются существен-

ные отличия пикритов вулканических фаций хр. Пекульней от подобных пород Восточно-Камчатского хребта. Эти различия обусловлены главным образом более высокой плотностью пикритов, связанной со спецификой их преобразования — интенсивной амфиболитизацией. Сходные же по составу, степени и характеру преобразования пикриты даек и силлов обоих районов близки и по особенностям своих физических свойств. Примечательной общей закономерностью является различие характера изменчивости физических свойств «массивных» разновидностей пикритов даек, силлов, лав (ориентация соответствующих полей вдоль горизонтальной компонентной оси) и пикритовых туфов толщи, а также диатрем (вытянутость соответствующих полей вдоль вертикальной компонентной оси). Это определяется в первую очередь сходными тенденциями поведения в однотипных породах обоих рассматриваемых районов таких физических свойств, как ε , κ , Q_{rs} , обусловленных количеством и степенью окисленности ферромагнетика, а также V_{pb} ,

Таблица 5

Средние химические составы пикритов и базальтов хр. Пекульней

№ п/п	Число анализов	Оксиды																	
		SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
1	15	41,78	1,88	0,50	0,30	8,52	1,11	3,13	1,61	6,31	1,47	22,98	2,71	7,59	1,28	0,80	0,38	0,12	0,23
2	28	43,00	1,19	0,52	0,28	8,66	1,24	3,08	1,62	6,99	1,34	21,73	3,25	8,17	1,89	0,92	0,53	0,04	0,04
3	13	42,80	1,41	0,39	0,10	9,50	0,83	2,57	1,46	6,61	0,68	21,80	2,73	8,50	2,10	0,78	0,28	0,03	0,02
4	33	39,89	1,79	0,30	0,10	5,23	1,33	4,87	1,59	5,13	0,96	31,01	2,86	4,49	0,91	0,31	0,22	0,05	0,05
5	15	46,88	3,32	0,66	0,33	10,34	1,31	2,48	1,42	7,65	1,27	14,75	1,36	10,18	1,28	2,22	0,90	0,06	0,08
6	20	48,62	2,51	1,31	0,48	13,01	1,21	4,45	1,32	7,21	1,39	8,86	2,54	9,29	2,21	3,38	0,87	0,31	0,34
7	40	48,39	2,03	1,89	0,57	14,52	1,70	4,40	1,62	6,30	1,76	7,49	1,58	9,14	1,64	3,16	0,76	0,37	0,42

Примечание. 1-4 — пикриты: 1 — шаровые лавы, 2 — обломки в брекчиях, 3 — туфы, 4 — силлы и дайки; 5, 6 — базальты кремнисто-терригенно-вулканогенной толщи, вмещающей пикриты; 5 — меланобазальты, непосредственно ассоциирующие с пикритами, 6 — базальты кремнисто-терригенно-вулканогенной толщи; 7 — базальты кремнисто-вулканогенной толщи.

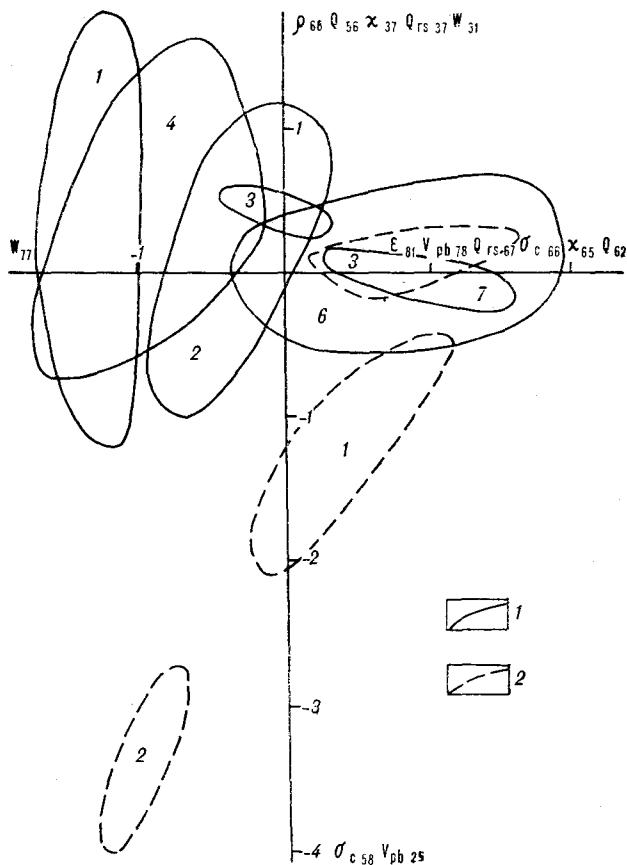


Рис. 3. Компонентная диаграмма физических свойств различных фациальных типов пикритов хребтов Восточно-Камчатского (1) и Пекульней (2). Номера полей в соответствии с табл. 1 и 4. (Поля 6, 7 читай 5, 6.)

максимальные значения которых характерны для пикритов, даек и силлов, а минимальные — для туфов. Обращает внимание вместе с тем различие типов корреляции χ , Q_{rs} , ϵ , σ_c в пи-

критях хребтов Восточно-Камчатского и Пекульней (см. табл. 2). Это связано с преобладающими особенностями их преобразования: аутометаморфической серпентинизацией с окислением рудных минералов в первом случае и существенной амфиболитизацией пикритов в процессе их динамотермального метаморфизма — во втором. Амфиболитизация, очевидно, сопровождается общим уменьшением количества магнетита в результате его «распада» и вхождения железа в состав вторичного амфибола при высоких степенях преобразования пород этого типа.

В заключение остановимся на основных результатах проведенного исследования — первой характеристике комплекса физических свойств пикритов Камчатско-Корякского региона.

1. Различия физических свойств пикритов и базальтов соответствующих фациальных типов весьма незначительны, что ограничивает использование для их расчленения соответствующих полевых геофизических методов.

2. Пикриты разных фациальных типов, однако, существенно различаются по своим физическим свойствам, что, в частности, важно для диагностики пикритовых туфов вулканических построек и диатрем при недостатке геологической информации.

3. Установленные соотношения естественной остаточной и индуктивной намагниченности пикритов свидетельствуют о возможности применения методов «палеомагнитной стратиграфии» для расчленения и корреляции их разновидностей собственно вулканических фаций.

4. Корреляция некоторых физических свойств пикритов с особенностями их состава позволяет решать определенные петрологические проблемы, связанные с условиями образования и преобразования этих специфических пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф., Гельман М. Л. Меймечиты в Пенжинском хребте.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 4.
2. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И. Парагетисы офиолитов, палеомантия и металлогения.— М.: Наука, 1983.
3. Ланда Э. А., Марковский Б. А., Багдасаров Э. А. Химический состав и условия образования магнетитов и феррихромитов из меймечитов Меймеча-Котуйского региона и пикритов Камчатки.— Зап. Всес. Минерал. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 5.
4. Марковский Б. А., Розина Е. Л. Особенности серпентинизации вулканических ультрамафитов Камчатки.— В кн.: Минеральные преобразования океанической коры. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
5. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма.— Л.: Недра, 1981.
6. Писакин В. Н., Прияткин А. А. Оценка фазового со-

ста ферромагнетиков по диаграмме $I_{rs} - \chi$ (на примере пород кольской и беломорской серий).— В кн.: Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, Ин-т геологии, 1979.

7. Ротман В. К., Марковский Б. А. Базальтовые вулканические пояса окраинно-океанического (периокеанического) типа и связанные с ними палеовулканогеологические реконструкции.— Сов. геол., 1979, № 4.
8. Тарарин И. А. Коматит — базальтоидный комплекс Срединно-Камчатской метаморфической зоны и его место в геологической истории региона.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 5.
9. Ханчук А. И. Новое тектоническое районирование Юго-Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 5.

УДК 552.141+552.3(571.66)

Р. У. Иващенко, Э. Н. Казакова, М. И. Стрельцов

ПЛАГИОГРАНИТЫ, РИОЛИТЫ И СУБАРКОЗЫ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС (Восточная Камчатка)

Плагиограниты и риолиты встречаются на п-ове Камчатский Мыс в немногочисленных и незначительных по размерам коренных обнажениях. В то же время аналогичные им по составу, структурным и текстурным особенностям магматические образования преобладают в гальке гравелитов и конгломератов, обнаруженных среди субаркозовых песчаников верхнепалеогеновой подсвиты (верхний мел). Это дает основания по-

лагать, что формирование мощной толщины субаркозовых образований верхнего мела происходило в результате размыва значительных масс пород гранитного состава, а также предположить, что в геологическом строении Камчатского Мыса и прилегающего к нему шельфа могут принимать участие не вскрытые эрозией достаточно крупные массивы этих пород.

Преобладание пород основного и ультраосновного состава в магматических комплексах п-ова Камчатский Мыс позволило Г. Г. Хессу [13] рассматривать их в составе серпентинитовых поясов, сопровождающих Тихоокеанские островодужные системы, и точка зрения о практическом отсутствии на п-ове магматических образований кислого состава существенно не менялась на протяжении десятилетий. В опубликованной литературе содержатся лишь краткие сведения о незначительных по размерам выходах плагиогранит-порфиров в верховьях р. 1-й Ольховой, а также о присутствии кайнозойских вулканогенных образований риолитового состава в основании столбовской серии [4, 10, 11]. В настоящей статье приводятся данные, позволяющие иначе оценить роль магматических образований кислого состава в геологическом строении полуострова.

Известные по литературным источникам, а также по результатам наших полевых наблюдений выходы пород гранитоидного состава, среди которых можно различать плагиограниты и риолиты, внемасштабно изображены на схеме геологического строения южной части п-ова Камчатский Мыс (рис. 1).

Стратиграфическое положение образований риолитового состава среди геологических комплексов полуострова из-за недостаточной обнаженности и сложности геологического строения устанавливается неоднозначно. Так, в левом борту долины р. 2-й Перевальной, примерно в 4,5 км выше ее устья, можно наблюдать отдельные разрозненные выходы лав, лавобрекчий и туфов риолитового состава, мощность которых оценена в несколько сотен метров. Гипсометрически выше вскрываются пироксен-

плагиоклазовые порфиры и миндалекаменные базальтоиды, а затем — зеленоцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремни и гравелиты, относящиеся к отложениям столбовской серии.

Юго-западнее мыса Африка, близ устья р. 1-й Непропускской, катаклазированные риолиты слагают тектоническую линзу мощностью около 15—20 м, приуроченную вместе с небольшим массивом габброидов к зоне разлома северо-западного простирания, по которому верхнемеловые песчаники пикежской свиты приведены в соприкосновение с палеогеновыми осадочно-вулканогенными образованиями тарховской свиты. Среди габброидов иногда встречаются породы типа плагиогранит-порфиров в виде неправильной формы прожилков мощностью 0,02—0,2 м.

Примерно в 2,5 км к юго-западу от устья р. Угловой породы риолитового состава наблюдаются в сложных взаимоотношениях с плагиогранитами, плагиогранит-порфирами и прениitized породами основного состава. Здесь же встречаются нормальные габбро, амфиболитизированные габброиды, спессартиты, а также серпентинизированные гипербазиты. Со всей определенностью устанавливаются активные контакты жил риолитов и кварцевых кератофиров (мощностью от 10—15 см до 1—2 м) с вмещающими их плагиогранитами и габброидами. Риолиты и плагиограниты, в свою очередь, пересекаются жилами плагиогранит-порфиров. В большинстве своем перечисленные выше магматические образования катаклазированы и изменены местами до такой степени, что установление первичной природы пород бывает затруднительным; их контакты с вмещаю-

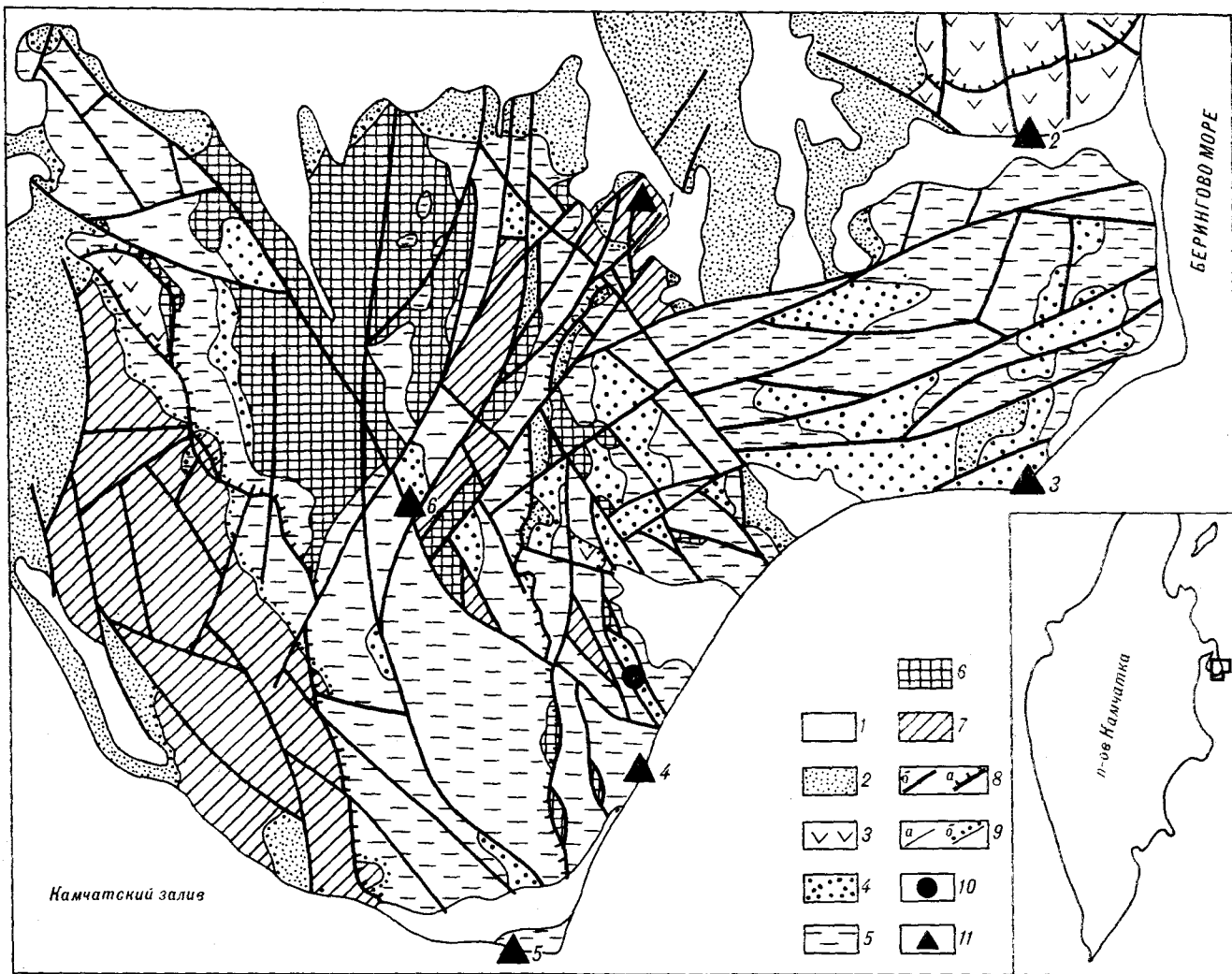


Рис. 1. Схема геологического строения п-ова Камчатский Мыс, по данным М. Ю. Хотина [14].

1 — четвертичные отложения (аллювиальные, ледниковые, морские); 2 — неогеновые отложения; 3 — палеогеновые отложения, столбовская серия. Верхний мел, африканская серия; 4 — верхнепихеевская подсвита (терригенная субарктовая формация, сложенная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами и конгломератами); 5 — магматическая свита и нижнепихеевская подсвита нерасчлененные (эффузивно-туфово-кремнистая формация, образованная туфами, туффитами, туфосилицитами, базальтами, железистыми аргиллитами, яшмами и известняками); 6 — позднемеловой интрузивный комплекс (серпентиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты); 7 — комплекс пород фундамента (габбро-диабазы, габбро, габбро-пегматиты, метабазиты, включения ультрабазитов); 8 — разрывные нарушения (а — надвиги, б — прочие разломы); 9 — границы (а — нормальные стратиграфические и интрузивные, б — несогласного залегания); 10 — район, где среди верхнепихеевских песчаников и алевролитов встречены гравелиты и конгломераты; 11 — выходы на дневную поверхность плагиогранитов и риолитов (1 — верховья р. 1-й Ольховой, 2 — левый борт долины р. 2-й Перевальной, 3 — побережье Тихого океана близ устья р. 1-й Непропускской, 4 — побережье Тихого океана, в 2,5 км к юго-западу от устья р. Угловой, 5 — побережье Тихого океана западнее мыса Камчатского, 6 — Верховья рек Стремительной и Шихеж).

щами отложениями верхнего мела — тектонические.

Плагиограниты встречены еще в двух районах. В одном из них плагиогранит-порфиры наблюдаются в небольшом останце цоколя невысокой (около 3—5 м) морской террасы примерно в 2 км к западу от мыса Камчатского. Останец площадью 20—25 м² и высотой около 2 м более чем наполовину сложен гранитоидами, имеющими активный, с многочисленными апофизами контакт с вмещающими их темными красновато-серыми ожелезненными тонкозернистыми кристаллокластическими верхнемеловыми туфами смагинской свиты.

В верховьях р. 1-й Ольховой Б. К. Долматовым [4] найдена своеобразная магматическая брекчия, в которой угловатые обломки амфиболизированных габброидов цементируются мелкозернистыми плагиогранит-порфирами (рис. 2). Нами установлено присутствие здесь не только плагиогранит-порфиров, но и полнокристаллических равномерно-зернистых плагиогранитов, а также риолитов и кварцевых кератофиров. В массиве площадью около 2 км² плагиограниты и плагиогранит-порфиры наблюдаются в сложных взаимоотношениях с амфиболизированными габброидами в виде то маломощных (1—2 см) жил неправильной формы, то само-



Рис. 2. Штуф амфиболизированных габброидов, пронизанных жилами мелкозернистых плагиогранит-порфиров.

стоятельных достаточно крупных обособлений, видимые размеры которых достигают нескольких метров в поперечнике (см. рис. 2). В экзоконтактных частях гранитоидных тел местами отмечаются повышенная степень амфиболизации пироксенов и пренинизация плагиоклазов габброидов.

Не исключено, что к рассматриваемым в настоящей статье образованиям следует относить также небольшой (около 1 км²) массив кварцевых диоритов, закартированный Б. К. Долматовым [4] в верховьях рек Пикеж и Стремительной.

Риолиты п-ова Камчатский Мыс — серые и светло-серые породы, состоящие из тонкозернистой основной массы (85—95%), вкрапленников полевого шпата (2—10%) и кварца (3—5%). Микроскопическими исследованиями устанавливается, что фенокристаллы кварца обычно оплавлены, часто с образованием бухтообразных заливов, и, как правило, окружены характерной сферолитовой каемкой. Полевой шпат, представленный идиоморфными вкрапленниками, по составу большей частью отвечает альбиту. Последний замещает плагиоклаз более высокой основности (андезин), реликты которого устанавливаются в шлифах. Основная масса риолитов имеет кварц-полевошпатовый состав, характеризуется микрофельзитовой и сферолитовой структурами и иногда обнаруживает признаки флюидальной текстуры. Второстепенные и акцессорные минералы риолитов (2—3%) представлены чешуйками биотита, призматическими кристаллами темноцветного минерала, полностью замещенного вторичным хлоритом, рудным апатитом и цирконом. Из вторичных минералов, помимо уже упоминавшихся альбита и хлорита, следует отметить кварц, эпидот и кальцит.

Заметим, что обобщенное наименование «риолит» дано практически целой группе пород, среди которых в зависимости от количественно-минералогического состава и степени изменения можно различать собственно риолиты, кварцевые кератофиры, альбитофиры и т. п. Все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами. Аналогичным образом плагиогранитами нами условно названа группа пород, среди которых выделяются альбитовые граниты, трондьемиты и тоналиты, а также порфировые разновидности этих гранитоидов.

Плагиограниты состоят из резко ксеноморфных и порой волнисто-угасающих зерен кварца (30—40%), полевых шпатов (45—55%) и содержат до 10% темноцветных минералов — биотита и амфибола. Структура этих мелко- и среднезернистых пород обычно гипидиоморфно-зернистая, реже порфировая. Полевые шпаты представлены главным образом плагиоклазами. В разновидностях пород, которые можно отнести к альбитовым гранитам и трондьемитам, плагиоклаз по составу отвечает альбиту и олигоклаз-альбиту. В тоналитах плагиоклаз — андезин, чаще всего содержащий от 37 до 45% аортитовой составляющей, а в центральных частях зональных кристаллов — даже лабрадор (Al₅₄₋₆₇). Калиевый полевой шпат присутствует в плагиогранитах в количестве, как правило, не более 5—8%, и лишь в редких случаях его содержание достигает 20% объема породы. И плагиоклазы, и калиевые полевые шпаты часто образуют с кварцем микропегматитовые и микрографические сростания, на долю которых приходится до 25—30% общего объема пород.

По темноцветным минералам среди рассматриваемых образований различаются биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые плагиограниты. Биотит присутствует в породах в виде чешуек, интенсивно плеохролирующих от буро-красного цвета по осям Ng и Nm до светло-зеленого по Np. Обычно он замещен хлоритом, и, кроме того, с ним достаточно часто ассоциирует вторичный эпидот, присутствующий в чешуйках в виде характерных желвакообразных и линзообразных включений. Амфибол плагиогранитов — зеленая роговая обманка (с: Ng = 14—21°; 2V = -72—76°; Ng = 1,668—1,671; Np = 1,646—1,648), которая часто замещается вторичным биотитом и хлоритом.

В качестве второстепенных и акцессорных минералов в плагиогранитах присутствуют сфен и рудный; из числа вторичных минералов, кроме уже упоминавшихся биотита, эпидота и хлорита, отметим цеолиты и белую слюдку, развивающиеся по плагиоклазам, а также кальцит.

Химический состав (вес. %) плагиигранитов и риолитов п-ова Камчатский Мыс

Окисел	Наименование пород													
	Плагииграниты							Риолиты						
	Номер образца													
	11-га (5)	25-3 (4)	1-лг (1)	4-я (1)	1-ла (1)	016-е (3)	11-аз (5)	25-д (4)	15-о (3)	15-к (3)	49-б1 (2)	15-5а (3)	49-4 (2)	49-1 (2)
SiO ₂	60,30	68,76	73,24	73,93	74,35	75,79	76,01	63,77	70,69	71,38	71,41	72,17	74,05	75,18
TiO ₂	0,42	0,32	0,18	0,23	0,20	0,29	0,23	0,35	0,44	0,31	0,29	0,27	0,20	0,23
Al ₂ O ₃	15,65	13,62	11,12	12,84	11,78	11,27	9,37	16,29	13,75	13,88	13,43	12,35	12,41	12,68
Fe ₂ O ₃	3,98	1,14	3,45	1,67	1,77	0,86	1,62	0,40	0,99	1,04	2,80	0,75	0,73	0,64
FeO	1,64	3,95	2,22	0,60	2,23	0,44	1,69	4,53	2,96	2,78	1,45	3,23	2,18	1,84
MnO	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04	0,06	0,09	0,07	0,09	0,04	0,08	0,03	0,04
MgO	1,10	1,36	0,77	0,39	0,73	0,43	0,99	1,66	1,00	0,61	1,31	0,30	2,11	1,64
CaO	6,35	2,42	3,24	2,98	2,46	3,76	2,32	2,86	3,36	2,78	1,24	4,38	1,18	0,57
Na ₂ O	8,33	6,29	4,04	6,21	4,55	4,90	5,59	8,60	5,01	5,09	3,72	5,15	3,07	3,03
K ₂ O	0,24	0,43	0,12	0,25	0,19	—	0,16	0,41	0,19	0,12	1,17	0,60	2,79	2,68
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,03	0,24	0,03	0,22	0,07	0,16	0,16	0,08	0,22	0,13	0,14	0,14
S	0,02	0,33	0,04	0,23	0,01	0,12	сл.	0,21	0,16	0,23	0,20	0,27	0,17	0,28
H ₂ O	0,16	0,13	0,16	0,26	0,32	0,15	0,11	0,10	0,08	0,09	0,54	0,08	0,26	0,28
П п п	1,38	0,88	0,98	1,60	0,95	1,38	1,40	0,17	1,36	1,02	1,69	0,72	1,16	1,24
Сумма	99,76	99,84	99,63	101,23	99,62	99,65	99,62	99,60	100,22	99,50	99,51	100,48	100,48	100,47

Примечание. В скобках — номера образцов (см. рис. 1). Все анализы выполнены в Лаборатории физико-химических методов анализа горных пород ИМГиГ ДВНЦ АН СССР Н. Е. Нефедовой, Н. С. Слащева и Л. Г. Пинчук.

О близости химического состава риолитов и плагиигранитов свидетельствуют результаты 14 полных силикатных анализов (табл. 1). Отличительная черта состава этих богатых кремнеземом магматических образований полуострова — весьма незначительное содержание K₂O в группе щелочей. Лишь в образцах риолитов, отобранных в левом борту долины р. 2-й Перевальной, отмечаются повышенные содержания этого окисла. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 3) точки, отражающие состав риолитов и плагиигранитов, обнаруживают значительный разброс, что связано с широко проявившимися в породах процессами вторичного минералообразования. Наименее измененные разновидности пород приурочены на графике к вариационным линиям магматических ассоциаций типа Пеле и Лассен-Пик.

В современном эрозионном срезе п-ова Камчатский Мыс площадь выходов пород гранитоидного состава крайне незначительна. Однако среди геологических образований этого региона есть весьма своеобразная толща верхнемеловых «субаркозовых песчаников», исследование вещественного состава которой приводит к заключению о гораздо большей, чем это представлялось ранее, роли гранитоидов в геологическом строении полуострова.

Отложения верхнепикеевской подсыты (видимая мощность до 400 м), подробно охарактеризованные в работах [14, 16, 17], венчают разрез верхнемеловых отложений полуострова, относящихся к африканской серии, и несогласно перекрываются кайнозойскими осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями стол-

бовской серии. Обломочная фракция верхнепикеевских песчаников и алевропесчаников, по данным этих исследователей, представлена главным образом кварцем (25—40%) и полевыми шпатами (40—55%), причем среди последних преобладают плагииоклазы (An₂₀₋₃₅). Преобладание среди обломков полевых шпатов основных олигоклазов и кислых андезитов, т. е. плагииоклазов, не характерных для нормальных гранитов, и послужило основанием М. Н. Шапиро и М. Ю. Хотину [14, 16, 17] дать рассматриваемым осадочным образованиям наименование «субаркозы». Постоянной составляющей обломочной фракции является биотит, количество которого достигает 8%. Кроме того, часто встречаются обломки роговой обманки, пироксенов, рутила, эпидота, мусковита, сфена, апатита и циркона, иногда монацита, граната, серпентина и ставролита. Среди обломков пород преобладают метаморфические образования: кварциты, слюдястые (мусковитовые) кварциты, кварц-мусковитовые, кварц-альбит-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, а также зеленые сланцы неясного состава. Постоянно встречаются обломки эффузивов андезитового и липаритового состава, диоритовых порфириров и, по-видимому, мелкозернистых плагиигранитов или кварцевых диоритов. Отмечаются единичные обломки аргиллитов и игнимбритов.

Состав обломочной фракции, структурные и текстурные особенности пикеевских песчаников, а также отсутствие в разрезах гравийно-галечного и грубопесчаного материала позволили М. Н. Шапиро и М. Ю. Хотину считать, что источником сноса для верхнепикеевских отло-

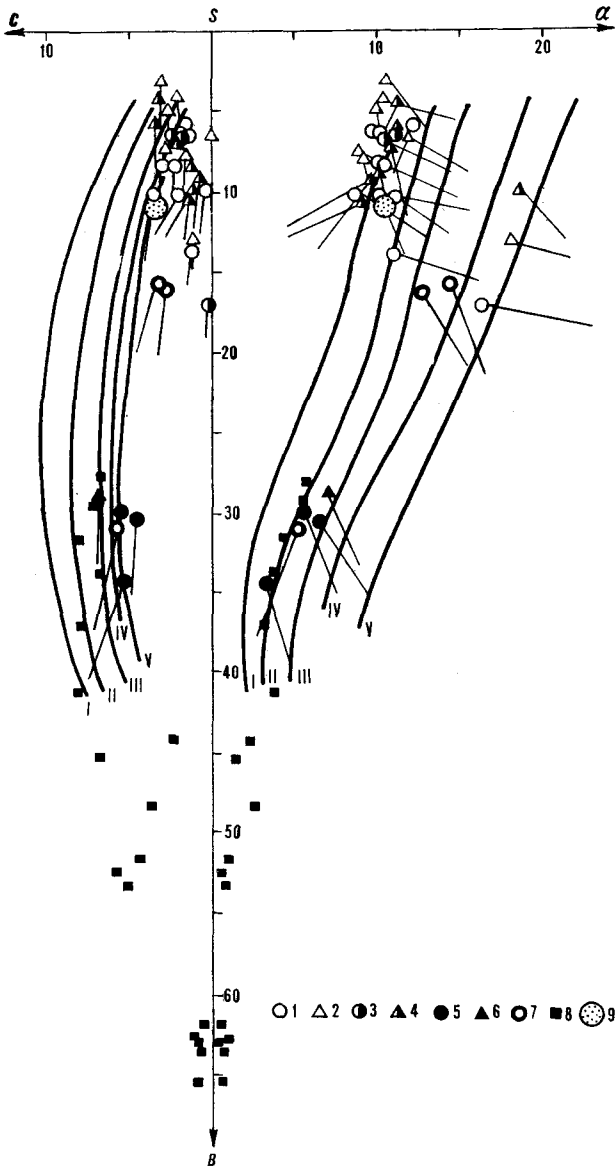


Рис. 3. Химический состав плагиогранитов и риолитов, а также некоторых других магматических образований п-ова Камчатский Мыс на диаграмме А. Н. Заварицкого.

1, 3, 5, 7 — соответственно плагиограниты, риолиты, габброиды и эффузивы основного и среднего состава, встреченные в гальках верхнепикеевских конгломератов; 2, 4, 6 — соответственно плагиограниты, риолиты и амфиболитизированные габбро, встречающиеся на полуострове в коренных обнажениях; 8 — базиты и ультрабазиты допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова, по данным авторов [5]; 9 — песчаник верхнепикеевской подсвиты. Римскими цифрами на диаграмме обозначены вариационные линии магматических ассоциаций типа: I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Сан-Франциско, IV — Этна, V — Марос-Хайвуд.

жений являлся достаточно крупный массив плагиогнейсов, располагавшийся в позднемеловое время на значительном удалении от п-ова Камчатский Мыс, в пределах современной Берингоморской глубоководной котловины. Интрузивные массивы плагиогранитов и кварцевых диоритов могли быть, по их мнению, лишь

дополнительным источником сноса, в частности, в силу того, что плагиоклазы пикеевских песчаников имеют более основной состав, нежели таковые пород Енисейского плутона Маинской плагиогранитной интрузии, рассмотренной Ю. А. Кузнецовым [7]. Между тем породы гранитоидного состава, вскрывающиеся на п-ове Камчатский Мыс, как показано выше, зачастую характеризуются достаточно основным составом плагиоклазов, и поэтому заключение о них как о главном источнике обломочного материала для верхнепикеевских отложений было бы, по-видимому, непротиворечивым.

В пользу именно такого вывода может говорить и сравнение химического состава плагиогранитов и риолитов полуострова (см. табл. 1) с валовым составом одного из типичных образцов песчаника верхнепикеевской подсвиты (вес. %): SiO_2 — 66,06 (66,15); TiO_2 — 0,47 (0,62); Al_2O_3 — 13,32 (15,56); Fe_2O_3 — 2,79 (1,36); FeO — 4,28 (3,42); MnO — 0,03 (0,08); MgO — 1,94 (1,94); CaO — 2,92 (4,65); Na_2O — 3,56 (3,90); K_2O — 1,93 (1,42); P_2O_5 — 0,07 (0,24); $\text{S}_{\text{обм}}$ — 0,03; H_2O — 0,27 (0,69); Ппп — 1,88. Для сравнения в скобках мы привели цифры, характеризующие средний состав тоналита [15], из которых видно, что генезис верхнепикеевских песчаников достаточно просто можно было бы объяснить за счет источника сноса, средний состав которого был близким к тоналитовому.

И все-таки вопрос о характере источника сноса обломочного материала в позднепикеевское время вряд ли мог быть решен однозначно, если бы нам не «посчастливилось» обнаружить в толще верхнепикеевских песчаников более грубообломочные образования — гравелиты и конгломераты. Последние были встречены в береговых обрывах р. Угловой, примерно в двух километрах вверх по течению от ее устья. Пачка неяснослоистых грубообломочных



Рис. 4. Штуф мелкогалечного конгломерата верхнепикеевской подсвиты, более чем наполовину сложенного гальками плагиогранитов и риолитов.

Таблица 2

Процентное содержание различных типов пород, встречающихся в виде обломков и галек в конгломератах и гравелитах верхнепикеевской подсвиты

Типы пород	Наименование пород					
	Конгломераты	Гравелиты				
		Номер образца				
	24	24-б	24-1а	24-1в	24-2	28-а
Плагииграниты, тоналиты, трондьемиты	38	40	37	49	54	5
Риолиты, кварцевые кератофиры, альбитофиры	24	20	17	14	24	55
Андезиты, андезитодациты	9	13	24	22	8	32
Базальты, габбро, диабазы, лампрофиры	20	21	12	5	10	—
Прочие породы	9	6	10	10	4	8

пород видимой мощности не менее 30 м приурочена здесь к узкой (около 300—500 м) и протяженной (около 4 км) полосе распространения верхнепикеевских песчаников, слагающих тектоническую линзу, падающую в юго-западном направлении. Присутствующие в пачке зеленовато-серые грубозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты характеризуются плохой сортировкой неокатанного и полукатанного обломочного материала (рис. 4). Максимальные размеры гальки 5—10 см; обычно же встречаются обломки и гальки, размеры которых не превышают 1—3 см в поперечнике.

Обломки и гальки конгломератов и гравелитов состоят из плагиигранитов и плагиигранитпорфиров, риолитов и кварцевых кератофигов, альбитофигов, эффузивов основного и среднего состава (базальтов и роговообманковых андезитов), диоритовых порфиров, кварц-эпидотовых и кварц-эпидот-плагииоклазовых пород с микрогранобластовой мозаичной структурой, эпидотизированных тонкозернистых пород, пород, состоящих практически нацело из прениита, прениитизированных габброидов, амфиболовых габбро, зеленых сланцев, лампрофигов минетта-вогезитового состава, пироксенитов, серпентинизированных ультраосновных пород, амфиболитов, метаморфизованных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Цемент конгломератов и гравелитов отвечает по составу песчаникам верхнепикеевской подсвиты.

Представление о составе обломочной фракции гравелитов и конгломератов верхнепикеевской подсвиты дает подсчет процентного содержания перечисленных выше разновидностей горных пород, слагающих гальки (табл. 2). Результаты подсчета, приведенные в табл. 2,

показывают, что гравелиты и конгломераты верхнепикеевской подсвиты более чем наполовину (60—78%) состоят из галек пород гранитного состава.

Характерно, что минералого-петрографические особенности плагиигранитов и риолитов, встреченных в гальке конгломератов верхнепикеевской подсвиты и в коренных обнажениях на п-ове Камчатский Мыс, оказались сходными, как и их химический состав, в чем можно убедиться, сравнивая результаты силикатного анализа гранитоидных галек (табл. 3) с данными, приведенными в табл. 1. Все это позволяет, как нам представляется, достаточно определенно говорить о происхождении терригенной составляющей верхнепикеевских песчаников за счет источников сноса, сложенных в значительной степени породами гранитоидного состава. Учитывая присутствие в разрезе верхнепикеевских субаркозовых образований грубообломочных пород, можно полагать, что значительные площади развития пород гранитоидного состава располагались в позднемиловое время в непосредственной близости от образовавшихся вследствие их размыва верхнепикеевских песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также гравелитов и конгломератов.

Таким образом, хотя доля пород гранитоидного состава в современном эрозионном срезе структур п-ова Камчатский Мыс крайне незначительна, присутствие достаточно мощной верхнемиловой толщи пород субаркозового состава, сформировавшейся в основном за счет размыва аналогичных по составу гранитоидных комплексов, позволяет предполагать значительно большее распространение на полуострове и прилегающем к нему шельфе не вскрытых эрозией гранитоидных образований.

Большая часть докайнозойских геологических комплексов п-ова Камчатский Мыс рассматривается многими исследователями [8, 9, 12, 14] как типичная офиолитовая ассоциация, а минералого-петрографические и петрохимические признаки пород гранитного состава, встреченных на полуострове и тесно связанных с офиолитами, позволяют отнести исследуемые плагииграниты и риолиты к «океаническим плагиигранитам», в понимании Р. Г. Колмана и Э. Е. Петермана [6, 19]. Существуют представления о сходстве офиолитов рассматриваемого района и Калифорнии, относящихся к ассоциациям с контрастными сериями феррогаббрового и плагиигранитного рядов, и наши данные подтверждают эту точку зрения (рис. 5).

В то же время, учитывая приведенные в настоящей статье данные о достаточно широком распространении среди доверхнепикеевских геологических комплексов гранитоидных образований, по-видимому, вполне правомерна постановка вопроса о роли лейкократовых пород

Химический состав (вес. %) галек конгломератов верхнепинежской подсыты на п-ове Камчатский Мыс

Окисел	Наименование пород																	
	Плагииграниты						Риолиты			Эффузивы основного и среднего состава			Габбро					
	Номер образца																	
	28-а10	28-а35	28-ж	28-а33	28-а26	28-а34	28-а38	28-а15	28-а14	28-а39	28-а10	28-а1	24-п	28-а3	28-а9	28-а45	28-а48	28-а46
SiO ₂	66,49	67,89	68,35	70,40	70,93	73,61	73,69	74,94	75,21	59,86	71,67	73,25	51,00	58,51	60,77	51,76	52,74	52,91
TiO ₂	0,62	0,42	0,12	0,19	0,20	0,11	0,11	0,52	0,12	0,30	0,30	0,29	0,29	0,27	0,39	0,39	0,14	0,71
Al ₂ O ₃	10,54	14,39	12,56	12,52	11,76	10,95	12,48	7,85	10,72	13,11	12,07	11,17	13,30	15,54	13,94	12,00	10,92	12,94
Fe ₂ O ₃	1,00	0,02	0,07	1,09	0,43	0,23	0,25	0,34	0,02	2,70	2,08	2,46	4,12	2,99	4,02	5,77	1,39	5,06
FeO	4,42	4,49	3,60	3,35	2,58	3,75	3,77	3,92	3,58	1,20	1,69	1,41	5,03	2,15	1,60	4,26	7,78	4,68
MnO	0,07	0,06	0,06	0,04	0,07	0,09	0,04	0,13	0,06	0,11	0,10	0,13	0,18	0,12	0,08	0,17	0,14	0,18
MgO	1,36	1,56	0,64	2,06	1,03	0,63	1,01	1,56	1,01	1,22	1,72	0,83	12,96	4,97	4,39	8,21	12,72	9,45
CaO	6,83	3,61	7,55	3,38	5,45	3,32	1,43	3,63	2,90	10,13	2,46	3,47	4,84	4,84	5,61	10,37	9,39	9,40
Na ₂ O	5,05	4,51	3,60	4,28	4,29	4,22	4,91	3,76	4,56	7,74	5,13	4,96	1,94	5,04	5,39	2,70	1,10	2,51
K ₂ O	0,48	0,97	1,73	0,70	0,90	0,73	1,34	0,70	0,50	0,10	0,10	0,10	0,75	2,41	0,81	0,36	0,60	0,19
P ₂ O ₅	0,05	0,12	0,08	0,08	0,10	0,08	0,12	0,01	0,06	0,18	0,27	0,21	0,25	0,21	0,28	0,27	0,10	0,22
S	0,01	0,27	0,21	0,27	0,22	0,18	0,13	0,02	0,13	0,09	0,10	0,03	0,35	0,11	0,04	0,08	0,19	0,13
H ₂ O	0,48	0,26	0,28	0,21	0,29	0,27	0,26	0,39	0,16	0,46	0,40	0,22	0,57	0,78	1,06	0,60	0,23	0,27
П п п	2,10	0,95	0,99	0,90	1,21	1,46	0,76	2,21	0,92	2,46	1,69	1,17	3,95	1,63	1,98	2,67	2,10	1,20
Сумма	99,98	99,52	99,84	99,47	99,52	99,63	100,30	99,98	99,95	99,56	99,68	99,90	99,53	99,57	100,36	99,61	99,54	99,85

в строении офиолитовых ассоциаций. Думается, что ранее [12] эта роль явно недооценивалась. Вполне вероятно, что офиолитовые ассоциации, включающие в себя значительные мас-

сы пород гранитного состава, широко распространены в структурах, обрамляющих Тихий океан. Так, по-видимому, вещественные аналоги офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс слагают офиолитовый комплекс о. Фидальго (штат Вашингтон), в котором на долю плагиигранитов и кератофилов приходится около 30% [18]. Не исключено, что подобного типа офиолитовые ассоциации пока по разным причинам не обнаружены в тех регионах Тихоокеанского подвижного пояса (Сахалин, Юго-Западная Япония, Западная Калифорния), где, как и на п-ове Камчатский Мыс, с офиолитами сопряжены своеобразные вулканогенно-осадочные комплексы [1, 2], в которых преобладают терригенные песчано-глинистые породы аркозового состава.

Представляется, что приведенные данные следует учитывать при определении путей поисков и разведки полезных ископаемых в районах восточного побережья Камчатки, металлогеническая специализация которых в значительной степени основывалась ранее на представлениях о том, что «...для Восточной Камчатки характерны основной (базальтовый) состав лав и основной или ультраосновной состав интрузивных пород (габбро, диабазы, перидотиты, пироксениты и др.). Соответственно с этим и рудопроявления в зоне представлены металлами, характерными для основных и ультраосновных пород: медью, хромом, никелем, кобальтом, платиной, железом» [3, с. 300—301].

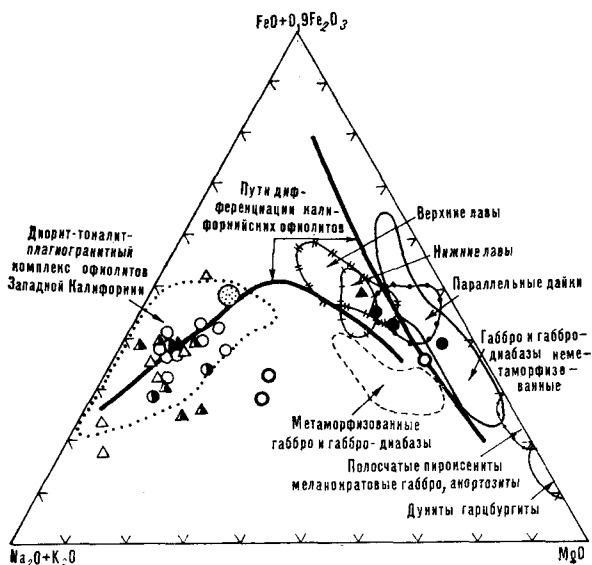


Рис. 5. Соотношение окиси магния с суммарными содержаниями щелочей и железа в офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс.

Поля составов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс и диорит-тоналит-плагиигранитного комплекса Западной Калифорнии, по данным авторов [9], направления дифференциации составов магматических образований в офиолитовой ассоциации Калифорнии, по данным авторов [18]; прочие обозначения см. на рис. 3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродская Н. Г., Гаверилов В. К., Соловьева Н. А. Осадконакопление в позднепалеозойских и мезозойских прогибах Тихоокеанского кольца.—Литол. и полезн. ископ., 1980, № 4.
2. Гаверилов В. К. Рифтоподобные комплексы в геологическом разрезе Сахалина.—Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2.
3. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание.—М.: Недра, 1964.
4. Долматов Б. К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки. Автореф. канд. дис.—Владивосток, 1972.
5. Долматов Б. К., Хогин М. Ю. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс.—Сов. геол., 1969, № 7.
6. Колман Р. Г. Офиолиты.—М.: Мир, 1979.
7. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.—М.: Недра, 1964.
8. Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.—М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 268).
9. Марков М. С., Некрасов Г. Е. и др. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса.—Геотектоника, 1977, № 6.
10. Селиверстов В. А. Офиолиты Восточной Камчатки.—В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978.
11. Селиверстов В. А., Гречин В. И. Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки.—В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 337).
12. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана.—М.: Наука, 1980.
13. Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.—В кн.: Островные дуги. М.: ИЛ, 1952.
14. Хогин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса.—М.: Наука, 1976. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 281).
15. Хуан У. Т. Петрология.—М.: Мир, 1965.
16. Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки.—М.: Наука, 1976.
17. Шапиро М. Н., Хогин М. Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки.—Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.
18. Brown E. N., Bradshaw J. Y., Mustoe G. E. Plagiogranite and keratophyre in ophiolite on Fidalgo Islands, Washington.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, v. 90, N 5.
19. Coleman R. G., Peterman L. E. Oceanic plagiogranite.—J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 8.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
6 июня 1984 г.

Т. К. Злобин

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОШЕНИЙ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН И КОЭФФИЦИЕНТА ПУАССОНА В ЛИТОСФЕРЕ ЮГА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ

Впервые предпринято изучение пространственного распределения отношений скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s) и коэффициента Пуассона (σ) в литосфере юга Курильской островной дуги. Работы выполнены на основе записей местных землетрясений передвижными станциями «Черепаша», расположенными на островах Большой и Малой Курильских гряд: Кунашир, Шикотан, Юрия. Установлены основные осо-

Практически вся основная информация о глубинном строении литосферы, получаемая по данным сейсмических исследований, представляется в виде сейсмических разрезов и структурных карт, отражающих, по сути, геометрию недр. Вместе с тем значительный интерес представляет изучение физики среды, что, хотя и косвенно, но позволяет судить о слагающем литосферу веществе и его состоянии.

Основным физическим параметром, получаемым и используемым при сейсмических исследованиях, является скорость прохождения продольных сейсмических волн V_p . Однако, помимо значений V_p , как известно [3, 7], дополнительную и существенную информацию о веществе и его состоянии может дать изучение скоростей поперечных волн (V_s) и особенно отношения скоростей V_p/V_s . Исходя из последнего можно получить коэффициент Пуассона (σ) — параметр, имеющий физический смысл и являющийся одной из основных величин в теории упругости [12]. Этот параметр имеет большое значение для оценки физического состояния вещества на различных глубинах [5], кроме того, он может указывать на различия тектонических режимов регионов [10, 11] и особенности геодинамических условий блоков земной коры [1]. Дифференциация пород и руд по коэффициенту Пуассона может быть также использована для характеристики вещественного состава отдельных толщ [1].

В настоящей статье предпринята попытка по записям близких землетрясений, полученных впервые при площадных сейсмических наблюдениях с передвижными станциями «Че-

репаша» по латерали на различных глубинах. Выявленные на разрезах и схемах области повышенных значений коэффициента Пуассона связаны с возможным наличием частично расплавленного вещества. Установлено, что среднее значение коэффициента Пуассона в районе исследований ($\sigma = 0,27$) характерно для коры континентального типа.

репаша» в южной части Курильской островной дуги, установить значения и пространственное распределение отношений V_p/V_s и на этой основе оценить особенности внутреннего строения литосферы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые наблюдения выполнялись пятью автономными сейсмическими станциями АСС-3 «Черепаша», укомплектованными сейсмоприемниками СМ-3, позволяющими регистрировать вертикальную и две горизонтальные составляющие колебаний. Станции устанавливались на островах Малой и Большой Курильской гряд, при этом три из них были расположены на о. Кунашир и две — на островах Шикотан и Юрия. Высокая сейсмическая активность в районе исследований позволила записать значительное количество близких землетрясений и отобрать для обработки более 20 землетрясений, эпицентры которых располагались внутри площади, ограниченной станциями.

Интерпретация записей землетрясений производилась общеизвестными способами. Для определения местоположения очагов землетрясений применено три способа — Вадати, прямолинейных эпицентральных [8] и палеток изохрон [4] (последние были специально рассчитаны для района исследований). Коэффициент $K_{ср} = V_p/V_s$ определялся по графикам Вадати. Для этого в системе ортогональных координат наносились по оси ординат разность прихода волн P и S к станции записи, а по

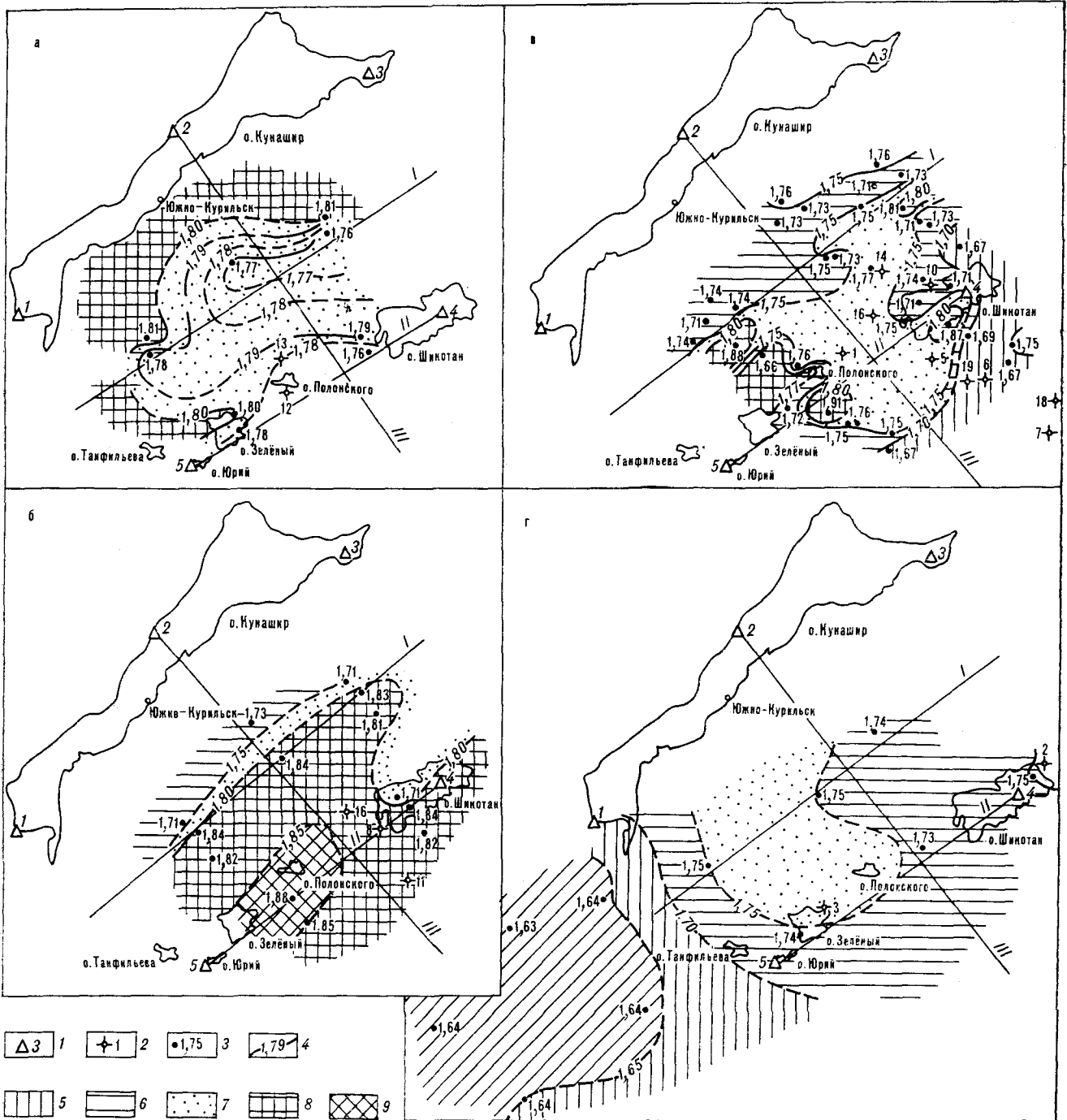


Рис. 1. Схемы K_{cp} до глубин: 10—30 км (а), 31—40 км (б), 41—50 км (в), 51—60 км (г).

1 — пикеты установки станций записи; 2 — эпицентры и номера землетрясений; 3, 4 — значения (3) и изолинии (4) коэффициента K_{cp} ; 5—9 — области значений V_p/V_s , равные: 1,65—1,70 (5), 1,71—1,75 (6), 1,76—1,80 (7), 1,81—1,85 (8), 1,86—1,90 (9).

оси абсцисс — времена прихода волн P . График Вадати служил также и для корреляции точек.

Погрешность вычислений V_p/V_s (аналогично отношению t_p/t_s) зависит от ошибок снятия с сейсмограмм времен t_p , t_s и величины базы графиков Вадати. При наличии данных

4—5 сейсмических станций и базы графиков Вадати не менее 4—5 с ошибка в определении отношения t_s/t_p по графику Вадати, согласно [2], составляет $\pm 0,01$ — $0,015$. Выполненная нами оценка погрешности вычисления отношения V_p/V_s в зависимости от разброса значений t_p и t_s на графике Вадати показы-

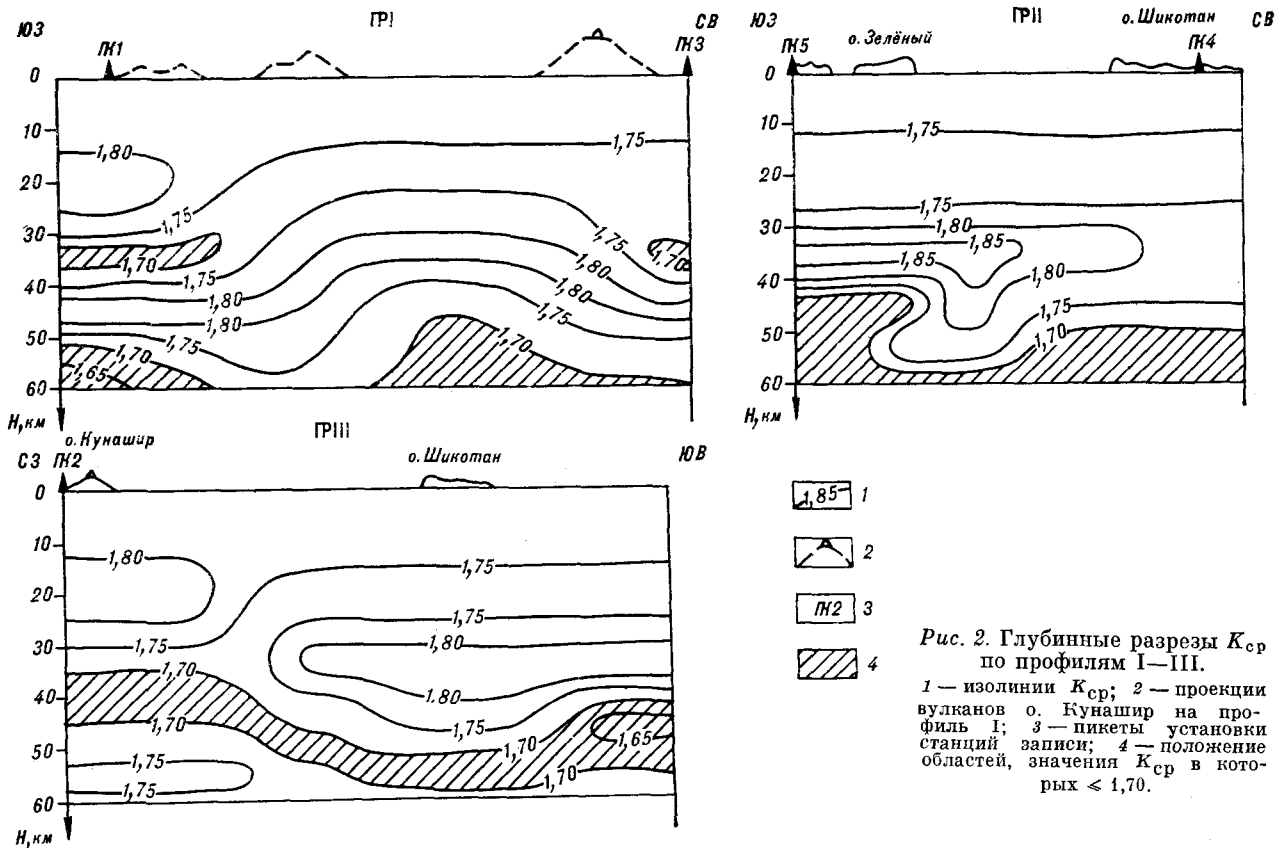


Рис. 2. Глубинные разрезы K_{cp} по профилям I—III.

1 — изолинии K_{cp} ; 2 — проекции вулканов о. Кунашир на профиль I; 3 — пикеты установки станций записи; 4 — положение областей, значения K_{cp} в которых $< 1,70$.

вает, что при отклонении осредняющей прямой от экспериментальных точек на 0,1—0,2 с, эпицентральных расстояниях $\Delta = 50$ км и средних значениях скоростных параметров среды ($\bar{V}_p = 5,9$, $\bar{V}_s = 3,3$ км/с, $K_{cp} = 1,78$) она составляет 0,007—0,014.

В результате определения значений K_{cp} в различных точках площади и на разных глубинах были составлены схемы и разрезы K_{cp} . Построение схем осуществлялось путем вынесения на план для каждого десятикилометрового интервала глубин значений коэффициента K_{cp} , вычисленных способом Вадати. Величины K_{cp} относились к середине расстояния от эпицентра землетрясений до пикета регистрации. При этом соответствие значений K_{cp} на пересечении линий, связывающих пикет-эпицентр от разных землетрясений и станций записи, позволяло, кроме того, контролировать правильность полученных значений K_{cp} .

Располагая набором схем K_{cp} для различных глубин, мы построили разрезы $K_{cp}(H)$ вдоль Южно-Курильского пролива, разделяющего Большую и Малую Курильские гряды (профиль I), вдоль Малой гряды (профиль II) и вкрест простирания островной дуги (профиль III) (рис. 1, 2).

Поскольку вычисленный по графикам Вадати параметр K_{cp} отражает интегральную характеристику среды, т. е. среднее значение

коэффициента во всей толще от очага до дневной поверхности, то для каждого слоя, равно десятикилометровому интервалу глубин, в пределах которого располагались очаги, были вычислены значения $K_{пл}$. Для определения $K_{пл}$ опробованы как формула (3) (см. ниже), предложенная В. Н. Соловьевым, так и полученная более простая формула (4). В первом случае, рассматривая интервалы глубин, на которые разбит разрез, как слои со скоростью V_i , получим

$$K_{cp} = \frac{V_p}{V_s} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{s_i}}}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{p_i}}}, \quad (1)$$

где n — число слоев, к которому относится данное значение K_{cp} . Поскольку $\frac{h_i}{V_{s_i}} = \frac{h_i}{V_{p_i}} \cdot \frac{V_{p_i}}{V_{s_i}} = \frac{h_i}{V_{p_i}} \cdot K_i$ и K_i соответствуют слою с номером i ,

то

$$K_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{p_i}} K_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{p_i}}}. \quad (2)$$

Отсюда видно, что величина K_{cp} , относящаяся

к n слоям, есть средневзвешенное с весом, равным времени t_i прохождения волны P через слой мощностью h_i ; $t_i = \frac{h_i}{V_{p_i}}$. Для второго от поверхности слоя

$$K_{пл_2} = \frac{V_{p_2} \left[K_{cp} \left(\frac{h_1}{V_{p_1}} + \frac{h_2}{V_{p_2}} \right) - \frac{h_1 K_1}{V_{p_1}} \right]}{h_2}. \quad (3)$$

Применяя формулу (3) и используя значения K_{cp} для среды с одним, двумя и т. д. слоями, можно последовательно определять $K_1, K_2, K_3, \dots, K_n$.

Для расчета по формуле (3) необходимы определения V_p . Последнее может быть осуществлено, например, способом Вадати по записям прямых волн от близких землетрясений, как это было опробовано нами. Однако следует отметить, что, несмотря на строгий вывод вышеназванной формулы определения $K_{пл}$, полученная модель среды является обобщенной, а величина $K_{пл}$ может варьировать в некоторых пределах. Это связано как с принятыми в расчетах исходными данными мощностей слоев, так и возможными ошибками определения скорости. При отсутствии же значений V_p формула (3) вообще не применима.

В связи с этим для расчетов целесообразнее оказалось использование более простой формулы, не содержащей параметр V_p . Для вывода ее обозначим через h_1 и h_2 мощности первого и второго слоя, а через K_1 и K_2 — значения $K_{пл}$ в них. Зная величину K_{cp} в толще, включающей оба слоя, и их суммарную мощность $H = h_1 + h_2$, можно для модели двухслойной среды записать следующее соотношение: $h_1 K_1 + h_2 K_2 = H K_{cp}$. Из последнего определяется значение $K_{пл}$ во втором слое как

$$K_2 = \frac{H K_{cp} - h_1 K_1}{h_2}. \quad (4)$$

Для многослойных сред в общем виде формула примет вид

$$K_n = \frac{\left(\sum_{i=1}^n h_i \right) K_{cp} - \sum_{i=1}^{n-1} h_i K_i}{h_n}. \quad (5)$$

Пользуясь формулой (4), можно последовательно определять K_2, K_3, \dots, K_n . Выполненные по обеим формулам расчеты показали их соответствие и выявление одних и тех же принципиальных особенностей разрезов $K_{пл}$.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОШЕНИЯ V_p/V_s

Для изучения особенностей изменения по площади и с глубиной отношения скоростей

продольных и поперечных волн были построены схемы K_{cp} для различных интервалов глубин от 10 до 60 км (см. рис. 1).

Анализ схем K_{cp} показывает, что изменение значений коэффициента на всех срезах литосферы происходит закономерно. Четко устанавливаются области пониженных и повышенных значений K_{cp} и тенденция его изменения. В земной коре на глубинах до 10—30 км наибольшие значения коэффициент имеет в области, прилегающей к Большой Курильской гряде, а относительное его понижение наблюдается в районе Малой Курильской гряды и центральной части Южно-Курильского пролива (см. рис. 1, а).

На глубинах до 30—40 км устанавливается закономерное возрастание K_{cp} от Большой Курильской гряды к Малой с 1,71—1,73 до 1,85—1,88 (см. рис. 1, б). При этом максимальные значения K_{cp} соответствуют южной части Малой гряды (острова Зеленый, Полонского). Различно распределение K_{cp} и под о. Шикотан. Оно отвечает и здесь общей тенденции: в северо-западной части острова величина этого параметра понижается до 1,71, а в юго-восточной, притихоокеанской, увеличивается до 1,84. Области равных значений K_{cp} в основном вытянуты в направлении, параллельном простиранию островной дуги, т. е. на северо-восток. В этом же направлении в центральной части Южно-Курильского пролива параллельно профилю I выделяется линейно вытянутая зона, где имеет место резкое изменение значений K_{cp} от 1,71 до 1,84. Аналогичный перепад величин K_{cp} получен в районе о. Шикотан. Возможной причиной этого является наличие мощного Средне-Курильского разлома, расположенного между Большой и Малой Курильскими грядями и имеющего северо-восточное простирание, а также одного из разломов, секущих о. Шикотан. Не исключены и другие причины, связанные с внутренними особенностями среды, осложняющими результаты вычислений K_{cp} .

С увеличением глубины исследования до 40—50 км характер распределения K_{cp} усложняется, области равных значений коэффициента имеют изометричную форму (см. рис. 1, в). В прибольшекурильском борту прогиба и юго-восточнее Малой гряды, т. е. в направлении глубоководного желоба, имеет место понижение значений K_{cp} . Центральная часть изучаемой площади, расположенная между островами Кунашир, Шикотан и Полонского, характеризуется нормальными (средними) значениями $K_{cp} = 1,75—1,77$. Повышенные значения коэффициента локализуются на участках, расположенных по периферии площади: к востоку от островов Зеленый и Полонского, а также к юго-востоку от о. Шикотан

и по краям осевой линии пролива между Большой и Малой грядками.

На максимальных глубинах изучения (до 50—60 км) еще отчетливее выявляется смена общего плана распределения значений $K_{ср}$ (см. рис. 1, з). Области равных значений $K_{ср}$ на этой схеме в основном вытянуты в северо-западном направлении, ортогональном простиранию островной дуги, т. е. в противоположном направлении их ориентации, имевшем место в земной коре на глубинах до 30—40 км. При этом в центральной части района исследований устанавливаются значения $K_{ср} = 1,75$, а на юго-западе площади, т. е. к о. Хоккайдо, коэффициент $K_{ср}$ имеет минимальные значения (1,63—1,64).

Для выявления положения блоков пород с различными значениями V_p/V_s на основе вышеприведенных схем были построены глубинные разрезы $K_{ср}$ по профилям, проложенным вдоль простирания островной дуги (ПР I, II) и вкрест нее (ПР III), которые затем перестроены в разрезы $K_{пл}$.

Рассматривая разрезы в изолиниях $K_{ср}$, можно отметить следующее. По простиранию островной дуги между Большой и Малой Курильскими грядками (ПР I) устанавливается подъем изолиний $K_{ср}$ в центральной части разделяющего их пролива. Кроме того, отмечается появление относительно более высоких значений $K_{ср}$ ($\geq 1,80$) в юго-западной части профиля, проекция которой на о. Кунашир отвечает положению вулкана Головина.

Вдоль Малой Курильской гряды (ПР II), на общем фоне уменьшения значений $K_{ср}$ от 1,75 в верхней части разреза до 1,70 в его основании на глубине 35 км, в юго-западной половине профиля появляется область повышенных (до 1,85) значений коэффициента. При этом изолиния $K_{ср} = 1,80$, окаймляющая ее, в верхней части области ($H = 30$ км) залегает субгоризонтально, а в нижней — погружается до глубин 50 км под о. Полонского. В низах разреза литосферы Малой Курильской гряды устанавливается погружение изолинии 1,70 на северо-восток к о. Шикотан с 40 до 50—55 км. При этом максимальное ее погружение (55 км) имеет место в центральной части гряды между островами Зеленый и Шикотан.

На ПР III, проложенному вкрест простирания дуги, в нижней части разреза устанавливается погружение изолинии $K_{ср} = 1,70$ с 35 км под Большой Курильской грядой до 50 км под Малой (о. Шикотан). Изолиния значений $K_{ср} = 1,80$ проходит на глубинах 15—25 км под о. Кунашир и 30—35 км под о. Шикотан, а также на большей части профиля.

Таким образом, разрезы в изолиниях $K_{ср}$ показывают, что в целом в районе имеют ме-

сто погружение изолиний $K_{ср}$ от Большой гряды к Малой и подъем их в центральной части профиля, проложенного вдоль разделяющего эти гряды пролива.

Как отмечено выше, помимо построения разрезов в изолиниях $K_{ср}$, нами были вычислены пластовые значения этого коэффициента и построены разрезы $K_{пл}$ по профилям I—III. Расчеты показали, что при среднем значении $K_{пл} = 1,70$ и $\sigma = 0,23$ на разрезах выделяются слои с повышенными значениями отношений скоростей и коэффициента Пуассона (в среднем здесь $K_{пл} = 1,93$, $\sigma = 0,32$).

Анализируя разрезы $K_{пл}$, мы, учитывая возможные вариации значений $K_{пл}$ относительно полученной модели, рассмотрели не распределение абсолютных значений этого параметра в каждом отдельном блоке, а выделили лишь основную качественную особенность разрезов — положение на них областей аномально повышенных значений $K_{пл}$ (рис. 3).

По профилю I, проложенному вдоль Южно-Курильского пролива, разделяющего Большую и Малую Курильские гряды, области повышенных значений V_p/V_s устанавливаются в средней его части на глубинах 20—35 км. Ниже по разрезу, на глубинах 35—45 км, повышенные значения $K_{пл}$ отмечаются в краевых частях профиля. Вдоль профиля II, проложенного через Малую Курильскую грядку, повышенные значения V_p/V_s устанавливаются под островами Анучина, Юрия, Зеленый и Полонского в слое, залегающем на глубинах 20—35 км. Отсутствуют такие значения $K_{пл}$ лишь под северо-восточной частью о. Шикотан.

Особый интерес представляет разрез по профилю III, проложенному вкрест простирания Курильской островной системы от Большой гряды к Малой. На этом профиле устанавливаются три области повышенных значе-

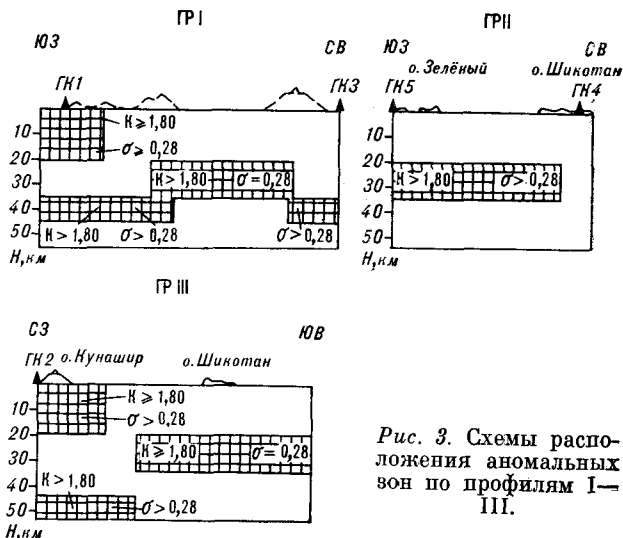


Рис. 3. Схемы расположения аномальных зон по профилям I—III.

ний $K_{пл}$ ($K_{пл} = 1,82-1,99$, $\sigma = 0,28-0,33$). При этом две из них расположены в верхней (до 20 км) и нижней (от 45 до 55 км) частях разреза. Обе они находятся в северо-западной части профиля и приурочены к большекурильскому борту прогиба, прилегающему к о. Кунашир. Третья область наиболее протяженная и выделяется в средней части разреза на глубинах 20—35 км. Она прослеживается от центральной части Южно-Курильского пролива до о. Шикотан и далее, в сторону глубоководного желоба.

ВОЗМОЖНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЛОЕВ ПОВЫШЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ V_p/V_s И КОЭФФИЦИЕНТА ПУАССОНА

Повышенные значения V_p/V_s , ряд исследователей связывали с особенностями физического состояния вещества [3, 5, 6, 9]. Так, увеличение отношения V_p/V_s , т. е. относительное уменьшение скорости поперечных волн, соответствует, по мнению И. А. Рязанова [3], более пластичному состоянию горных пород. С. Кубота и Е. Берг [13] возрастание коэффициента Пуассона под о. Кюсю на глубине яснили тем допущением, что верхняя мантия в этом месте расплавлена минимально на 8% своего объема. В связи с увеличением коэффициента Пуассона под о. Кюсю на глубине 20—40 км Е. Нишимура и др. [14] предполагали существование здесь локального магматического резервуара. Возможность подобной интерпретации, как пишет А. И. Фарберов [9], подтверждается лабораторными исследованиями Д. Шимозуру, который установил прямую зависимость между величиной коэффициента Пуассона и процентным содержанием расплава в горной породе. Следовательно, повышенные значения V_p/V_s и коэффициента Пуассона могут быть обусловлены наличием зон расплавов. Положение этих зон, в данном случае на юге Курильской островной дуги, можно определить, таким образом, путем выявления областей повышенных значений V_p/V_s . Выделение вышеуказанных зон в районе исследований было осуществлено на полойных схемах $K_{ср}$ и разрезах вдоль профилей по вышеописанной методике.

На схемах и разрезах зоны, которые характеризуются повышенными значениями $K_{пл}$ и σ и могут содержать частично расплавленные породы, локализируются в основном в сравнительно узких слоях (10—15 км), залегающих в литосфере на различных глубинах от 10 до 55 км. Исходя из этого можно предположить, что магматические резервуары и очаги вулканов в южной части Большой Курильской гряды (в районе о. Кунашир) могут находиться как в верхах земной коры, на глубинах 10—20 км, так и в низах разреза, на глубине

45—55 км, а в районе Малой Курильской гряды — в ее юго-западной части в слое, ограниченном глубинами около 20—35 км.

Помимо вышеприведенной геологической интерпретации аномальных областей V_p/V_s , нами предпринята попытка связать величину этого отношения или коэффициента Пуассона в целом с различием типа земной коры.

Как показано в работе [12], коэффициент Пуассона для континентальных пород значительно ниже, чем для океанических пород с такой же скоростью продольных волн. Изучая отношение V_p/V_s и σ на большом количестве образцов пород и наблюдений сейсмических станций, Р. Хайдман [12] пришел к выводу, что для океанической коры характерны значения $K = 1,81-1,91$, $\sigma = 0,28-0,31$, а для континентальных кристаллических пород с такой же скоростью распространения в них продольных волн $K = 1,73-1,81$ и $\sigma = 0,25-0,28$. Исходя из этого он заключил, что, используя поперечные волны в совокупности с продольными, можно отличить океаническую кору от континентальной.

На основании вышесказанного нами предпринята попытка оценить тип коры на юге Курильской островной дуги по величине отношения V_p/V_s и коэффициента Пуассона. Расчеты значений этих параметров показали, что среднее значение V_p/V_s в земной коре составляет 1,78, $\sigma = 0,27$. При сопоставлении этих величин с данными Р. Хайдмана видно, что они соответствуют значениям V_p/V_s и σ в коре континентального типа. Это позволяет заключить, что, помимо общеизвестных критериев, для оценки типа коры Курило-Камчатского и других регионов можно пытаться привлечь и такие параметры, как V_p/V_s и σ .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, выполненные исследования позволили по записям местных землетрясений передвижными станциями «Черепаша» установить значение отношения V_p/V_s и коэффициента Пуассона, выявить особенности распределения их по площади на разных глубинах и составить разрезы $K_{ср}$ и $K_{пл}$ литосферы юга Курильской островной дуги. Исходя из связи повышенных значений этих параметров с увеличением пластичности вещества и наличием частичного расплава, сделано предположение, что положение магматических очагов вулканов и зон генерации магм в исследуемом районе, возможно, приурочено к выделенным нами областям повышенных значений V_p/V_s и σ . Установлено, что коэффициент Пуассона в земной коре Курильской островной дуги в среднем имеет величину (0,27), которая, согласно исследованиям Р. Хайдмана [12], характерна для коры континентального типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Немзоров Н. И., Воинов К. А. О выделении блоков земной коры с различными значениями коэффициента Пуассона.— В кн.: Упругие волны промышленных взрывов и исследование земной коры Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978.
2. Нерсесов И. О., Семенов А. Н., Симбирева И. Г. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе.— В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971.
3. Резанов И. А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры.— М.: Недра, 1980.
4. Ризниченко Ю. В. Методы массового определения координат очагов близких землетрясений и скоростей сейсмических волн в области расположения очагов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 4.
5. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР.— М.: Наука, 1970.
6. Справочник геофизика. Т. 4.— М.: Недра, 1966.
7. Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И. Скоростной разрез верхней мантии Курило-Японского региона для поперечных волн. Южно-Сахалинск, 1970 (Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 24).
8. Тресков А. А. Интерпретация наблюдений над близкими землетрясениями.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1964 (Тр. ИЗК СО АН СССР, вып. 18).
9. Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным.— Новосибирск: Наука, 1974.
10. Hayakawa M., Balakrishna S. An explanation for the high ultrasonic velocity in Indian rock.— Geophys. Prospect, 1961, v. 9, N 1.
11. Hayakawa M., Balakrishna S. Measurement of longitudinal and transverse wave velocities in some rocks of Hokkaido and India.— Bull. Nat. Geophys. Res. Inst., 1963, v. 1, N 4.
12. Hyndman R. D. Poisson's ratio in the oceanic crust — a review.— Tectonophys., 1979, v. 59, N 1-4.
13. Kubota S., Berg E. Evidence for magma in the Katmai volcanic range.— Bull. Volcanol., 1967, v. 31.
14. Nishimura E., Kamitsuki A., Kishimoto V. Some problems Poisson's ratio in the Earth's crust.— Tellus, 1966, v. 12, N 2.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
7 мая 1984 г.

УДК 550.93(571.56)

И. В. Тибилев, А. П. Милов, И. А. Давыдов

О ПРОЯВЛЕНИИ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА НА ЧУКОТКЕ

Предполагаемый некоторыми исследователями палеозойский возраст гранитоидов мыса Кибера Чукотской складчатой системы подвержен оценке рубли-

дий-стронциевым изохронным методом. Формирование гранитоидов происходило на рубеже ордовика и силура.

В конце 30-х гг. В. Г. Дитмар, занимавшийся изучением геологического строения Чукотского п-ова, впервые выделил домезозойские гранитоиды (докембрий или ранний палеозой), к которым, в частности, отнес массив мыса Кибера и Ватирваамкайский плутон [2]. Однако в дальнейшем представления этого исследователя не нашли должного подтверждения, и к настоящему времени все без исключения гранитоидные плутоны отнесены к позднему мезозою [4, 6]. Немаловажную роль, по-видимому, сыграли радиологические определения возраста калий-аргоновым методом валовых проб гранитоидов Киберовского массива, указавшие на раннемеловой период — 122—140 млн. лет (И. А. Загрузиной, 1971 г.). Новые геологические данные, полученные одним из авторов настоящего сообщения, а также результаты изотопного датирования подтвердили представления В. Г. Дитмара.

Рассматриваемые гранитоиды слагают мыс Кибера (район бухты Нольде) и расположенный к северу от него о. Шелаурова. Вскрытая часть массива составляет площадь около 15 км² и, по-видимому, представляет фрагмент достаточно крупного тела, погребенного шельфовыми отложениями Восточно-Сибирского моря. Массив приурочен к Куульскому поднятию основания Чукотской складчатой системы, сложенному палеозойскими карбонатно-терригенными отложениями [10].

Гранитоиды контактируют с песчано-сланцевыми отложениями, которые условно сопоставляются с лонгской свитой среднего девона, выделенной в Куульском поднятии Ю. Г. Рогозовым и Н. М. Васильевой [8]. Обращает внимание слабая выраженность процессов контактового метаморфизма. Мощность ореола контактово-метаморфических пород, отвечающих фации зеленых сланцев, обычно не превышает 40—50 м.

В строении плутона привимают участие граниты, адамеллиты, граносиениты, кварцевые сиениты, между которыми предполагаются постепенные переходы. Изученная часть массива имеет признаки зонального строения, отвечающего, вероятно, его концентрической зональности в целом. Четко обособляется эндоконтактная зона шириной до 1,5 км, сложенная лейкократовыми биотитовыми гранитами. Во внутренней части массива обнажаются биотитовые адамеллиты, биотитовые и биотит-амфиболовые граносиениты и значительно реже кварцевые сиениты.

Минеральный парагенезис гранитов характеризуется ассоциацией альбита с микроклином, биотитом и кварцем. В более основных породах плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом, олигоклазом, появляется роговая обманка. Гранитоиды большей частью средне- и крупнозернистые, часто порфиroidные за счет вкрапленников микроклина и кварца. Вторичные изменения — серицитизация, мусковитизация и хлоритизация.

Микроклин наблюдается в двух генерациях. В ранней генерации минерала хорошо выражена микроклиновая решетка. Поздняя генерация, слагающая порфиroidные выделения, представлена нерешетчатой разностью с отчетливо проявленными зонами роста, фиксируемыми мелкими включениями плагиоклаза, биотита и реже микроклина ранней генерации.

Плагиоклаз гранитов эндоконтактной зоны массива отвечает по составу альбиту № 5—10. В породах внутренней части — это преимущественно альбит-олигоклаз и олигоклаз № 12—22.

Кварц представлен двумя генерациями. Минерал ранней генерации слагает относительно мелкие ксеноморфные зерна основной массы и имеет волнистое угасание. Порфиroidные обособления поздней генерации наблюдаются в виде крупных идиоморфных кристаллов с

Химический состав домезозойских гранитоидов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	63,54	67,30	67,44	68,97	72,51	66,72	67,00	68,00	68,66
TiO ₂	0,49	0,39	0,45	0,36	0,25	0,47	0,43	0,30	0,32
Al ₂ O ₃	17,19	15,68	15,30	15,70	14,40	15,21	15,07	15,02	14,00
Fe ₂ O ₃	0,58	0,50	1,27	0,79	0,39	0,61	0,22	0,71	0,39
FeO	2,42	2,27	2,69	2,15	1,66	1,55	2,00	1,65	1,65
MnO	0,08	0,08	0,08	0,06	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	1,33	1,14	1,27	0,87	0,54	2,21	1,45	1,81	1,40
CaO	2,73	2,61	3,20	2,23	0,88	2,33	1,95	1,93	2,33
Na ₂ O	4,68	3,61	3,43	3,52	3,53	3,13	3,60	2,02	3,33
K ₂ O	5,37	4,56	3,01	3,65	4,39	4,10	5,02	5,16	4,92
-H ₂ O	0,04	0,11	0,04	0,07	0,11	0,20	0,14	0,20	0,10
+H ₂ O	0,86	0,92	1,16	1,17	0,85	1,80	1,32	1,64	1,40
CO ₂	0,12	0,26	0,13	—	0,22	1,41	0,16	1,23	1,54
P ₂ O ₅	0,21	0,14	0,16	0,14	0,07	0,17	—	0,09	0,13
П п п	0,72	1,07	1,10	1,19	1,02	3,23	2,30	2,72	2,67
С у м м а	99,64	99,57	99,63	99,68	99,84	99,92	98,37	99,77	100,18

Примечание. 1 — кварцевый сиенит, внутренняя зона Киберовского массива, 2 — граносиенит, там же, 3 — гранодиорит, там же, 4 — адамеллит, там же, 5 — гранит, эндоконтакт Киберовского массива, 6 — гранитоиды из галек нижнекаменноугольных конгломератов.

хорошо развитыми гранями призмы и дипирамиды.

Красновато-коричневый биотит образует удлиненные чешуйки, содержащие большое количество магнетита и игольчатого апатита. Обычно минерал замещается хлоритом и эпидотом.

Амфибол — светло-зеленая обыкновенная розовая обманка, относящаяся, по-видимому, к актинолиту, — развита крайне неравномерно — от единичных зерен до 2—3%. Породы, содержащие этот минерал, имеют подчиненное значение и на современном уровне эрозионного среза не представляют геологически обособленной группы гранитоидов.

Комплекс аксессуарных минералов характеризуется ассоциацией апатита, циркона, сфена и магнетита. Концентрация магнетита заметно возрастает в гранитах эндоконтактной части массива.

В пределах эндоконтакта плутона в полосе шириной до 1 км прослеживается зона довольно интенсивного катаклаза. Гранитоиды здесь приобретают гнейсовидную текстуру, обусловленную субпараллельной ориентировкой развальцованных темпоцветных минералов. Кристаллы кварца и полевых шпатов разбиты разноориентированными трещинами и имеют резко выраженное мозаичное и волнистое угасание. По направлению к центральным частям массива интенсивность процессов динамометаморфизма резко падает до практически полного исчезновения. Существование зон наложенных повышенных напряжений в зоне эндоконтакта плутона подтвердилось изучением ориентировок оптических осей кварца из неориентированных образцов гранитов. Выяви-

лась довольно строгая упорядоченность оптических осей, выразившаяся на круговых диаграммах — «тектонических узорах». Такая упорядоченность в кварце пород внутренних частей массива практически отсутствует.

В петрохимическом отношении (табл. 1) рассматриваемые гранитоиды характеризуются повышенной общей щелочностью при преобладании калия над натрием.

Геологический возраст плутона определяется на основании следующих данных. Как отмечалось, гранитоиды прорывают и метаморфизуют песчано-сланцевые отложения, условно относимые многими исследователями, изучавшими этот район, к среднедевонской лонгской свите, по [8]. Галька и валуны микроклин-альбитовых гранитов находятся в конгломератах юконской свиты раннего карбона, обнажающейся в береговых обрывах бухты Нольде, вблизи от массива. По петрографическому и петрохимическому составу (см. табл. 1) гранитоиды массива и конгломератов весьма сходны.

Проводивший геологическую съемку в рассматриваемом районе И. В. Тибилев пришел к выводу об окончательном становлении массива на рубеже среднего и позднего девона. Это мнение основано на том, что залегающая несогласно на метаморфизованной гранитоидами толще позднедевонская пегтымельская свита, выделенная в районе мыса Кибера [8], формировалась за счет размыва гранитоидов одноименного плутона. Эта свита характеризуется широким развитием аркозовых и кварц-полевошпатовых песчаников, полевые шпаты которых представлены микроклином и альбитом.

Таблица 2

Аналитические результаты

Номер проб	^{87}Rb , мкг/г	^{87}Sr , м г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2	43,78	61,82	0,7082	0,7084
1	69,13	28,70	2,4090	0,7194
14	53,21	46,26	1,150	0,7116
30	74,49	36,85	2,0210	0,7166
28	70,04	25,00	2,8020	0,7217
16	70,48	24,81	2,8410	0,7214
33	68,14	22,84	2,7640	0,7219

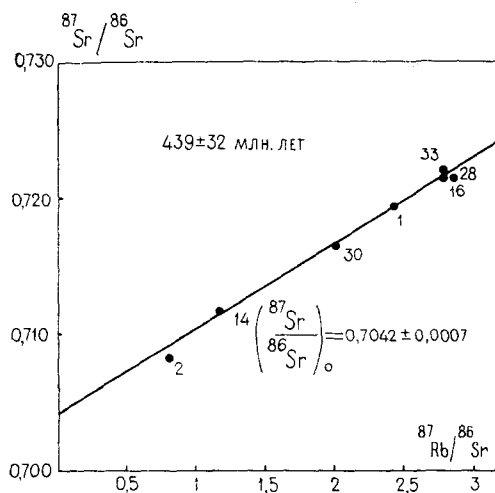
Примечание. 1, 2 — биотитовые граниты эндо-контактной части массива, 14, 16, 28, 30, 33 — биотитовые и биотит-амфиболовые адамеллиты и граносенилиты.

В верхах разреза свиты (бассейн руч. Конгломератовый) появляются гравелиты, содержащие редкие гальки гранитов, идентичных по минеральному составу и структурам гранитам конгломератов юконской свиты. Таким образом, имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что интрузивные породы Киберовского массива не могут быть моложе позднего девона. В связи с этим была предпринята попытка применения изохронного рубидий-стронциевого метода для датирования гранитоидов.

Концентрации рубидия и стронция определялись на масс-спектрометре МИ-1201 с приставкой регистрации масс ПРМ-1 методом изотопного разбавления. Для оценки изотопного смещения и выбора оптимальных условий для изотопного разбавления проводилось предварительное определение содержания рубидия и стронция рентгенофлуоресцентным методом на квантометре APL-7200. Химическая подготовка проб к изотопному анализу осуществлялась по традиционной методике [1] с контролем за отбором фракции стронция с помощью радиоактивного изотопа стронция-90. Погрешность измерения изотопных отношений рубидия и стронция не превышала 0,2%.

Расчет уравнения регрессии (изохроны) проводился методом наименьших квадратов, указанные ошибки возраста и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответствуют 95% доверительному интервалу. Использовалось значение константы распада ^{87}Rb , равное $1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$. Аналитические данные представлены в табл. 2 и на рисунке.

Вычисленная дата 439 ± 32 млн. лет значительно превышает значения калий-аргоновых возрастов и соответствует границе ордовика и силура по шкале времени фанерозоя [7]. Полученный результат исключает возможность мезозойского возраста гранитоидов. В связи с этим подчеркнем некоторые характерные особенности пород Киберовского плутона, которые выделяют их среди заведомо мезозойских



Эволюционная диаграмма гранитоидов мыса Кибера. Уравнение изохроны $y = 0,006255 \pm 0,7042$. Абсолютный возраст 439 ± 32 млн. лет. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7042 \pm 0,0007$.

гранитоидов Чукотки. В последних нерешетчатый калинатровый полевой шпат — ортоклаз — ассоциирует с андезином, тогда как в гранитоидах мыса Кибера решетчатый микроклин находится в парагенезисе с альбитом и олигоклазом. В меловых гранитах поздних фаз интрузивов постоянно отмечаются первично-магматические гранаты (альмандин) и мусковит. Кроме того, в отличие от немагнитных мезозойских гранитоидов [6] Киберовский интрузив обнаруживает аномальное положительное магнитное поле.

Формирование гранитоидов мыса Кибера на рубеже ордовика и силура не увязывается с возрастом (граница среднего и позднего девона — 362—365 млн. лет), определяемым геологическими методами. По этому поводу заметим, что отнесение метаморфизованных в зеленосланцевой фации отложений, контактирующих с гранитоидами, к среднедевонской лонгской свите весьма условно и никакими фаунистическими находками не подтверждено. Таким образом, вполне вероятен их ордовикский или более древний возраст. Возможно, что как граниты, так и метаморфизованная ими толща являются реликтами палеозойской складчатой структуры Брукса-Врангеля [9] или Иннуитского орогена [3]. Продолжение структур последнего в проливе Лонга, в частности, предполагалось М. С. Марковым и др. [5]. Интересно отметить, что в северо-восточной Аляске на поднятии гор Румянцева, которое относится к Иннуитскому орогену, зафиксированы граниты с возрастом 431 млн. лет, прорывающие протерозойские кварциты, а также филлиты и песчаники кембрия.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Варшавская Э. С.* Методы определения рубидия и радиогенного стронция в породах и минералах.— В кн.: Материалы к III семинару по методам определения абсолютного возраста минералов и горных пород. Л., 1967.
2. *Дитмар В. Г.* Геологическое строение северной части Чукотского округа.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Чукотского округа. Л.: Главсевморпуть, 1938.
3. *Драммонд К. Дж.* Палеозойская арктическая окраина Северной Америки.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979.
4. *Загрузина И. А.* Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка).— В кн.: Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1965 (Тр. СВКНИИ, вып. 12).
5. *Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М.* Тектоника шельфовых зон восточно-арктических и дальневосточных морей.— Сов. геол., 1978, № 1.
6. *Милов А. П.* Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки.— Новосибирск: Наука, 1975.
7. *Определение абсолютного возраста пород и минералов по стандартным константам.*— М.: ВИМС, 1983.
8. *Рогозов Ю. Г., Васильева Н. М.* Девонские отложения побережья пролива Лонга (Центральная Чукотка).— Л.: НИИГА, 1968.
9. *Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии.*— М.: Наука, 1979.
10. *Тильман С. М.* Сравнительная тектоника мезозойского севера Тихоокеанского кольца.— Новосибирск: Наука, 1973.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Магадан

*Поступила в редакцию
11 июня 1984 г.*

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.31(265)

В. И. Васильев, И. А. Тарарин, И. Н. Говоров, Ю. И. Коновалов

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ВАЛА ЗЕНКЕВИЧА

Геолого-геофизические исследования, проведенные в 4-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» в 1984 г., подтвердили имеющиеся данные о составе второго слоя океанической коры вала Зенкевича. Показано, что этот слой сложен мощным комплексом толеитовых (субщелочных?) базальтоидов, претерпевших интенсивное подводное «выветривание» с замещением плагиоклаза калиевым полевым шпатом, а стекла — смешанослойными силикатами, что обуславливает резкое нарушение первичных соотношений петрогенных компонентов исходных пород. Важно обнаружение ме-

таморфических пород, особенно апотерригенных, приуроченных, вероятно, к основанию базальтоидного комплекса. Возможное присутствие метаморфических пород в фундаменте вала Зенкевича подтверждается наличием в вышележащих осадочных породах и рыхлых осадках минеральной ассоциации, включающей гранат, актинолит, хлорит и эпидот. Комплекс базальтоидов местами перекрыт кислыми вулканитами, приуроченными к наложенным вулканическим структурам нелинейного типа.

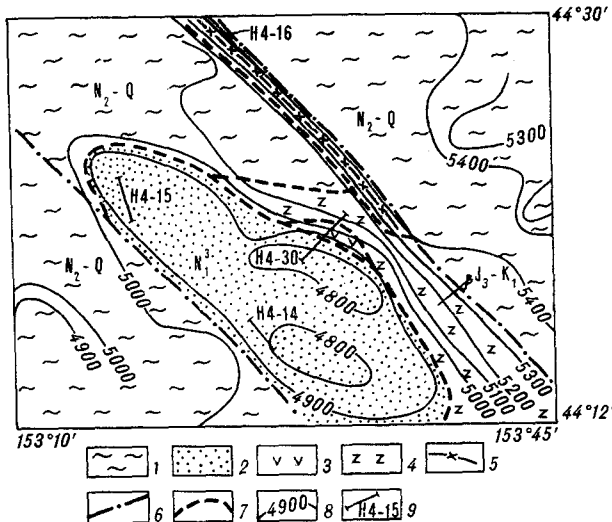
В июле 1984 г. в 4-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» на подводной возвышенности в центральной части вала Зенкевича были проведены промерные работы, три драгирования и подводное фотографирование (см. рисунок, табл. 1). Данная возвышенность представляет собой горст северо-западного простирания шириной по изобате от 5000 м до 25 км и длиной 65 км. Минимальная глубина 4700 м, превышение над поверхностью вала до 700 м.

На северо-восточном склоне возвышенности в интервале глубин 5400—5200 м отмечается крутой уступ, возможно, сбросового происхождения.

С этого уступа (ст. Н4-16) драгирован остроугольный обломок (3 × 2 × 1 см) апопелитового роговика (кристаллического сланца?), содержащего изометричные и неправильной формы зерна граната размером до 0,1—0,15 мм в тонкозернистой основной массе, состоящей из мелкозернистых скоплений биотита совместно с графитистым пелитоморфным материалом, зерен кварца, олигоклаза и листочков мусковита. Кварц, который резко преобладает в породе, образует небольшие линзовидные обособления и обуславливает полосчатую текстуру породы.

На ст. Н4-30 обнаружен остроугольный обломок амфибол-плагиоклазового кристаллического сланца, состоящего из мелкозернистого агрегата кварца, зеленого амфибола, олигоклаза и небольшого количества биотита. Темноцветные минералы составляют около 40% объема породы. В подчиненном количестве присутствуют рудные минералы и сфен. Зеленый амфибол развивается, замещая более крупные кристаллы бурой роговой обманки. Эти метаморфические породы слагают, по-видимому, нижние части разреза вала Зенкевича, хотя нельзя полностью исключить и их принадлежность к продуктам ледового разноса.

Следующий комплекс, драгированный на вале Зенкевича, представлен типичными для него подушечными лавами субщелочных (?) базальтов, которые приурочены к средней части



Схематическая геологическая карта района подводной возвышенности в центральной части вала Зенкевича. Составил В. И. Васильев.

1 — плейстоценовые илы; 2 — неогеновые осадочные отложения; 3 — верхнемеловые эффузивы и туфы среднего и нижнего состава; 4 — верхнеюрские — нижнемеловые (?) подушечные базальтоиды; 5 — доверхнеюрские сланцы; 6 — разломы; 7 — условные геологические границы; 8 — геологические станции; 9 — изобаты в м.

Характеристика геологических станций, выполненных на вале Зенкевича

Номер станции	Координаты		Глубина, м	Описание полученного материала
	с.ш.	в.д.		
H4-14	44°16,2'; 44°17,3'*	153°26,5'; 153°25,2'	4800—4860	4 снимка морского дна
H4-15	44°22,4'; 44°23,2'	153°17,4'; 153°16,3'	4840—4880	30 кг плотного зеленого ила
H4-16	44°29,7'; 44°27,5'	153°24,0'; 153°26,0'	5160—5200	1 угловатый обломок гранат-слюдястого роговика, 10 галек
H4-30	44°21,4'; 44°19,7'	153°31,7'; 153°28,6'		Обломки и щебень базальтов, андезитов, дацитов, актинолитовых сланцев, гранитов; галька аналогичного состава

* Первая координата — начало, вторая — конец станции.

изученной возвышенности (ст. H4-30). Среди них преобладают оливин-клинопироксеновые и клинопироксен-плагиоклазовые разности, в значительной степени измененные вторичными низкотемпературными процессами. Базальты состоят из мелких (до 2 мм) лейстовидных вкрапленников лабрадора № 60—65, тонких призматических кристаллов клинопироксена и псевдоморфоз боулинита по оливины, заключенных в гиалофилитовой или интерсертальной осн. чой массе. Плагиоклазы большей частью почти нацело замещены минералами группы смектита и калиевым полевым шпатом, а клинопироксен местами превращен в смектит и гидроокислы железа. Многочисленные мелкие поры заполнены агрегатами смектита. Интенсивное подводное «выветривание» базальтов, замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом, а стекла смешанослойными алюмосиликатами обуславливают резкое нарушение соотношений петрогенных компонентов исходных пород. В связи с этим составы изученных базальтов показывают значительный дефицит магния и повышенные количества калия и рубидия (табл. 2, 3). Однако низкие содержания литофильных микроэлементов — Sr, Zr, Ba и, наоборот, повышенные количества элементов группы железа — Cr, Ni, Co, характерные для ассоциаций океанических базальтоидов, позволяют отнести рассматриваемые породы к океаническим толеитам.

Рассмотренные базальтоиды являются покровными образованиями, о чем свидетельству-

ют подушечная текстура пород, наличие краевых закалочных корок, вариации структур в пределах плифа и сильные низкотемпературные изменения, происходившие при подводных излияниях.

Третий комплекс представлен мелкими остроугольными и угловатыми обломками зеленокаменно-измененных кислых и средних эффузивов, их туфов и туфопесчаников. Преобладают туфы андезитов и дацитов, которые состоят из обломков альбитизированного плагиоклаза, кварца (в туфах дацитов), биотита, амфибола, клинопироксена и рудного минерала, заключенных в тонкозернистой цементирующей массе, содержащей новообразования эпидота, хлорита, мусковита, пумпеллита, иногда карбоната. Широко развиты минералы группы смектита, иногда встречаются прожилки анальцима (?). Аналогичным изменениям подверглись и туфопесчаники, состоящие из зерен кварца, полевых шпатов, реже листочков биотита и мусковита. Встречаются также зерна граната. Породы данного комплекса характеризуются резко повышенным содержанием бария (см. табл. 3). Возможно, с этим комплексом пород ассоциируют пегматоидные и порфиroidные граниты и гранит-порфиры, небольшие обломки которых встречаются среди поднятого материала.

Четвертый комплекс сложен базальтами, андезитами, долеритами и габброидами, поднятыми в виде мелких остроугольных обломков и гальки на ст. H4-30. Базальты и андезиты —

Таблица 2

Химический состав вулканических пород вала Зенкевича (в мас. %)

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	Ппп	Сумма
H4-30/2	49,30	1,57	19,85	10,62	0,23	0,05	1,76	7,19	2,64	2,70	0,73	3,07	—	99,71
H4-30/3	49,94	1,60	18,90	10,11	1,20	0,11	3,40	7,03	2,99	2,18	0,41	—	2,21	100,08
H4-30/4	56,98	0,64	17,85	3,37	3,28	0,19	3,13	7,06	3,57	1,81	0,32	1,79	—	99,99

Примечание. H4-30/2, H4-30/3 — подушечные лавы базальтов; H4-30/4 — кайнотипный амфибол-двупироксеновый андезит. Аналитик Л. В. Недашковская (ДВГИ ДВНЦ АН СССР).

Геохимическая характеристика пород вала Зенкевича

Комплекс	Образец	Наименование породы	Содержание микроэлементов (г/т)											
			Rb	Sr	Ba	Zr	Cr	V	Ni	Co	Cu	Zn	Sn	Pb
Метаморфические породы	H4-30/22	Амфиболовый кристаллосланец	28	246	102	67	340	330	260	50	36	140	4	—
Подушечные лавы базальтов	H4-30/2	Пироксеновый базальт	23	188	70	75	230	100	67	8	65	48	—	—
	H4-30/3	Оливин-пироксеновый базальт	10	184	41	74	250	150	52	23	56	69	—	—
Зеленокаменно измененные средние и кислые эффузивы и их туфы	H4-30/21	Туф андезита	19	195	966	107	14	92	11	6	23	32	—	—
	H4-30/10	Андезит	19	697	1181	161	23	150	15	16	24	45	3	—
Гранитоиды	H4-30/5	Пегматоидный гранит	131	18	96	138	8	11	11	4	40	39	9	72
	H4-30/4	Амфибол-двупироксеновый андезит	36	603	813	88	—	47	6	3	60	42	—	—
Кайнотипные базальты, андезиты, габбро	H4-30/27	Пироксеновое габбро	10	200	131	27	36	230	50	30	83	87	—	—
	H4-30/1	Туфопесчаник	20	215	757	61	72	120	42	5	43	46	—	—
Неогеновые туфогенно-осадочные породы	H4-30/25	Туфоалевролит	40	163	692	127	42	200	40	9	65	76	3	17

Примечание. Анализы Rb, Sr, Ba, Zr выполнены рентгенорадиометрическим методом В. В. Коваленко (Институт химии ДВНЦ АН СССР), остальных элементов — количественным спектральным анализом Т. В. Ланковой (ДВГИ ДВНЦ АН СССР).

свежие породы темно-серого или черного цвета, обычно порфировые. В качестве порфировых выделений присутствуют оливин, клинопироксен, реже гиперстен и бурая роговая обманка. Размер вкрапленников варьирует от 0,5 до 2 мм. Вкрапленники плагиоклаза (лабрадора) имеют идиоморфную широкотаблитчатую форму, часто содержат включения клинопироксена, вулканического стекла и рудного минерала. В некоторых кристаллах наблюдается замещение глинистыми минералами и калиевым полевым шпатом. Темноцветные минералы в базальтах представлены орто- и клинопироксенами, оливином и иногда (особенно в андезитах) бурой роговой обманкой. Как правило, пироксены и роговая обманка не замещены вторичными минералами, а оливин преобразован в смектит. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, зерен пироксенов, рудного минерала, погруженных в стекловатый базис. В зависимости от количества стекла основная масса базальтов имеет гиалолизитовую, витрофировую или микролитовую структуру. Стекло основной массы в небольшой степени замещено смектитом.

Долериты и габбро, представляющие интрузивные аналоги описанного комплекса базальтов, состоят из широких таблиц основного плагиоклаза (Pl₆₅₋₇₀), призматических зерен моноклинового и реже ромбического пироксена и рудного минерала; размер кристаллов 0,5—1,5 мм. Акцессорные минералы представлены игольчатыми и призматическими кристаллами апатита. Иногда в интерстициях между главными минералами долеритов и габброидов отмечается небольшое количество (первые проценты) смектитизированного вулканического стекла, а в плагиоклазе наблюдается развитие прожилков анальцима. Как видно из табл. 3, в кайнотипных породах вала Зенкевича уста-

новлены высокие содержания стронция и бария, свидетельствующие о щелочной природе рассматриваемых образований.

Пятый комплекс, завершающий разрез, представлен слабо литифицированными туфогенно-осадочными породами — туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, туфоконгломератами и туфами, содержащими в псефитовой фракции гравий, мелкую гальку и угловато-окатанные обломки всех вышеописанных пород, включая кайнотипные базальтоиды. Псаммитовая фракция состоит в основном из угловато-окатанных и угловатых зерен пород (50%), кварца и полевых шпатов (примерно в равных количествах). Цемент поровый и базальный, туфогенно-алевропелитовый, в различной степени замещен хлоритом.

Туфоалевролиты микрослоистые, с тонкими (1,0—1,5 мм) прослойками алевропсаммитового материала. Алевритовая и псаммитовая фракции представлены обломками кристаллов свежего плагиоклаза (андезина), иногда встречаются зерна кварца и обломки вулканического стекла, а также сильно измененных лав и туфов кислого и среднего состава. Цемент туфоалевролитов состоит из мелких зерен того же состава и разложенного вулканического пепла. В цементе встречаются остатки раковин диатомей, которые, по предварительному заключению А. С. Пушкаря, характерны для позднего миоцена — раннего плиоцена.

Туфы отличаются от описанных пород витрокластической полураскристаллизованной основной массой, в которой видны зерна кварца и пелитизированные кристаллы полевого шпата величиной 0,1—1,0 мм, а также крупные (до 3—4 мм) угловатые обломки алевролитов.

Полученные данные подтверждают и дополняют имеющиеся сведения о геологическом строении вала Зенкевича.

1. Очень важным представляется обнаружение метаморфических пород, особенно кремнекислых, на присутствие которых указывает наличие граната в вышележащих осадочных породах, а также минеральной ассоциацией плейстоценовых осадков, включающей гранат, актинолит, эпидот и хлорит (определения А. Н. Деркачева). Ранее обломки аналогичных пород были драгированы нами в южной части вала Зенкевича [3], а в данном рейсе — в нижней части океанического склона Курило-Камчатского глубоководного желоба на траверзе пролива Буссоль.

2. Вышележащий комплекс толеитовых (субщелочных?) базальтоидов имеет в пределах вала Зенкевича и океанического склона Курило-Камчатского желоба повсеместное распространение и близкие петрологические и геохимические характеристики. Сходные базальтоиды вскрыты скважинами в северо-западной котловине Тихого океана [6, 7], на океаническом склоне Японского желоба [1], на возвышенности Обручева [2], а также драгированы на возвышенностях Хесса и Шатского [5]. Это свидетельствует о покровном характере распространения комплекса базальтоидов и его широком площадном распространении. Учитывая, что в большинстве отмеченных структур базальтоиды перекрываются осадочными отложениями, подошва которых датируется нижним мелом, возраст комплекса подушечных ба-

зальтов следует считать позднеюрским — раннемеловым*.

3. Комплекс излившихся эффузивов и туфов среднего и кислого состава также был драгирован ранее в южной части вала Зенкевича [4], а в данном рейсе — в средней части океанического склона Курило-Камчатского желоба на траверзе пролива Буссоль. Однако в отличие от предыдущего комплекса он имеет не площадное, а локальное распространение, тяготея к возвышенностям, по-видимому, представляющим собой специфические нелинейные вулканотектонические структуры. К ним, возможно, приурочены и интрузии гранитоидов, возраст которых в южной части вала Зенкевича намечается К—Аг-методом как конец раннего мела — поздний мел (103—77 млн. лет). Видимо, близкий возраст имеет и комплекс вмещающих их эффузивов и туфов. Эти породы перекрываются пористыми базальтами и прорваны гипабиссальными телами долеритов и габбро, имеющими, скорее всего, кайнозойский (доверхнемиоценовый) возраст. Этот комплекс известен также в южной части вала Зенкевича, где он венчает вулканические горы.

4. Новым явилось обнаружение грубообломочных верхнемиоцен-нижнеплиоценовых отложений, залегающих на выровненной поверхности изученной подводной возвышенности. Эти породы, отлагавшиеся в мелководных условиях, свидетельствуют об опускании района в позднем кайнозое на 4000—4500 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аоки Х., Цучи Р. Геология подводной горы Эримо. — В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. Геология Мирового океана. Секция С. 06. Доклады. Т. 6. Ч. 1. М.: Наука, 1984.
2. Васильев Б. И. Предварительные данные драгирования на подводной возвышенности Обручева, Тихий океан. — Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
3. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. — М.: Наука, 1979.
4. Васильев Б. И., Подзорова Д. И., Скорикова М. Ф. Вещественный состав и физические свойства ба-

зальтов вала Зенкевича (Тихий океан). — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3.

5. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н. и др. Породы второго океанического слоя в разрезах поднятий Шатского и Хесса (Тихий океан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11.
6. Сергеев К. Ф., Красный М. Л. и др. Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятия Хоккайдо). — Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
7. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1975, v. 32.

ТОИ ДВНЦ АН СССР, ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
18 апреля 1985 г.

* Имеющиеся определения радиоизотопного возраста К — Аг-методом нельзя принимать во внимание в связи с очень сильным изменением базальтов [3].

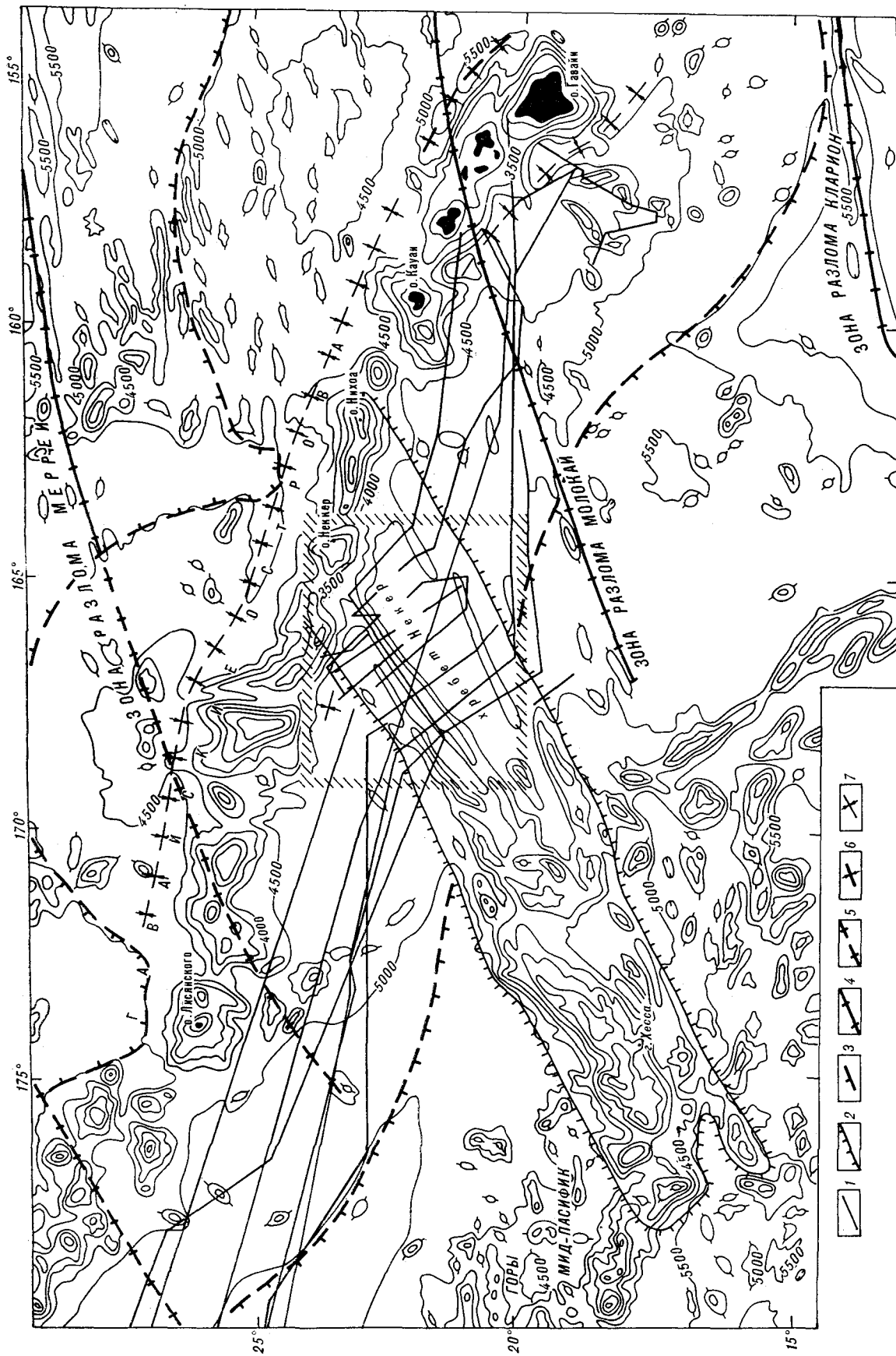


Рис. 1. Баиметрическая карта, по Г. Менарду и Т. Чейзу [6], с добавлениями и элементами морфоструктурного районирования. Прямоугольником обозначен район исследования (см. рис. 3).
 1 — талсы НИС «Пегас», рейс 23 (1982 г.), НИС «Морской геофизик», рейс 21 (1982 г.) и «Гломар Челленджер», рейс 32 (1973 г.); 2 — граница горной системы Некер; 3 — граница подножия Гавайского вала; 4 — трансформные разломы; 5 — предполагаемые продолжения трансформных разломов; 6, 7 — оси депрессий у основания Гавайского хребта; 6 — крупных, 7 — слабовыраженных.

А. А. Андреев, А. С. Сваричевский

О СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ хр. НЕККЕР (центральная часть Тихого океана)

В результате анализа новых батиметрических, магнитометрических данных для хр. Неккер предполагается, что возникновение хребта является наложенным

процессом, обусловленным растрескиванием океанической коры мелового возраста.

Хр. Неккер — заметный морфоструктурный элемент в центральной части Тихого океана. Иногда его объединяют с соседними подводными системами гор Мид-Пасифик и Маркус-Уэйк, выделяя таким образом единую систему Маркус-Неккер, которая торцово сочленяется с Гавайским хребтом (рис. 1, стр. 103). Но вулканические цепи Маркус-Уэйк вместе с цепями Маршалловых островов образуют самостоятельную систему Дарвина, имеющую с горами Мид-Пасифик и тем более с хр. Неккер в морфоструктурном отношении мало общего [2].

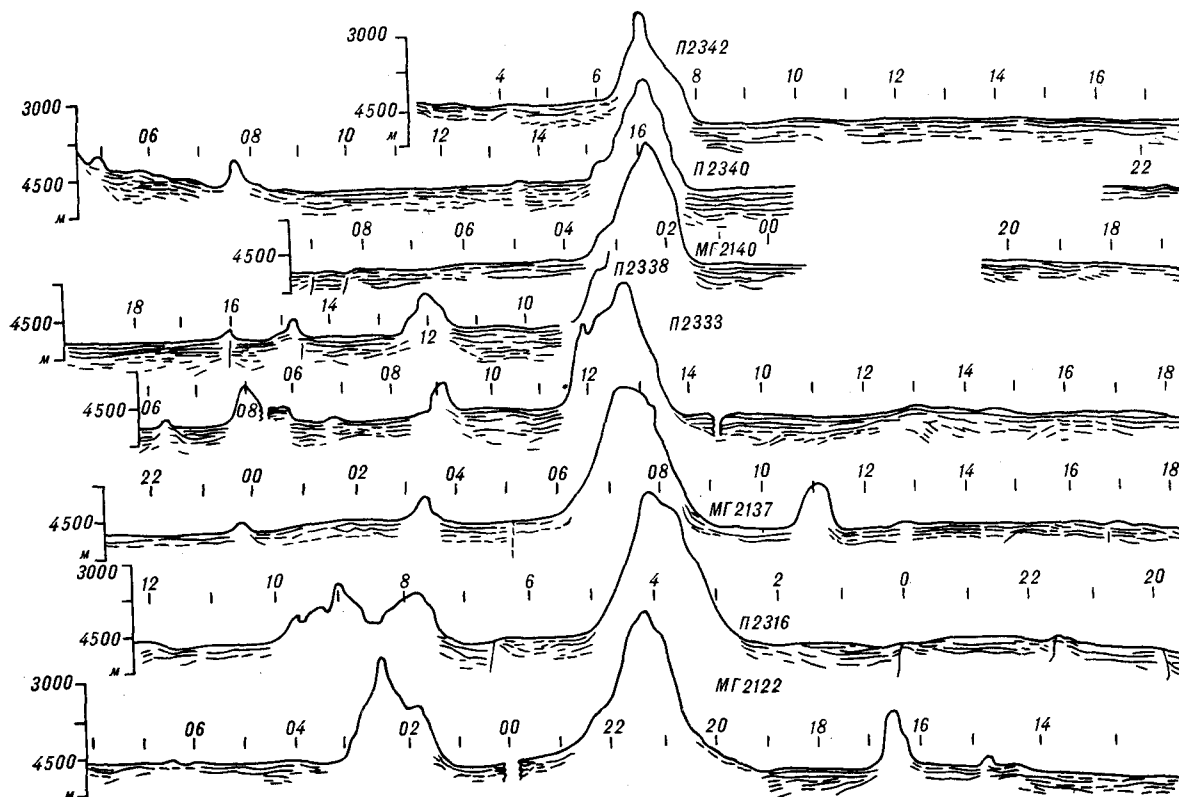
Первоначально хр. Неккер рассматривался как юго-западное продолжение разломной зоны Меррей. Позднее, согласно уточненным данным батиметрии с использованием магнитометрических данных, показано, что эта зона подходит к Гавайскому хребту гораздо северозападнее в районе скал Гарднер [7].

По данным глубоководного бурения (скв. 44, 171, 313, 463) и драгирования (21°32' с. ш.,

167°56' з. д.), кайнозойская история хр. Неккер сходна с историей гор Мид-Пасифик. Базальты, драгированные с хр. Неккер, имеют возраст 61,3 млн. лет (ранний палеоген), что значительно древнее вулканитов о. Неккер (9—11 млн. лет). Последний уже входит в состав Гавайских островов, рассматриваемых как след «горячей точки» [5, 8].

Экспедиция ИМГиГ ДВНЦ АН СССР в 1982 г. на НИС «Пегас» и «Морской геофизик» выполнила ряд пересечений хр. Неккер. Ниже рассматриваются полученные данные о рельефе и геофизических полях, имеющие отношение к тектонической природе хребта.

На основе общности простираения морфологических элементов океанического дна в составе северо-восточного окончания системы Мид-Пасифик можно выделить самостоятельную структурно-морфологическую единицу — горную систему Неккер (см. рис. 1). В ее составе собственно хр. Неккер представляет уз-



кое горное сооружение, вытянутое по азимуту $35-40^\circ$. Его протяженность составляет почти 500 км, а ширина в основании $30-40$ км. Высота хребта над окружающими равнинами местами превышает 3000 м. Наиболее высоко поднятые участки на юго-западе (глубины около 1500 м) слегка уплощены; по направлению к Гавайскому хребту вершина заметно снижается и приобретает гребневидные очертания. Вблизи о. Неккер высота хребта не превышает 500 м. Склоны этого горного сооружения ровные, с наклоном до 20° (рис. 2).

Соседние хребты расположены почти симметрично по обе стороны от основного хребта. Они субпараллельны ему, азимут их простираний $15-20^\circ$. Эти хребты значительно ниже: наиболее крупный из них Тиру-Висконсин возвышается на 1500—2000 м. Так же как и хр. Неккер, они снижаются по направлению к Гавайским островам.

Все хребты практически лишены осадочного чехла, либо он крайне маломощен.

Хребты северо-восточного замыкания горной системы Неккер располагаются в пределах наклонного подножия Гавайского хребта. Аккумулятивные равнины этого подножия образованы осадочным чехлом мощностью до 500 м (в депрессии у юго-восточного подножия хр. Неккер до 1000 м).

Во впадине между хребтами Неккер и Тиру-Висконсин равнины слегка выпуклы и осложнены невысокими приразломными уступа-

ми, простирающимися субпараллельно основным хребтам системы Неккер.

Все характерные элементы рельефа отражены в аномальном магнитном поле ΔT , выделенного вычитанием из измеренного поля нормального поля, определенного по методу наименьших квадратов (рис. 3). Хр. Неккер соответствуют отрицательные аномалии, интенсивность которых, изменяясь по простиранию, достигает значений 500 nT вблизи северо-восточного окончания хребта. Это, вероятно, обусловлено эрозией части намагниченных вулканитов на юго-западе хребта, о чем свидетельствует уплощенная форма гребня. В отличие от этого интенсивность отрицательных аномалий гораздо меньшего хр. Тиру-Висконсин заметно не изменяется вдоль простирания. Аномалии хр. Френч-Фригейт уменьшаются в северо-восточном направлении по мере исчезновения самого хребта.

Связь с хребтами одного и того же типа аномалий свидетельствует об общности их происхождения. В силу двумерности аномалий поле ΔT порождается только составляющей намагниченности, перпендикулярной к простиранию хребтов. Последнее обстоятельство не позволяет вычислить палеомагнитные полюсы для времени намагниченности хребтов.

Качественное сравнение наблюдаемых аномалий с модельными кривыми [1, рис. XVI] позволяет утверждать, что наблюдаемые аномалии вызваны остаточной намагниченностью, вектор которой близок к горизонтальному (от 0 до -10°). Интерпретация этого факта с точки зрения тектоники плит предполагает формирование рассматриваемых хребтов на широтах вблизи современного экватора.

Аномальное поле силы тяжести (в редукции Фая) над хр. Неккер достигает величины нескольких десятков миллигал. Характерной особенностью этих аномалий является наличие относительно пониженных значений поля, приуроченных к подножию хребтов (рис. 4), что свидетельствует об утолщении земной коры под ними. Удовлетворительное соответствие наблюдаемого и расчетного полей можно получить при условии изостатической уравновешенности, принимая для хребтов плотность $2,6 \text{ г/см}^3$, избыточную плотность на границе $M-0,4 \text{ г/см}^3$, а глубину залегания границы M вне хребтов, равной 11 км, согласно [3].

В региональном плане хр. Неккер и соседние с ним линейные образования вместе с подоб-

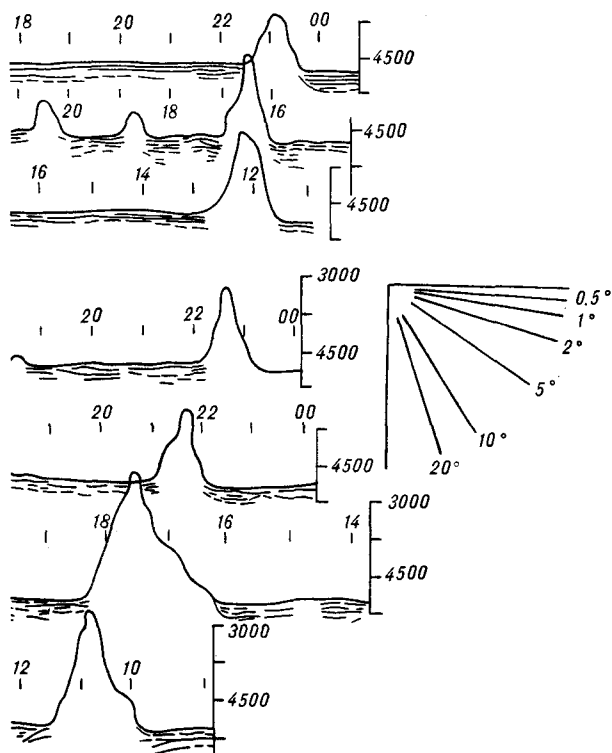


Рис. 2. Профили дна в районе хр. Неккер, по данным НИС «Пегас» и НИС «Морской геофизик».

Искажение масштабов примерно 1:10. Вертикальный масштаб в м, горизонтальный — в часах судового времени.

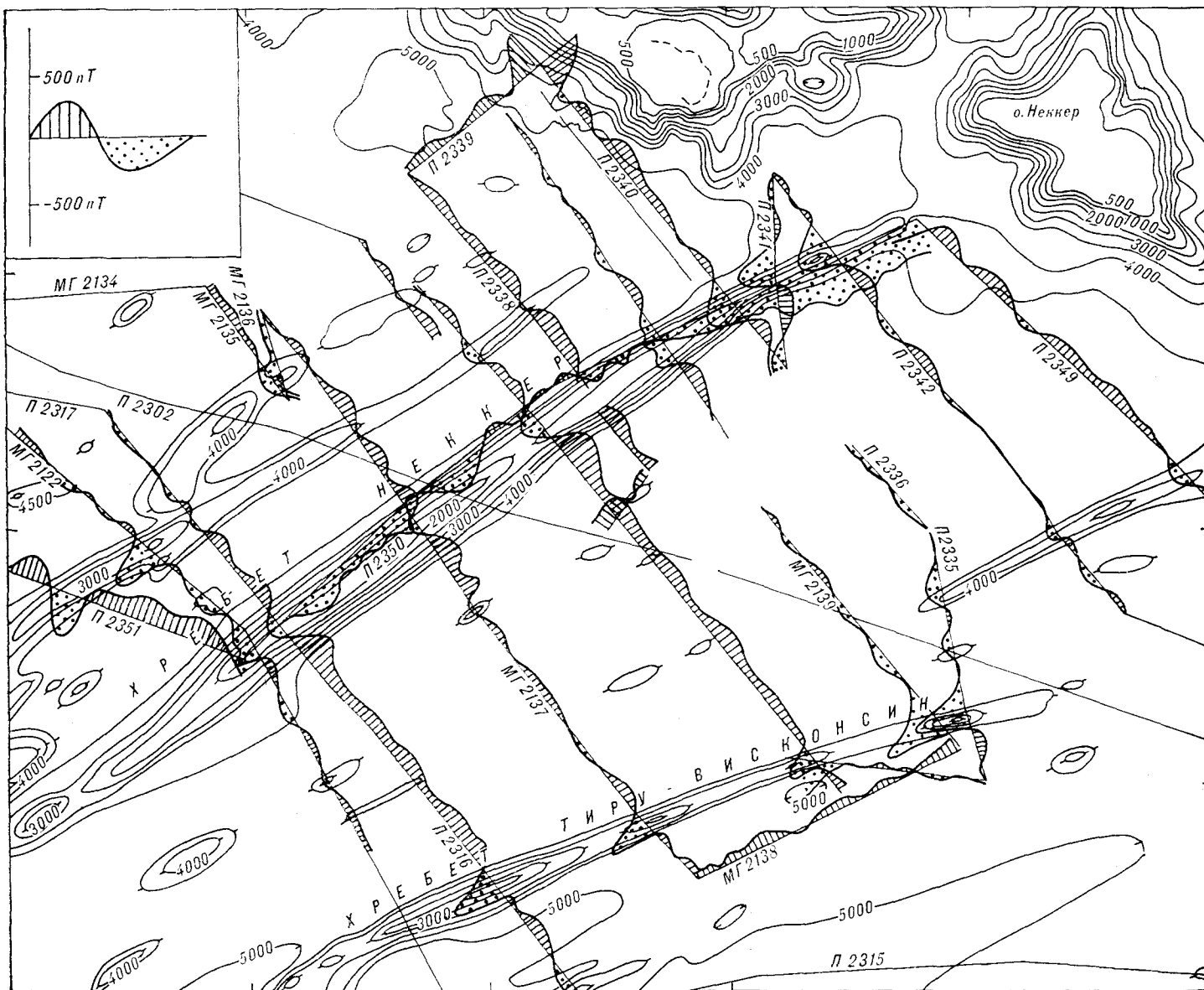


Рис. 3. Графики аномального магнитного поля ΔT .

ными хребтами в пределах восточного фланга гор Мид-Пасифик образуют единую систему, резко отличающуюся по простиранию морфо-структурных элементов от центральных райо-

нов названной горной страны. По этой причине целесообразно выделение горной системы Неккер в качестве самостоятельного структурного элемента (см. рис. 1).

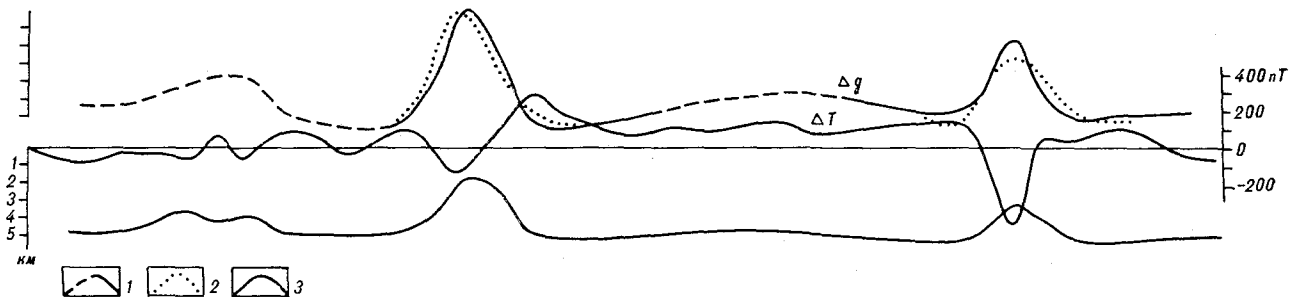


Рис. 4. Профиль П2316. Соотношение рельефа и геофизических полей.

1 — аномалии геофизических полей: гравиметрического Δg , магнитометрического ΔT ; 2 — расчетная кривая гравиметрического влияния рельефа и изменения мощности коры (см. пояснения в тексте); 3 — рельеф дна (нижняя кривая на рисунке) при искажении масштабов 1 : 10.

Заслуживает внимания соотношение поверхности обширного пологого вала, на котором расположена Гавайская цепь островов, и вершинной поверхности хр. Неккер.

Как видно на карте [8], другие действующие «горячие точки» не сопровождаются столь обширными поднятиями, сопоставимыми по размеру с Гавайским валом. Если последний целиком обусловлен изостатическим поднятием в связи с разогревом недр над «горячей точкой», то это должно отразиться в наклоне более древнего хр. Неккер в противоположную сторону от оси вала. Как отмечено выше, фиксируется обратный наклон, т. е. в сторону Гавайского хребта. Поэтому возможно, что Гавайская «горячая точка» образует след на ранее уже существовавшем поднятии.

Магнитное поле, обязанное существованием вулканическим массам хребтов, свидетельствует об их определенной однородности, что подтверждается также формой хребтов, лишенных признаков поперечного расчленения. Подобное явление свидетельствует об одноактности возникновения хребтов, что возможно при трещинных излияниях лав в палеоцене на коре мелового возраста (согласно экстраполяции возрастной последовательности магнитных аномалий [4]).

Таким образом, возникновение хр. Неккер является наложенным процессом, обусловленным растрескиванием уже достаточно зрелой океанической коры, и не обнаруживает связи ни с формированием океанической коры в зоне спрединга, ни с продолжением трансформных разломов восточной части Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Магниторазведка*. Справочник геофизика/Под ред. В. Е. Никитского, Ю. С. Глебовского.— М.: Недра, 1980.
2. *Сваричевский А. С.* Геоморфология дна в северо-западном секторе Тихого океана.— В кн.: Структура и состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
3. *Furumoto A. S., Cambell T. F., Hussong M.* Seismic refraction surveys along the Hawaiian Ridge, Karai to Midway, Island.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1974, v. 61, N 1.
4. *Heezen B. C., Fornani D. S.* Geological map of the Pacific Ocean, scale 1:35 000 000.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 20. Washington: U. S. Govern. Print. Office, 1974.
5. *Heezen B. C., Matthews T. L. et al.* Western Pacific Guyots.— Ibid.
6. *Menard H. W., Chase T. E.* Bathymetric Atlas of the North Pacific Ocean.— Washington, U. S. Naval Oceanographic Office, 1973.
7. *Naugler F. P., Erickson B. H.* Murray Fracture Zone: Westward Extension.— Science, 1968, v. 161, N 3846.
8. *Plate-Tectonic Map of the Circum-Pacific Region* (Reinemund T. A.— General Chairman), scale 1:10 000 000, Amer. Assoc. of Petrol. Geologists, 1981.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
20 июня 1984 г.

УДК 551.242.31+553.982/981(571.64)

А. И. Гаврилов, И. К. Туезов, В. В. Харахинов

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СТРУКТУР ОБЛЕКАНИЯ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Дана характеристика структур осадочного облекания эрозионных выступов докайнозойского основания, выделены зоны их развития. Эти структуры рассматриваются как ловушки углеводородов, в которых возможны пластово-сводовые и структурно-стратиграфические залежи в поровых коллекторах и массивные — в трещинных. Определены территории первоочередных нефтегазопоисковых работ с целью поисков ловушек — структур осадочного облекания.

Поиски скоплений углеводородов (УВ) на Северном Сахалине проводятся в настоящее время в основном в отложениях поздненеогенового возраста. Вместе с тем открыты месторождения в нижнемиоценовых отложениях пиленгской (Окружное нефтяное) и уйнинской (Астрахановское, Узловое газоконденсатные и др.) свит. Это требует в первую очередь изучения условий нефтегазонакопления. Имеющиеся данные позволяют прогнозировать их изменение с глубиной, а также выявлять но-

вые типы природных резервуаров и ловушек нефти и газа. Один из них — структуры осадочного облекания раннекайнозойскими отложениями эрозионных выступов докайнозойских образований.

Вопросу поисков ловушек, связанных со структурами облекания выступов докайнозойского основания, до сих пор не уделялось должного внимания. Специальных работ в этом направлении не проводилось. Выявление подобных структур носило попутный, случайный

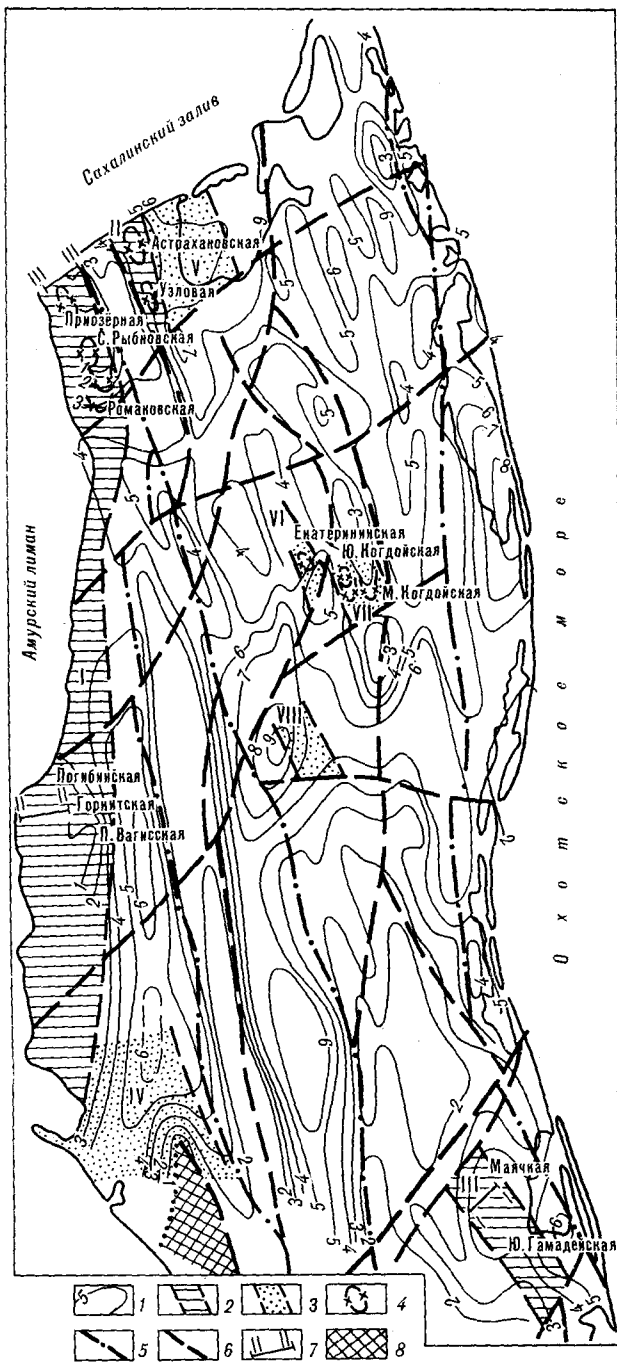


Рис. 1. Зоны и локальные структуры осадочного облекания на Северном Сахалине.

1 — изогипсы поверхности докайнозойских отложений, км; 2 — установленные зоны структур осадочного облекания (I — Рыбновско-Погибинская, II — Астрахановская, III — Паркати́нская); 3 — предполагаемые зоны структур осадочного облекания (IV — Виахтинская, V — Байкальская, VI — Средне-Лангрийская, VII — Когдойская, VIII — Вальская); 4 — локальные структуры осадочного облекания; 5 — региональные разрывы; 6 — зональные и локальные разрывы; 7 — линии разреза (см. рис. 2); 8 — выходы докайнозойских образований.

характер в силу того, что нижнекайнозойские и верхнемеловые образования находятся чаще всего на глубинах, превышающих 5—6 км. Эти породы изучались по естественным выходам на дневную поверхность в пределах п-ова Шмидта, Арковского и Лунско-Набильского горстовых поднятий, а также по одиночным скважинам, вскрывшим докайнозойские образования (на Охинской, Катанглийской, Чемернинской, Музьминской и др. площадях). На основании имеющегося геолого-геофизического материала (электроразведки МТЗ, гравиразведки, глубокого бурения и др.) построена гипсометрическая карта поверхности докайнозойского основания, на которой показаны структуры осадочного облекания Северного Сахалина (рис. 1).

На указанной площади можно выделить три установленных и пять предполагаемых зон структур осадочного облекания (см. рис. 1). К ним относятся соответственно Рыбновско-Погибинская, Астрахановская, Паркати́нская и Виахтинская, Байкальская, Средне-Лангрийская, Когдойская, Вальская зоны. Кроме того, аналогичные структуры могут существовать на сопредельных с Северным Сахалином акваториях Амурского лимана, Татарского пролива, Сахалинского залива и в пределах слабоизученных районов острова, где не выяснены характер залегания раннекайнозойских отложений и их взаимоотношение с нижележащими образованиями.

Структуры осадочного облекания имеют самые различные размеры и, как правило, простое строение. Для них характерны плавные пологие формы. Углы падения пород редко превышают 15° . Вверх по разразу контрастность структур постепенно уменьшается, и в среднемиоценовых отложениях они уже не проявляются. В верхнемиоценовых отложениях на месте структур облекания отмечается горизонтальное (рис. 2, б, в) или моноклиналиное (см. рис. 2, а) залегание пород, за редким исключением им соответствуют структурные террасы.

В условиях благоприятного сочетания коллекторов и покрышек структуры облекания, имеющие слабую нарушенность разрывами, могут быть надежными ловушками для аккумуляции и сохранения УВ. В нижнемиоценовых отложениях, по данным геолого-геофизических исследований, могут быть поровые и трещинные коллекторы. По данным бурения параметрической Притокской скв. 1, установлены трещинные коллекторы в нижнемиоценовых отложениях даехурийской свиты, из которых при испытании в интервале 3356—3387 м получен фонтанный приток пластовой воды $400 \text{ м}^3/\text{сут}$ с выделением свободного газа $371,5 \text{ м}^3/\text{сут}$. К трещинным коллекторам па-

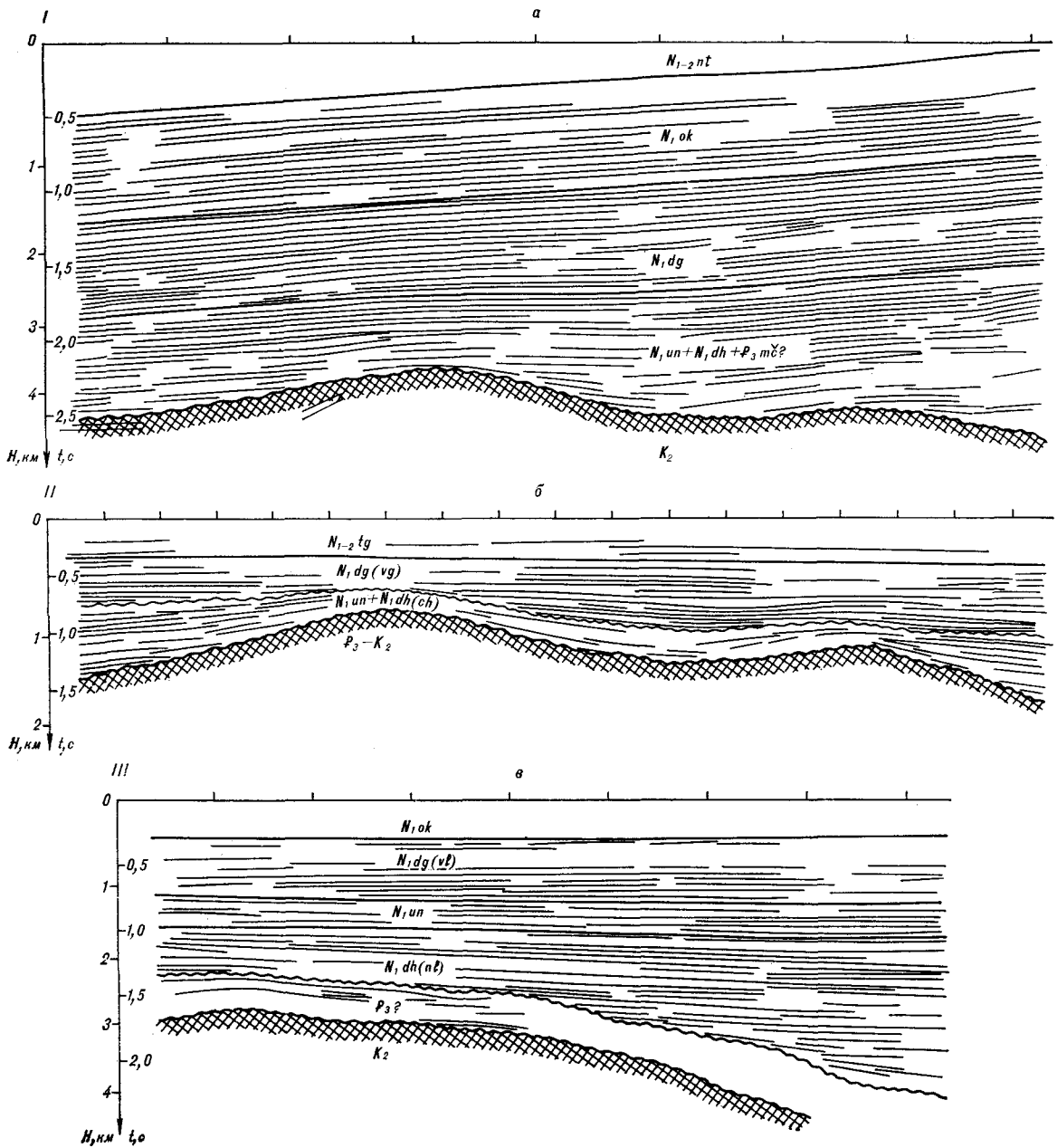


Рис. 2. Временные (и глубинные) сейсмические разрезы локальных структур осадочного облекания.
 а — Маячной и Ю.-Гамадейской, б — Погибинской и Горкитской, в — Приозерной.

ленгской свиты приурочена нефтяная залежь Окружного месторождения в Пограничном районе. Кроме того, по данным МТЗ, в пределах западной части Северного Сахалина анизотропно-проводящая толща верхнемеловых образований, слагающая эрозионные выступы основания, интенсивно нарушена системой вертикальных трещин [1]. В трещинных и (или) поровых коллекторах кайнозойских образований, слагающих структуры осадочного облекания, возможны пластово-сводовые или структурно-стратиграфические (над поверхностью

несогласия) залежи, приуроченные к выклинивающимся базальным слоям палеогеновых и нижнемеловых отложений. В трещинных коллекторах верхнемеловых образований, перекрытых непроницаемыми вулканогенными или нижнемеловыми глинистыми породами, могут встретиться массивные залежи.

Вдоль западного побережья Северного Сахалина выделяется Рыбновско-Погибинская зона структур осадочного облекания.

В пределах Рыбновской и Погибинской мегантиклиналей сейсморазведочными работами

МОВ установлены соответственно Приозерная (см. рис. 2, *в*), Северо-Рыбновская, Романовская и Погибинская, Горкитская, Нижне-Ватиская структуры облекания выступов палеоген-верхнемеловых эффузивных пород, вскрытых бурением. В основании неогеновой осадочной толщи здесь залегают глинистые породы соответственно нижнелангерийской и даехурийской (хандасинской) свит. Общая мощность осадочной толщи в своде мегантиклиналей составляет менее 1 км, к их периферии увеличиваясь до 3—4 км. При бурении структурных и разведочных скважин на Музьминской и других площадях отмечались газопроявления практически по всему разрезу, включая вулканогенно-осадочные мачигарские и эффузивные палеоген-верхнемеловых образования. Вскрытая мощность последних составляет 700 м. При бурении структурной скв. 1 на Музьминской площади получен кратковременный приток газа из эффузивной толщи. При испытании разведочной скв. 1 из туфогенной толщи мачигарской свиты и эффузивных образований (интервал 1000—1530 м) получен небольшой приток слабосоленой воды с незначительным количеством растворенного газа. В указанных образованиях отмечены порово-трещинные и трещинные коллекторы.

Материалы бурения Ныйденской параметрической скв. 1, расположенной северо-восточнее Погибинской структуры, свидетельствуют о преимущественном распространении здесь мелководно-морских и континентальных кайнозойских отложений в основном песчаного состава [2]. Только в интервале 2100—2700 м вскрыта песчано-глинистая толща, перекрывающая песчаные породы палеогенового возраста, т. е. здесь не исключена возможность формирования газонефтяных залежей в палеогеновых терригенных отложениях. Что касается верхнемеловых образований, то отсутствие глинистых пород в перекрывающей осадочной толще почти исключает возможность аккумуляции и сохранения в них залежей УВ. Тем не менее, по данным МТЗ, к югу и северу от Погибинского поднятия в основании кайнозойской осадочной толщи можно прогнозировать развитие глинистых пород. На участках непосредственного контакта трещинных верхнемеловых и глинистых раннеогеновых образований возможны благоприятные условия для формирования массивных залежей УВ [1].

В Рыбновско-Погибинской зоне структур облекания наиболее благоприятной территорией для формирования массивных и пластовых залежей УВ в эрозионных выступах верхнемеловых образований, перекрытых глинистой толщей нижнемиоценовой нижнелангерийской свиты, следует считать центральную и южную ее части.

В пределах Астрахановской зоны структур облекания выявлены Узловое и Астрахановское газоконденсатные месторождения в отложениях уйинской свиты. По более глубоким горизонтам им соответствуют структуры, облекающие эрозионные выступы рельефа поверхности палеоген-верхнемеловых образований. Палеогеновый возраст вулканогенно-осадочная толща, которая, по данным МТЗ, развита здесь повсеместно [4]. В центральной части зоны (в сводах Астрахановской и Узловой антиклиналей) эта толща отсутствует, нижнемиоценовые отложения залегают непосредственно на эродированной поверхности трещиноватых верхнемеловых образований. По данным бурения, на Астрахановской площади (скв. 1, 7, 8) отложения даехурийской и нижней части уйинской свит представлены трещиноватыми аргиллитами, т. е. нижнемиоценовые породы имеют трещинные коллекторы. Мощность осадочных отложений Астрахановской зоны составляет от 4,5 до 6 км. В северном направлении они сокращаются, поэтому в пределах Сахалинского залива объекты исследований в нижнемиоценовых и донеогеновых отложениях будут находиться на меньших глубинах. Территория Астрахановской зоны представляет несомненный интерес для нефтегазопромысловых работ с целью поисков ловушек — структур облекания, в которых возможны пластово-сводовые (в нижнемиоценовых) и массивные (в верхнемеловых трещиноватых образованиях) залежи.

Паркатинская зона структур облекания территориально совпадает с одноименной мегасинклиналью, в пределах которой установлены Маячная и Южно-Гамадейская антиклинали (см. рис. 2, *а*). По данным бурения, в нижнемиоценовых отложениях имеются благоприятные условия для формирования промышленных залежей УВ. Скважинами не обнаружена залежь, поскольку пробурены они были не в оптимальных структурных условиях. По данным МТЗ, в основании неогеновой осадочной толщи залегают высокоомные верхнемеловые образования. В связи с этим залежи УВ возможны только в нижнемиоценовых отложениях, которые имеют поровые и трещинные коллекторы. Прилегающие территории к Паркатинской зоне в значительной степени нарушены дизъюнктивными дислокациями, поэтому залежи в нижнемиоценовых отложениях здесь могли быть разрушены, а УВ дренированы в верхние горизонты дагинской свиты (нефтяные месторождения Имчин, Катангли, Старый Набилъ и др.). В структурах же типа Маячной, Южно-Гамадейской и им подобных, практически лишенных разрывных нарушений, могли сохраниться «первичные» залежи УВ в нижнемиоценовых отложениях.

Зоны предполагаемого развития структур облекания (Байкальская, Валская, Средне-Лангрийская, Когдойская) имеют примерно одинаковый характер взаимоотношения кайнозойских и докайнозойских образований. Структуры облекания этих зон связаны, скорее всего, с выступами рельефа верхнемеловых пород, которые, по данным МТЗ, являются высокоомными. Значит, залежи УВ могли сформироваться только в нижнемиоценовых отложениях, за исключением Байкальской зоны, где верхнемеловые породы, по данным МТЗ, являются трещиноватыми, поэтому перспективы нефтегазонасыщенности ее выглядят предпочтительнее. Мощность осадочной кайнозойской толщи в Байкальской зоне составляет 5,5—6, в Валской — 6—9 км; эту территорию следует считать второстепенной для нефтегазопромысловых исследований. В Средне-Лангрийской и Когдойской зонах структуры облекания расположены на глубинах 3—5 км, в силу этого здесь необходимо проведение исследований для изучения строения ловушек УВ в нижнемиоценовых отложениях, в которых могут быть поровые и трещинные коллекторы.

В пределах Виатгинской зоны мощность осадочных отложений колеблется от 3 до 6 км. В основании этой толщи здесь, по данным

МТЗ, залегают вулканогенные или вулканогенно-осадочные породы, под которыми, в свою очередь, находятся трещиноватые верхнемеловые образования. Указанная территория слабо изучена, для нее целесообразно проведение комплекса геолого-геофизических, в первую очередь сейсморазведочных исследований. Структуры облекания здесь могут быть связаны с выступами вулканогенных или вулканогенно-осадочных пород, но могут быть и «окна» непосредственного контакта осадочных кайнозойских и трещиноватых верхнемеловых образований.

На основании вышеизложенного первоочередными территориями нефтегазопромысловых работ с целью поисков ловушек — структур облекания являются Астрахановская, Паркатынская, Байкальская, Виатгинская, Рыбновско-Погибинская, Средне-Лангрийская и Когдойская зоны.

Рекомендуется проведение в их пределах комплекса целенаправленных сейсмических (МОГТ) и электроразведочных (МТЗ) исследований с целью выявления детальной структурно-вещественной характеристики структур осадочного облекания для эффективного ориентирования поисково-разведочного бурения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов А. И., Никифоров В. М. и др. Возможности выявления зон трещиноватости в мезокайнозойских осадочных отложениях Северного Сахалина (по данным МТЗ). — Геол. нефти и газа, 1984, № 2.
2. Мишаков Г. С., Ульянова Л. Д., Брутман Н. Я. Но-

вые данные о стратиграфии северо-западного побережья Северного Сахалина. — В кн.: Нефтегазонасыщенность и тектоника Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск
ВПО Сахалинморнефтегазпром,
СахалинНИИнефтегаз
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
18 февраля 1985 г.

УДК 550.4 : 553.982(571.66)

Н. Н. Гурко, В. Ф. Васильева, Т. Н. Кондакова,
В. С. Соболев, А. К. Дергев, Е. И. Кудрявцева

НЕФТИ И КОНДЕНСАТЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЧУКОТКИ И КАМЧАТКИ

Приведены данные детального исследования нефтей и конденсатов из неоген-палеогеновых отложений Чукотки и Камчатки. Установлены черты сходства и на-

мечены тенденции изменения углеводородного состава флюидов изученных регионов.

Нефти Чукотки — легкие, малосмолистые и малосернистые (табл. 1). В пределах Верхне-Эчинской площади нефти характеризуются высоким (13,4—15,8%), а в пределах Угловой

низким (0,7%) содержанием парафина. Последнее характерно и для нефтей Камчатки — 0,2—2,2%. Тяжелые нефти, обогащенные асфальтово-смолистыми компонентами, являют-

Физико-химическая характеристика нефти и конденсатов Чукотки и Камчатки

Нефтеносная площадь	Скважина	Глубина, м	Возраст	Плотность d_{4}^{20} , г/см ³	Вязкость динамическая в Сп при 20°C	Содержание, %					Температура плавления парафина, °C
						Асфальтены	Смолы		Сера	Парафин	
							бензолные	спирто-бензолные			
Верхне-Эчинская	13	1443—1486	N ₁ ¹⁻²	0,8128	8,1	0,26	1,39	1,36	0,1	13,4	48,5
То же	13	1522—1528	N ₁ ¹⁻²	0,8390*	3,9**	0,59	2,61	1,45	0,1	15,3	50,8
Угловая	37	1636—1658	N ₁	0,8280	1,8	0,24	1,06	0,68	0,1	0,7	55,0
Изменная	10	2034—2085	P ₂₋₃	0,8029	1,7	Отсутствуют	—	—	—	—	—
То же	11	2835—2844	P ₂₋₃	0,7995	1,2	Отсутствуют	—	—	—	—	—
Богачевская	Естественный выход, отбор 1974 г.		P ₂₋₃	0,8580	3,2	Отсутствуют	0,34	0,53	—	Отсутствует	—
То же	K-37	Искусственная пробка на 10,6 м	P ₂₋₃	0,8180	3,6	Отсутствуют	0,97	0,53	—	0,7	—
»	K-37	490	P ₂₋₃	0,8157	3,4	Отсутствуют	0,7	—	0,12	2,2	50,0
»	P-2	1255—1419	P ₂₋₃	0,8565	—	—	—	—	0,05	1,5	50,0
»	P-6	2578	P ₁	0,8479	3,8	Отсутствуют	0,44	—	0,11	1,0	55,0
Лиманская	ГП-1	2085—2100	P	0,7690	1,05	Отсутствуют	0,06	0,19	—	Отсутствует	—
Южно-Невельская (Западный Сахалин)	П-6	2598—2624	P	0,8371	—	—	—	—	0,16	—	—

* Определено при 70°C, пересчитано к 20°C; ** определено при 50°C.

ся практически беспарафинистыми (нефть из шурфа Битумной, естественный выход р. Третьей). Максимальным содержанием парафина (7,2%) на Камчатке характеризуется нефть Богачевской площади на скв. P-6. Отличительной чертой нефтей Камчатки является широкий диапазон вариаций физико-химических параметров как в целом для региона, так и в пределах отдельных площадей. Подробная характеристика всех изученных нефтей и углеводородных конденсатов Камчатки приведена в [2]. В данном случае для сравнения с нефтями и конденсатом Чукотки использованы наиболее детально исследованные нефти Богачевской и конденсат Лиманской площадей.

Углеводородный состав нефтей и конденсата Чукотки характеризуется значительным содержанием ароматических углеводородов (УВ) как в бензиновых, НК-200°C, так и в дистиллятных НК-350°C фракциях (табл. 2). Максимальным содержанием ароматических УВ (28,4%) и нафтеновых структур (43,7%) характеризуется нефть Угловой площади. Нефть и конденсат Изменной площади содержат от 40,1 до 47,7% нафтеновых структур в бензиновых фракциях НК-200°C, нефти Верхне-Эчинской площади — от 28,3 до 32,2%. Доля нафтеновых УВ в дистиллятной части НК-350°C значительно ниже в нефтях как Верхне-Эчинской, так и Изменной площадей, что указывает

на преобладание парафиновых УВ в более высококипящих фракциях.

Аналогичную тенденцию в распределении основных классов УВ можно отметить и для нефтей Камчатки. Так, углеводородный состав конденсата Лиманской площади как для бензиновых фракций, так и для НК-300°C практически идентичен легким нефтям Верхне-Эчинской площади. Близким углеводородным составом характеризуется нефть Богачевской (скв. P-6) и Изменной площадей, а содержание ароматических и нафтеновых УВ в нефтях Богачевской (скв. P-2) и Угловой площадей практически одинаково.

Черты сходства можно отметить и в индивидуальном составе легких бензиновых фракций нефтей и конденсатов данных регионов. Общим характерным признаком для исследованных нефтей и конденсатов является высокая концентрация нафтеновых УВ с преобладанием циклогексановых структур над циклопентановыми (табл. 3), причем наблюдается высокая концентрация метилциклогексана, доля которого достигает 42—61% на сумму изомеров циклогексановых УВ (табл. 4). Доля метилциклопентана составляет от 3 до 34% на сумму циклопентановых УВ. Отмечается низкое содержание циклопентана в составе легких углеводородов — менее 7% на сумму циклопентановых структур.

Углеводородный состав нефтей и конденсатов Чукотки и Камчатки

Нефтеносная площадь	Скважина	Глубина, м	Выход на нефть, %		Содержание углеводородов, %					
			НК-200°C	НК-350°C	НК-200°C			НК-350°C		
					Ароматические	Нафтеновые	Метановые	Ароматические	Нафтеновые	Метановые
Верхне-Эчинская	13	1443—1486	38,4	74,1	14,2	28,3	57,5	16,2	15,8	68,0
То же	13	1522—1528	32,2	72,3	15,7	32,2	52,1	16,8	15,2	68,0
Угловая	37	1636—1658	49,8	89,5	19,6	54,8	25,6	28,4	43,7	27,9
Изменная	10	2034—2085	60,1	90,2	17,6	40,1	42,3	21,5	28,4	50,1
То же	11	2835—2844	75,4	—	19,3	47,7	33,0	—	—	—
Богачевская	Естественный выход, 1974 г.		28,8	88,2*	21,9	43,4	34,7	27,2	42,5	30,3
То же	K-37	Искусственная пробка на 10,6 м, 1974 г.	40,0	81,0*	8,2	22,8	69,0	9,3	23,2	67,5
»	K-37	490	35,8	80,1	2,8	45,6	51,6	6,3	46,2	47,5
»	P-2	1255—1419	20,0	85,9	33,0	61,0	6,0	30,5	57,4	12,1
»	P-6	2578	29,5	77,2	20,5	24,8	54,7	24,1	26,7	49,2
Лиманская	ГП-1	2085—2100	71,2	98,7*	17,0	22,9	60,1	15,9	21,4	62,7

* Групповой состав НК-300°C.

Индивидуальный состав легких бензиновых фракций нефтей Верхне-Эчинской, Изменной и конденсата Лиманской площадей характеризуется сравнительно высоким содержанием ароматических УВ — от 5,81 до 12,50%, причем для нефтей Верхне-Эчинской и Изменной площадей наблюдается обогащенность ароматическими углеводородами флюидов из более глубокозалегающих горизонтов практически в 1,5 раза (Верхне-Эчинская: из интервала 1443—1486 м — 5,95%, из интервала 1522—1528 м — 9,15%; Изменная: соответственно 2034—2085 м — 5,81%, 2835—2844 м — 9,74%). Такое концентрационное распределение легких ароматических УВ в залежах является наглядным показателем их перераспределения при перетоках из более нижних в верхние горизонты. По данным [4], вертикальные межпластовые перетоки газоконденсатных систем приводят к обогащению верхних залежей алканами и сокращению в них доли аренов по сравнению с залежами в нижних, глубокозалегающих горизонтах.

Углеводородный состав легких бензиновых фракций нефтей Богачевской площади характеризуется низкими концентрациями (следы) ароматических УВ, то же относится к Угловой площади (1,62%) по сравнению с нефтями Верхне-Эчинской площади. Распределение н-, изо-алканов, циклопентановых и циклогексановых УВ в индивидуальном составе легких бензиновых фракций нефти Угловой площади аналогично таковому для нефти Богачевской площади из скв. 37.

Общим признаком для флюидов рассматриваемых регионов является значительная степень их дегазации, что наиболее отчетливо

проявляется на составе низкокипящих УВ. Все исследованные нефти и конденсаты характеризуются относительно низкими концентрациями наиболее низкокипящих УВ пентано-гексановой фракции и в значительной мере обогащены гептано-октановой фракцией.

Перераспределение в составе легких УВ отчетливо видно на примере флюидов Изменной площади. Так, величины отношения изогексанов к н-гексану и изогептанов к н-гептану для флюида из интервала 2835—2844 м значительно ниже, чем из интервала 2034—2085 м. Отношение изогексанов к нафтеновым углеводородам фракции C₆ составляет 0,22, изогептанов к нафтеновым углеводородам фракции C₇ — 0,16 для флюида из нижнего интервала и соответственно 0,35 и 0,42 из верхнего. Среди ароматических УВ наблюдается увеличение доли толуола для флюида из нижнего и бензола из верхнего горизонтов. Такое распределение легких УВ на Изменной площади, возможно, обусловлено расположением скв. 11 (интервал 2835—2844 м) в зоне тектонического нарушения.

Тенденция изменения рассматриваемых параметров в составе легких УВ в нефтях Верхне-Эчинской площади, по-видимому, осложнена последующей интенсивной миграцией флюидов в верхние горизонты. Нами рассмотрены только флюиды из нижнего и среднего интервалов. Известно, что на Верхне-Эчинской площади из скв. 16 получен приток легкой нефти из интервала 1211—1225 м с плотностью 0,810 г/см³ [1].

Нефти Богачевской и конденсат Лиманской площадей характеризуются низким содержанием пентано-гексановой фракции. Все исследованные флюиды характеризуются также низ-

Групповой углеводородный состав и некоторые параметры индивидуального

Регион	Нефтеносная площадь	Интервал перфорации, м	Скважина	Выход фракции НК-125°, % на нефть	Содержание УВ, % вес.						
					Метановые			Нафтеновые			Ароматические
					Н	Изо	Сумма	ЦГ	ЦП	Сумма	
Чукотка	Верхне-Эчинская	1443—1486	13	13,3	20,79	27,65	48,44	29,51	16,10	45,61	5,95
	То же	1522—1528	13	19,8	21,95	22,62	44,57	30,67	15,61	46,28	9,15
	Угловая	1636—1658	37	26,6	10,83	25,40	36,23	38,29	23,86	62,25	1,62
	Изменная	2034—2085	10	23,0	16,80	24,79	41,59	31,58	21,02	52,60	5,81
	То же	2835—2844	41	38,7	14,69	16,11	30,80	37,78	21,86	59,64	9,74
Камчатка	Богачевская	Естественный выход		0,5	6,51	22,05	28,56	55,85	15,59	71,44	Следы
	То же	Пробка на уровне 10,6 м									
	Лпманская	2085—2100	ГП-1	30,5	10,95	25,72	36,67	36,80	26,53	63,33	»
					21,59	17,94	39,53	38,38	9,29	47,67	12,80

* Коэффициенты метаморфизма В. К. Шиманского.

кими концентрациями бензола (см. табл. 3). Возможность потери легких УВ нефтями Богачевской площади predetermined условиями их залегания (см. табл. 1). Конденсат Лиманской площади характеризуется высокой температурой начала кипения (87°C), низким выходом фракций (87—95°C — 2,9%, 95—122°C — 13,6%), что указывает на потерю наиболее легкокипящих и относительное обогащение более высококипящими углеводородами. Данные по фракционному составу конденсата Лиманской площади также хорошо согласуются с геологическими условиями залегания (скв. ГП-1 Лиманская находится в зоне тектонического нарушения).

Характер распределения нормальных и изопреноидных алканов изучен в нефтях и конденсатах данных регионов методом газожидкостной хроматографии. Анализ проводился на приборе «Хром-5» в режиме линейного программирования температуры от 40 до 320°C (скорость подъема температуры 4°/мин, колонки пасадоочные 3,6 м × 3 мм, фаза СКТФТ-50X, инертный носитель «Цветохром»).

Нормальные алканы в нефтях и конденсате Чукотки представлены гомологами C₅—C₂₈₋₃₂. Диапазон распределения n-алканов в нефтях и конденсате Камчатки несколько уже и представлен рядом C₅—C₂₀₋₂₅ (табл. 5).

Все исследованные флюиды характеризуются преобладанием пристана над фитаном. Отношение пристан/фитан для большинства флюидов Камчатки изменяется в пределах 2,05—3,10. Для нефтей и конденсата Чукотки данное отношение значительно выше. Так, нефти из олигоцен-миоценовых отложений южной прибрежной части Анадырской впадины на Верхне-Эчинской и Изменной площадях характеризуются величинами отношения пристан/фитан от 6,17 до 12,67, а из миоценовых отложений

северо-восточной части Хатырской впадины на Угловой площади — 7,75.

Согласно нашим представлениям, широкий диапазон вариаций значений отношения пристан/фитан вызван вторичными процессами переформирования (формирования) залежей флюидов в газовой фазе*. Внедрение газов из высокотемпературных зон генерации газа в нефтяные залежи или прохождение газового потока через нефтематеринские породы приводят к различной степени промытости пород и залежей нефтей газами, которая выражается в специфическом перераспределении внутри основных классов углеводородов. В результате воздействия газового потока происходит образование конденсатов, нефтей конденсатного облика и остаточных нефтей, характеризующихся широким диапазоном значений отношения пристан/фитан, причем для конденсатов и нефтей конденсатного облика наблюдается тенденция к увеличению этого отношения, для остаточных нефтей — к уменьшению.

Авторы на основании изучения обширного материала по природным нефтям и конденсатам предполагают, что данная тенденция обусловлена тем, что в интервале между температурами кипения пристана (299°C) и фитана (316°C) проходит условная граница перехода компонентов в газовый раствор. Показательно, что во фракционном составе основной массы природных конденсатов свыше 90% составляют углеводороды, выкипающие до 300°C.

Возможность изменения отношения пристан/фитан в нефтях и ОВ пород под воздействием газового потока была доказана одним

* Величины отношения пристан/фитан в нефтях, согласно современным воззрениям, зависят прежде всего от фациально-генетического вещества и степени его диагенетической переработки (прим. ред.).

углеводородного состава бензиновых фракций нефтей Чукотки и Камчатки

Соотношения УВ															
Изо Н	ЦП ЦГ	Метановые Нафтеновые	Ароматиче- ские Метановые	H-C ₆ H-C ₇	H-C ₇ H-C ₈	i-C ₈ H-C ₈	i-C ₇ H-C ₇	i-C ₈ H-C ₈	i-C ₈ N/C ₈	i-C ₇ N/C ₇	ΣC ₅ -C ₆ ΣC ₇ -C ₈	МЦП ЦГ	C ₆ H ₆ C ₇ H ₈	K _{MC₆} *	K _{MC₇} *
1,33	0,55	1,06	0,12	0,65	4,87	1,09	0,81	4,36	0,56	0,29	0,37	0,66	0,29	0,33	0,28
1,03	0,51	0,96	0,21	0,99	1,30	1,45	0,92	1,18	0,89	0,27	0,19	0,78	0,43	0,32	0,23
2,38	0,63	0,58	0,04	1,63	3,23	2,27	2,50	4,32	0,43	0,25	0,28	0,63	1,02	0,15	0,08
1,47	0,67	0,79	0,14	0,99	1,86	1,23	1,67	1,66	0,35	0,42	0,20	0,53	0,40	0,21	0,18
1,10	0,58	0,52	0,32	0,32	1,52	1,09	0,75	1,39	0,22	0,16	0,07	0,45	0,12	0,16	0,18
2,94	0,28	0,40	0,001	0,11	0,32	0,53	1,52	4,02	0,04	0,07	0,03	0,29	0,01	0,06	0,04
2,33	0,72	0,55	0,001	0,29	0,82	2,52	1,31	3,22	0,64	0,29	0,10	0,70	0,01	0,16	0,13
0,83	0,24	0,83	0,32	0,30	0,49	0,75	0,66	1,09	0,14	0,15	0,18	0,39	0,13	0,17	0,23

Таблица 4

Относительное распределение пяти-и шестичленных нафтенов в нефтях и конденсатах

Регион	Нефтеносная площадь	Скважина	Интервал перфорации, м	Циклопентаны, % на сумму изомеров								Циклогексаны, % на сумму изомеров			
				ЦП	МЦП	ЭЦП	ДМЦП	МЭЦП	три-МЦП	тетра-МЦП	Всего	ЦГ	МЦГ	ДМЦГ	Всего
Чукотка	Верхне-Эчинская	13	1443—1486	6	27	6	32	17	12	Следы	100	19	50	31	100
	То же	13	1522—1528	4	25	7	37	11	16	»	100	20	48	32	100
	Угловая	37	1636—1658	7	34	4	30	16	9	»	100	34	50	16	100
	Изменная	10	2034—2085	2	31	5	35	8	9	»	100	40	42	18	100
»	»	11	2835—2844	5	15	6	35	11	28	»	100	20	58	22	100
Камчатка	Богачевская	К-37	Естественный выход	0	3	9	27	21	38	2	100	4	61	35	100
	»		Пробка на уровне 10,6 м	1	6	9	23	13	44	4	100	9	48	43	100
	Ливманская		ГП-1	2085—2100	2	29	7	33	18	9	2	100	19	50	31

Таблица 5

Некоторые соотношения в составе n-алканов и изопреноидных углеводородов

Регион	Нефтеносная площадь	Скважина	Глубина, м	Диапазон распределения n-алканов	Пристан Фитан	Пристан H-C ₁₇	Фитан H-C ₁₈	H-C ₁₇ H-C ₁₈
Чукотка	Верхне-Эчинская	13	1443—1486	C ₅ -C ₃₂	9,27	1,07	0,11	0,95
	То же	13	1522—1528	C ₅ -C ₃₂	12,67	0,99	0,09	1,20
	Угловая	37	1636—1658	C ₅ -C ₃₀	7,75	0,93	0,20	1,63
	Изменная	10	2034—2085	C ₅ -C ₃₀	6,17	1,37	0,30	1,35
	»	»	11	2835—2844	C ₅ -C ₂₈₋₃₀	9,25	1,35	0,22
Камчатка	Богачевская	К-37	Естественный выход	C ₅ -C ₂₀	3,10	0,81	0,31	1,42
	»		Пробка на уровне 10,6 м	C ₅ -C ₂₅	1,08	0,63	0,69	1,16
	»		Р-2	1255—1265	C ₅ -C ₂₅	2,29	0,59	0,34
Сахалин	Ливманская	ГП-1	2085—2100	C ₅ -C ₂₁	2,05	0,55	0,43	2,13
Южно-Невельская	6-П	2598—2624	C ₅ -C ₃₂	11,00	2,01	0,16	0,86	

из авторов данной работы (Н. Н. Гурко) по результатам лабораторного моделирования рассматриваемого процесса.

Интересно отметить, что газ и высокопарафинистая нефть с высоким отношением пристан/фитан (11,0) получены на Южно-Невельском месторождении Западного Сахалина из палеогеновых отложений нижнедудьской свиты Ясноморского прогиба. Отложения Ясноморского прогиба подвергались воздействию температур более 260°C и давлению свыше 100 МПа [3]. Данный факт свидетельствует о высокой степени преобразованности органического вещества палеогеновых отложений Западного Сахалина.

Однотипность флюидов, полученных на Верхне-Эчинской площади Анадырской впадины и Южно-Невельской площади Западного Сахалина, позволяет предполагать аналогию геологических условий их образования и формирования.

Высокие значения отношения пристан/фитан отмечены в Лено-Вилюйском, Лено-Тунгусском,

Тимано-Печорском, Западно-Сибирском нефтегазоносных бассейнах СССР, а также в нефтегазоносных бассейнах Гипсленд и Купер Австралии. Отношение пристан/фитан в нефтях из верхнемеловых и эоценовых отложений бассейна Гипсленд составляет 7,3—12,0, а из пермских отложений бассейна Купер — 4,0—10,0 [5]. Эти бассейны характеризуются промышленной газо- и нефтеконденсатоносностью. Так, в бассейне Купер, где основным флюидом является газоконденсат, в пермских отложениях отмечены угленосные пласты на коксовой стадии катагенеза.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Отмечено наличие элементов сходства и общей тенденции изменения углеводородного состава флюидов Камчатки и Чукотки.

2. Высокие значения отношения пристан/фитан во флюидах можно рассматривать как геохимический показатель широкого развития процессов газообразования в регионах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапатов Д. И., Иванов В. В. и др. Новые данные о нефтегазоносности Южной Чукотки.— Геол. и геофиз., 1983, № 10.
2. Кудрявцева Е. И., Андреева З. А. и др. Нефти Камчатки и их геохимическая характеристика.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Камчатки. JL: ВНИГРИ, 1980.
3. Севостьянов К. М., Шлейфер В. М. О вертикальной зональности нефтегазообразования в нефтегазонос-

ных бассейнах Дальнего Востока.— Геол. нефти и газа, 1980, № 1.

4. Чахмачев В. А. Геохимия процесса миграции углеводородных систем.— М.: Недра, 1983.

5. Powell T. G., McKirdy D. M. Relationship between ratio of pristane to phytane, crude oil composition and geological environment in Australia.— Nature, 1973, v. 243, N 14.

ВНИГРИ
Ленинград

Поступила в редакцию
4 июня 1984 г.

УДК 548.735 : 549.0

В. А. Заболотный, В. Г. Липатов, Ю. П. Швалова

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ В СМЕСИ ПО ПОРОШКОВЫМ РЕНТГЕНОВСКИМ ДАННЫМ

(на примере пород офиолитовых ассоциаций Дальнего Востока)

Для анализа минерального состава пород и шлихов разработаны алгоритм и программа предварительной идентификации минералов в смеси по порошковым рентгеновским данным. Программа написана для ЕС

Анализ минерального состава пород и шлихов для установления парагенетических ассоциаций и распределения минеральных компонентов на площади имеет важное значение для разных отраслей геологической науки и практики. Один из возможных путей повышения

ЭВМ на языке Фортран-4. Используется каталог эталонных спектров на магнитной ленте, содержащей около двух тысяч минералов. Работа системы проверена на породах офиолитов Дальнего Востока.

эффективности данного вида работ — в применении экспрессного метода диагностики с использованием ЭВМ. С этой целью нами создана минералогическая информационно-поисковая система для идентификации минералов в сложных смесях по порошковым рентгеновским данным.

Рентгенограмма смеси нескольких фаз является результатом наложения рентгенограмм каждой из них. Поэтому рентгенографическое определение фаз сводится к сопоставлению данных эксперимента (межплоскостных расстояний d и интенсивностей I) с теми же данными, взятыми из справочника, например [9]. Однако полные рентгенограммы минералов, входящих в состав смеси, содержат отражения с малыми интенсивностями, которые могут быть не обнаружены в эксперименте. С целью повышения надежности идентификации ее проводят в два этапа [1]: а) отбор ряда фаз на основе сравнения полного спектра образца с несколькими наиболее выраженными линиями каждого эталонного спектра минерала, б) сопоставление с исследуемым спектром образца всех линий спектров ранее отобранных эталонов, и расчет критериев достоверности идентификации. Возникающая при этом необходимость обработки большого объема числовых данных как на первом, так и на втором этапах требует применения ЭВМ.

К настоящему времени разработаны достаточно совершенные программы качественного фазового анализа [2]. Но используемые в них каталоги, как правило, содержат небольшое количество эталонов (200—500). Эти каталоги ориентированы на решение определенного типа задач [5]. В то же время для предварительной фазовой минералогической оценки самых различных геологических объектов требуется каталог большой мощности, охватывающий практически все выделяемые классы природных соединений. Такие каталоги на базе вычислительных центров создаются [10], но доступ к ним пока затруднен. Важным условием широкого использования рентгенофазового анализа является простота эксплуатации подобных информационно-поисковых систем: минимальное количество вводимой информации, простота ее ввода, возможность использования широкодоступных ЭВМ.

Разработанная простая поисковая система предназначена для выполнения первого этапа фазового анализа по шести наиболее выраженным рефлексам рентгенограмм эталонов. Каталог содержит около 2000 эталонов и размещен на магнитной ленте. В состав каталога вошли эталонные спектры минералов, взятые из различных справочников. Основную массу составляют эталоны из работы [8], исправленные и дополненные данными из работ [3, 4, 6, 7, 9]. Программа (КЕУ) написана на языке Фортран-4 и ориентирована на ЕС ЭВМ. Специальное внимание уделено удобству эксплуатации программы. КЕУ использует специаль-

но разработанную подпрограмму (DECIP1), предназначенную для бесформатного ввода цифровой информации. Объем памяти, необходимый для работы КЕУ, составляет 120 Кбайт, что делает возможным ее использование практически на любой машине ЕС.

После ввода данных (списка d и I , средней точности d , длины волны, списка названий минералов, являющихся началом и концом поиска) рассчитывается оценка R для каждого эталона:

$$R = \left[\sum_{i=1}^N \frac{|\Delta d_i|}{d_i} \right] \cdot \frac{100}{N} \text{ при условии}$$

$$100 \cdot \frac{|\Delta d_i|}{d_i} < \varepsilon, \text{ где } \varepsilon \text{ — заданная точность иден-}$$

тификации в %, Δd_i — отклонение наиболее близкой экспериментальной линии от эталонной (d_i), N — количество линий эталона, найденных в пределах съемки. Если полученная оценка лучше заданной точки ε , то наименование эталона с соответствующим R сохраняется. Исчерпав список минералов, указанных границами названий, программа упорядочивает отобранные эталоны по R и печатает их в виде таблицы. Учет вклада интенсивностей рефлексов определенной фазы в общую интенсивность линий спектра производится следующим образом: суммарная интенсивность исследуемого спектра принимается за единицу, а сумма интенсивностей обнаруженных линий отдельной фазы по эталону рассчитывается, как доля от единицы. Такая оценка дифрактограммы позволяет качественно оценить долю присутствия в смеси той или иной фазы.

Данные для каждого эталона в каталоге представлены в виде трех записей: а) названия минерала и, если данные взяты не из [8], то ссылки на литературный источник, б) ключа (шесть наиболее сильных отражений спектра эталона), в) пустой записи, предназначенной для заполнения дополнительными данными о минерале в процессе совершенствования каталога и программы КЕУ (например, параметры ячейки, симметрия, химический состав).

Результирующая печать программы КЕУ содержит список неидентифицированных линий. Этот список позволяет контролировать полноту охвата экспериментальной рентгенограммы отобранным набором минералов. Кроме программы КЕУ, поисковая система содержит программу корректировки и дозаписи каталога эталонов.

Работа системы проверена на искусственных смесях минералов и породах. Результаты хорошо согласуются с данными других методов анализа фазового состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурова Е. М., Зубенко В. В. и др. К вопросу об автоматизации качественного фазового анализа.— В кн.: VII Всесоюзное совещание по рентгенографии минерального сырья. Тез. докл. Ч. 2. Львов: Изд-во АН СССР, 1977.
2. Бурова Е. М., Жидков Н. П. и др. Архитектура и наполнение системы программ «Фазан-78».— В кн.: Математические вопросы структурного анализа и алгоритмы машинных экспериментов в органической химии. М.: Изд-во МГУ, 1979.
3. Васильев Е. К., Васильева Н. П. Рентгенографический определитель карбонатов.— Новосибирск: Наука, 1979.
4. Горбунов Н. И., Цюрупа И. Г., Шурыгина Е. А. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах.— М.: Изд-во АН СССР, 1952.
5. Медведева Э. М., Патомовский Я. А. и др. Использование малой ЭВМ «Наири-2» при рентгеноструктурных исследованиях минералов.— В кн.: VII Всесоюзное совещание по рентгенографии минерального сырья. Тез. докл. Ч. 2. Львов: Изд-во АН СССР, 1977.
6. Рентгенография основных типов породообразующих минералов/Под ред. В. А. Франк-Каменецкого.— Л.: Недра, 1983.
7. Руководство по рентгеновскому исследованию минералов/Под ред. В. А. Франк-Каменецкого.— Л.: Недра, 1975.
8. Фекличев В. Г. Диагностические спектры минералов.— М.: Недра, 1977.
9. ASTM. Diffraction Data Card (X-ray Powder Data File).— American Society Testing Materials. Philadelphia, 1946—1969.
10. Bergerhoff G., Hundt R. et al. The inorganic crystal structure data base.— J. Chem. Inf. and Comput. Sci., 1983, v. 23, N 2.

ИТГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
12 декабря 1984 г.

ХРОНИКА

ИССЛЕДОВАНИЯ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

В декабре 1983 г. в Аргентине в провинциях Мендоза и Неукен состоялось Совещание по изучению отложений юрской системы, распространенных по побережьям Тихого океана (проект ЮНЕСКО № 171). Материалы совещания опубликованы в специальном сборнике «Circum — Pacific Jurassic Research Group», Report N 2, January, 1984, Hamilton, Ontario. В нем приводятся научные сообщения и информация по геодинамике, физической хронологии, седиментационным бассейнам, микрофлоре, микрофауне, беспозвоночным, позвоночным, хроностратиграфии и стандартным зонам, биогеографии и морским связям. Эти данные заслуживают внимания, так как в них дается самая последняя информация о начатых и законченных, но еще не опубликованных работах.

Геодинамика. Т. Сато (Япония) отмечает, что находки юрской фауны в отложениях, которые до самого последнего времени считались палеозойскими и триасовыми, вынуждают пересмотреть мезозойскую тектонику Японии. Обнаружены тетические оксфордские аммониты в триасовых отложениях группы Куга, а также в группе Ториносу в юго-западной части Японии. Бореальные аммониты келловее встречены в олистостромовых образованиях в поясе Сангин — Ятагухи. Эти данные особенно важны для реконструкции палеогеографической ситуации юрского периода. Одной из альтернативных гипотез может быть предложена трактовка геологии Японских островов с позиций аллохтонного происхождения структурных поясов. Ш. Мизутани (Япония) сообщает о новых данных, полученных при геологическом картировании центральной части Японии, результатах изучения радиолярий и разработки биостратиграфических схем с широким применением данных палеомагнетизма (тектоностратиграфия).

Геохронология. Ш. Мизутана и К. Ицкана (Япония) приводят новые данные, полученные при изучении изотопного состава валовых проб, взятых из кремнистых пород заведомо юрского возраста. Породы с байосским комплексом радиолярий с помощью рубидий-стронциевого метода были датированы возрастом $179 \pm 5,7$, а при помощи калий-аргонового метода — $151-152$ млн. лет. Возраст кремнистых сланцев с титонскими радиоляриями по рубидий-стронциевому методу соответствует 128 ± 3 , а по калий-аргоновому — 129 млн. лет. Т. П. Поултон (Канада) рассматривает юрские эвстатические колебания уровня моря на территории Западной Канады для области, где отсутствуют тектонические покровы (автохтон). Приводится таблица трансгрессий и регрессий для Виллистонского бассейна, юго-запада Альберты и северо-востока Колумбии (Британской), севера Юкона, Аргентических островов. Наибольшие трансгрессии, являющиеся своеобразными хронологическими реперами, были в синембуре, тоаре, бате, келловее, в позднем оксфорде или киммеридже. Д. Г. Одж (США) предлагает магнитостратиграфическую шкалу юры, основанную на работах, проводимых в Европе и Америке в последние два

года. Сообщается, что в ближайшее время будут получены данные, которые позволят составить шкалу для всей юрской системы.

Седиментационные бассейны. В этом разделе Т. П. Поултон (Канада) рассматривает автохтонные юрские отложения Западной Канады и Северной Аляски. Выделяются Северо-Западная платформа, миогеосинклиналь, впадина (трог) Альберты и Виллистонский бассейн, которые кратко охарактеризованы. Приводятся две тектонические схемы — одна для нижней и средней, другая для верхней юры. Схемы сопровождаются довольно детальными литологическими разрезами. Ж. Виенте (Франция) сделал анализ седиментационных бассейнов Южной Америки. На основании рассмотрения основных тенденций в изменении палеогеографических условий он выделяет передовые бассейны, переходную зону, вулканическую дугу, впадину с внешней стороны дуги, пролив. В. Волькхеймер и У. Розенфельд занимались исследованиями в Аргентине и детально рассмотрели литологический состав отложений, вулканизм, морские трансгрессии и регрессии, а также тектонические позиции седиментационных бассейнов территории страны. Большое внимание континентальным отложениям Уругвая уделит П. Спрехман (Коста Рика), который в работе «Бассейны юры и мела Уругвая» (на испанском языке) проанализировал геологию, палеонтологию, стратиграфию и тектоническое развитие этой части Анд. Т. Сато (Япония) в пределах Японии выделяет следующие бассейны: 1) континентальные, 2) постоороженные, морские и неморские, 3) неритовые открытого моря и континентального шельфа, 4) «геосинклинальные» трогги. Расположение названных бассейнов и основных тектонических единиц дается на отдельной схеме. Сообщается, что начались работы по изучению юры Таиланда в его северо-западной части. Разрез юры мощностью более 1500 м сложен известняками, известковистыми глинистыми и кремнистыми породами. Обнаружены аммониты, бивальвии, кораллы нижней, средней и верхней юры. Х. Фрутос (Чили) рассмотрел тектоническое развитие и металлогению Анд в мезозое и кайнозое. Он выделяет зону субдукции, вулканическую дугу и передовый бассейн. В течение юры и раннего мела на месте Центральных Анд располагалась эвгеосинклиналь (островная дуга) с преобладанием в ней граувакк и вулканитов. По направлению к форланду эти отложения сменяются миогеосинклинальными морскими платформенными фациями. Процессы складкообразования происходили в киммеридже (араукапская фаза) и в раннем мелу (субгерцинская фаза). К морским платформенным фациям приурочены стратиформные рудные тела, содержащие цинк, свинец, серебро и барий, а к верхнетретичным отложениям — медно-порфиновые.

Микрофлора. Р. А. Фенсоне (Канада) рассматривает распространение в юрских толщах микроспор, по которым выделяет зоны в интервале от верхней

Абсолютный возраст юрских отложений

Век	Длительность, млн. лет	
	определенная различными методами	предлагаемая Г. Вестерманном
Геттангский	5	3
Синемюрский	13	7,5 (3,5 ранний, 4,2* поздний)
Пливсбахский	12	6,5 (4,5 ранний, 2,5 поздний)
Тоарский	12,5	7,5 (3,9 ранний, 3,5 поздний)
Ааленский	7	4
Байосский	14,5 для бореальной, 10,5 для тетической областей	7 (3,8 ранний, 3,2 поздний)
Батский	8 для бореальной области; 6 для бореальной, 9,5 для суббореальной провинций; 7,5 для тетической области	4,5 (1,3 ранний, 1,3 средний, 2 поздний); келловейский век: 11 для бореальной, 9,5 для тетической области
Оксфордский	11 для бореальной, 10 для тетической областей	6 (2,1 ранний, 2 средний, 2 поздний)
Киммериджский	8 для бореальной, 6,5 для тетической областей	4,5

* Суммарная продолжительность подвеков не совпадает с длительностью века.

юры (оксфорда) до нижнего мела (готерива), сопроводив свое сообщение схемой распространения континентальных и морских фаций в Северной Америке. В. Саргент (Канада) сообщает об исследованиях микрофлоры в Китайской Народной Республике, в Австралии, а Антарктике и на юге Аргентины.

Микрофауна. По сообщению Е. Пассаньо (США), в Северной Америке и Мексике ведутся интенсивные исследования по выработке биостратиграфической шкалы по радиоляриям и отчасти по кальционеллам. В нижней юре выделено шесть зон, а в средней — восемь. В Южной Америке Е. Мусасчио (Аргентина) провел изучение келловейских фораминифер и остракод. Аналогичные исследования осуществляются и на Антарктическом п-ове. К. Ичакава и М. Мизутани (Япония) сообщают об интересных работах по биостратиграфии радиолярий на Японских островах. Эти работы представляют значительный интерес и для специалистов нашей страны, изучающих геологию Дальнего Востока и особенно Сихотэ-Алиня, где встречаются аналогичные ассоциации радиолярий и широко развиты кремнистые толщи.

Беспозвоночные. В Северной Америке Д. Тайлор (США) работает над выделением палеоассоциаций макрофауны, тесно связанных с палеосредой их обитания. Им выделено четыре ассоциации. Работы по изучению фауны юры проводятся в Мексике и Южной Америке. Г. Вестерманн (Канада) в работе «Эволюция среднеюрских аммонитов в Андской провинции» детально анализирует северную, центральную и южную части этой провинции, выделяя космополитные, тетические, восточно-тихоокеанские и эндемичные роды. Рассматривается филлогения аммонитов, начиная с тоарского века. В Аргентине С. Е. Дамборенеа провела детальное изучение раннеюрских бивалвий, установив 30 родов и подродов, а также палеогеографические связи между восточной частью Тихого океана и Западным Тетисом, отмечая наличие эндемичных родов в Тихом океане. М. Мансенидо (Аргентина) сообщает об изучении брахиопод ранней юры в Аргентине, на Тиморе, Сареме и Индонезии. Автор приходит к выводу, что брахиоподы, обитавшие в Индонезии, были более тесно связаны с европейским средиземноморьем, чем с Андами (восточная часть Тихого океана). В Индонезии Г. Вестерманн и Дж. Калломон (Англия) изучают среднеюрские (келловейские) аммониты, собранные на о. Сула. Юрские аммониты и белемниты исследуются и в Новой Зеландии. На территории Китая байосские аммониты, доставленные из Тибета, изучали Ванг (КНР) и Г. Вестерманн, ими же составлена палеогеографическая схема юрского периода Тибета и прилегающих районов. Заслуживает внимания заметка Суна (КНР) и Мансенидо (Аргентина) о верхнеюрских брахиоподах из северо-восточной части Китая, так как этот район находится на простирании структур Нижне-Бикийской зоны Западного Сихотэ-Алиня. Здесь из отложений, относящихся к свите юншань и состоящих из песчаников, алевролитов, глинистых пород, туфогенных песчаников и нескольких пластов угля, были собраны остатки морских животных и отпечатки растений. Брахиоподы обнаружены в глинистых породах, приуроченных к средней части свиты, и представлены двумя родами — *Thurmannella* и *Belbekella* и четырьмя новыми видами. Совместно с ними *Palaonucula makitoensis*, *Cucullaea (Idonearca) ex gr. aalensis*, *Camptonectes sp.*, *Buchia cf. blanfordiana*, *B. cf. spitiensis*, *Corbicellopsis cf. ovalis*, *Scabriculocypis sp.*, *Serpeidea sp.* и др. Эти отложения сопоставляются с серией Ториносу Японии, а в фауне явно преобладают южные, тетические элементы. Судя по *Buchia*, в этом районе распространены образования, которые можно сопоставлять с волжским ярусом, а отложения с бухиями широко распространены и в Южном Приморье и вблизи Охотского моря,

что свидетельствует о распространении в это время морского бассейна не только в пределах современной территории Дальнего Востока, но и прилегающих районов Китая.

Позвоночные. В Чили и Патагонии были найдены остатки крупных юрских рептилий и рыб. Юрские млекопитающие и динозавры обнаружены в Северной Америке. Сообщается о распространении остатков рыб в Западном полушарии. Результаты этих исследований сконцентрированы в специальном выпуске № 4, в котором помещены следующие работы: Е. Кольберт «Юрские динозавры Северной Америки», В. Клеменс «Юрские млекопитающиеся Северной Америки», Ц. Гаспарини «Морские рептилии Северной Америки».

Хроностратиграфия и стандартные зоны. Г. Вестерманн (Канада) критически рассмотрел результаты определений абсолютного возраста юрских отложений, полученные в разных лабораториях и различными методами. Он отмечает, что нет единого мнения о продолжительности этого периода, окончание которого датируется цифрами от 130 до 144, начало — от 204 до 213 млн. лет. Продолжительность периода оценивается временем от 64 до 74 млн. лет. Г. Вестерманн предлагает принять достоверной первую цифру и считает необходимым внести изменения в длительность каждого века (табл. 1). Особое внимание обращено на последний век юрского периода, который в разных частях планеты называется неодинаково и, возможно, имеет различную продолжительность. Так, Г. Вестер-

Таблица 2

ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ГРАНИЦЫ ЮРЫ И МЕЛА В БОРЕАЛЬНОЙ И ТЕТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИЯМ (по Ю.А. Елцукову)

ЮРСКАЯ СИСТЕМА		БЕРРИАСА		ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА		ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КАНАДЫ		СЕВЕР СИБИРИ СССР		ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ РАВИНЫ					
НИЖНИЙ ТИТОН		ВЕРХНИЙ ТИТОН		КАЛПИНЕЦ-ЛОВАЯ ЗОНА А		КАЛПИНЕЦ-ЛОВАЯ ЗОНА Б		БУХИА УНСЧЕНСИС С.С.		ПРАСКИЕ СЛОИ					
Меловая система		Берриаселлы		Берриаселлы		Берриаселлы		Берриаселлы		Берриаселлы					
<p><i>Berriassetella gallisto</i> <i>Berriassetella picteti</i> <i>Matbosiceras paramimimum</i> <i>Euthymiceras euthymi</i> <i>Dalmasiceras dalmasi</i> <i>Berriassetella privasensis</i> <i>Tirnovella subalpina</i> <i>Pseudosplanites grandis</i>, <i>P. eu-</i> <i>xinus</i>, <i>P. ponticus</i> и др.</p>		<p><i>Berriassetella jacob</i> <i>B. chaperti</i> <i>B. delphinensis</i> <i>B. delphinensis</i> <i>Paraulacaspinites</i> <i>transitorius</i> <i>Paraulacaspinites</i> <i>transitorius</i> <i>Duranites</i> <i>Micracanthoceras</i> <i>mircacantum</i> <i>Micracanthoceras ponti</i></p>		<p><i>Buchia tolmatschovi</i> <i>Surites aff. simplex</i> <i>Tollia (Tollia?) n.sp.</i> <i>Spiticoeras (Megrelliceras) stoneysense</i>, <i>Neocosmoceras</i> sp. indet. <i>Argenticeras cf. nodifidulum faurietta aff. gallica</i> <i>Buchia okensis</i> s.s. <i>Buchia okensis</i> s.s. <i>Buchia unshensis</i> s.s. <i>Parodontoceras reedi</i> <i>Substeuerceras?</i> sp. indet. juv. <i>Buchia fischeriana</i> s.l. <i>B. lahusei</i> <i>B. lahusei</i> var. <i>tenulicollis</i> <i>Buchia puchii</i> s.s. <i>Buchia cf. blanfordiana</i>, <i>B. aff. russiensis</i> <i>Paraberriassetella</i> sp. indet.</p>		<p><i>Buchia terebratuloides</i> s.l. <i>Buchia unshensis</i> s.s. <i>Amмониты</i> не обнаружены <i>Taimyroceras canadensis</i> <i>Subcraspedites cf. sowebyi</i> s. n. sp. aff. <i>praepilicomprius</i> <i>Craspedites</i> n. sp. aff. <i>subditus</i> <i>Buchia fischeriana</i> <i>Dorsoplanites cf. grasilis</i> <i>Buchia russiensis</i> <i>Buchia russiensis</i> var. <i>mitovnikensis</i> <i>Buchia aff. fischeriana</i></p>		<p><i>Chelaites sibiricus</i> <i>Praetollia? maynci</i> <i>Chelaites chetae</i> <i>Taimyroceras taimyrensis</i> <i>Craspedites okensis</i> <i>Lemenea aff. richteri</i> <i>Aulacosphinctes tripartites</i> <i>Epivirgatites vertebilis</i> <i>Taimyrosphinctes excentricus</i></p>		<p><i>Buchia unshensis</i> s.s. <i>Buchia obliqua</i> <i>Buchia russiensis</i> <i>B. taimyrensis</i></p>		<p><i>Tollia meszhnikovi</i> <i>Surites analogus</i> <i>Hecteroeras kochi</i> <i>Chelaites sibiricus</i> <i>Praetollia? maynci</i> <i>Chelaites chetae</i> <i>Taimyroceras taimyrensis</i> <i>Craspedites okensis</i> <i>Lemenea aff. richteri</i> <i>Aulacosphinctes tripartites</i> <i>Epivirgatites vertebilis</i> <i>Taimyrosphinctes excentricus</i></p>		<p><i>Peregrinoceras aff. albidulum</i> <i>Surites tzikwiniacum</i> <i>Euthymiceras transfurcabilis</i> <i>Surites</i> spp. <i>Praetollia</i> sp. <i>Buchia okensis</i> <i>Hecteroeras kochi</i> <i>Hecteroeras kochi</i> <i>Buchia unshensis</i> s.s. <i>B. cf. fischeriana</i> <i>Garriteroceras subcylpiforme</i> <i>G. spp.</i> <i>? Craspedites</i> sp. juv. <i>Buchia fischeriana</i> <i>Rasantes</i> spp. и <i>Euthymiceras? ex. pr. transfurcabilis</i> <i>Craspedites nodiger</i> <i>Craspedites subditus</i> <i>Kachipurites fulgens</i> <i>Epivirgatites nikitini</i> <i>Virgatites virgatus</i></p>	

Граница между юрской и меловой системами в различных

Система	Средиземноморская		Субсредиземноморская		Суббореальная					
	Юг Франции и Юг Испании		Юг Средней Европы, Крым, Кавказ		Русская платформа	Англия, север Средней Европы				
Меловая	Валанжин	Thurmanniceras campylotoxum	Calpionellites T. carpath. (E)	Kalianella roubaudiana		Polyptychites michalskii	Polyptychites sp. div.			
		Th. pertransiens		Thurmanniceras thurmanni		Temnoptychites hoplitooides	Platylenticeras sp. div.			
		Th. otopeta				Pseudogarnieria undulatopectilis	Paratollia, Pseudogarnieria			
	Верхний берриас Рязанский	Fauriella boisseri	Berriasella callisto,	Calpionellopsis loblonga Lorenziella hungarica (D3) simplex (D1)	Rjasanites rjasanensis	Fauriella boissieri	Buchia okensis Buchia uncitoides	Peregrinoceras aff. albidum	Peregrinoceras albidum	
			Tirnovella alpillensis			Surites, Euthymiceras transfigurabilis, Rjasanites rjasanensis		Surites tzikwinianus	Surites stenomohalus	
			Picticeras picteti			Rjasanites rjasanensis		Surites spasskensis	Surites icenii	
			Malbosiceras paramimounum (Euthymiceras)			Tauricoceras crassicoatum		Euthymiceras transfigurabilis	Hectoroceras kochi	
	Нижний берриас Верхневолжский	Tirnovella occitanica	Dalmasiceras dalmasi	Calpionella elliptica (C) alpina (B)	T. occitanica	Dalmasiceras dalmasi	Craspedites nodiger	C. kaschpuricus	Subcraspedites lamplughi	
			Berriasella privasensis			Tirnovella occitanica		C. mosquensis	Sub. preplicomphalus	
			Tirnovella subalpina			Spiticeras spitiense, Buchia volgensis			Sub. sowerbyi	
			Pseudosubplanites grandis			Berriasella latecostata, Pseudosubplanites euxinus		Craspedites subditus	Sub. primitivus	
	Юрская	Верхний титон Средневолжский	Durangites	Crassicollaria intermedia (A)	Paraulacosphinctes transitorius, Micracantoceras micracanthum	Lomonossovella blakei	Epi- virgatites nikitini	Paracrasspedites oppressus		
Micracantoceras micracanthum								Paraulacosph. transitorius	Titanites anguiformis	
Simplisphinctus			Chittonidella					Pseudovirgatites scruposus	Virgatites virgatus rosanovi	G. okensis, Crendontes
									Virgatitus virgatus	Progalbanites albanii
Юрская	Верхний титон Средневолжский	Durangites	Crassicollaria intermedia (A)	Paraulacosphinctes transitorius, Micracantoceras micracanthum	Lomonossovella blakei	Epi- virgatites nikitini	Virgatopavlovia fittoni			
							Simplisphinctus	Chittonidella	Pseudovirgatites scruposus	Zaraiskites scythicus
Юрская	Верхний титон Средневолжский	Durangites	Crassicollaria intermedia (A)	Paraulacosphinctes transitorius, Micracantoceras micracanthum	Lomonossovella blakei	Epi- virgatites nikitini	Pavlovia pavlovi	Pavlovia pallasoides		

биогеографических провинциях, по А. Цейсу (1983 г.)

Бореальная		Тихоокеанская			Провинция
Гренландия, Север Сибири		Канада	Запад США	Центральная и Южная Америка	Ярус, подъярус Система
Polyptychites michalskii	Polyptychites sp. div. Thorsteinssonoceras	Neocraspedites giganteus Buchia keyserlingi	Neocomites wichmanni Acantholissonia gerthi	Thurmanniceras pertransiens	Валаангин
Temnoptychites syzranicus					
Neotollia klimovskiensis	Temnoptychites, Tollia, Buchia pacifica	Kilianella, Tollia, Thurmanniceras, Buchia pacifica			
Surites mezeshnikovi Surites payeri	Surites cf. payeri, Buchia uncitoides	Spiticeras (Negreliceras) stoneyense, Neocosmoceras sp., Buchia uncitoides, Buchia okensis Buchia jasikov	Spiticeras damesi, Cuaniceras transgrediens	Argentiniceras noduliferum, Neocosmoceras egyptium	Берриас
Surites aff. analogus Buchia jasikov					
Pseudocraspedites anglicus Hectoroceras kochi	Pseudocraspedites aff. anglicus, Argentiniceras? aff. bitubercum.				
Chetaites sibiricus, Praetollia maynci	B. okensis Buchia okensis				Меловая
Chetaites chetae Craspedites singulare	Paraetollia antiqua Parodontoceras callistoides Craspedites canadensis, Buchia terebratuloides, B. unshensis	Substeuerocheras, Proniceras, Blanfordiceras, Buchia aff. okensis, B. terebratuloides	Substeuerocheras koeneni (Proniceras, Himalayites, Spiticeras, Parodontoceras, Berriasella, Aulacosphinctes) Calpionella elliptica Calpionella alpina	Calpionella elliptica Calpionella alpina	Верхний титон
Craspedites taimyrensis Buchia volgensis B. okensis					
Craspedites originalis	Buchia fischeriana	Parodontoceras, Buchia fischeriana, B. piochii			
Craspedites okensis					
Praechetaites exoticus					
Epilaugeites vogulicus	?	Titanites occidentalis, Buchia piochii	Kossmatia, Buchia piochii Buchia elderensis	Corongoceras alternans (Durangites, Kossmatia, Anavirgatites, Micracantoceras, Virgatosphinctes, Hildoglochiceras)	Юрская
Laugeites groelandicus					
Credonites anguinus					
Epipallasiceras pseudapertum					
Dorsoplanitus maximus, D. grasilis	Buchia blanfordiana, Buchia n. sp., aff. piochii	Windhauseniceras inter-nipinosum			
D. ilovaiskyi, D. liostraca Strajevskya strajevskya					
Pavlovia iatrensis					

Система		Средиземноморская		Субсредиземноморская		Суббореальная		
		Юг Франции и Юг Испании		Юг Средней Европы, Крым, Кавказ		Русская платформа	Англия, север Средней Европы	
Юрская	Средний титон Нижневолжский, часть	Djururiceras ponti Burckhardiceras		Pseudovirgatites puschi, Isterites		Ilowaiskya tenuicostata		
		Simoceras admirandum		Pseudolisoceras bavarium	Isterites		Ilowaiskya pseudoscythica	Pavlovia n. sp. A Pectinatites dorsetensis
		Senifarmiceras fallauxi Richterella richteri			Lemensia			
		Semiformiceras semiforme Naploceras verruciferum			Sublithacoceras Virgatosimoceras			

манн оценивает общую продолжительность волжского века в 16 млн. лет, но в Восточной Европе в 12,5, а в Северо-Западной — в 19 млн. лет. В Англии на отложения, соответствующие волжскому и титонскому ярусам, приходится 17,5 млн. лет (часть киммериджа 9, портландский век 5,5, пурбекский век 3 млн. лет). Титонский век (тетическая область) — 11 млн. лет, предлагается единая цифра — 8,5 млн. лет.

П. Смит (Канада) информирует о работах по изучению аммонитов и биостратиграфии, которыми занимаются сотрудники разных университетов. В западной части штата Невада (США) найдено место, где соприкасаются самые верхи триаса (Choristoceas) и низы юры (Psiloceras). Это одно из немногих мест, где можно наблюдать границу между названными системами. Т. Поултон (Канада) в среднеблатских — келловейских отложениях западной части Канадской Арктики выделил новые зоны по аммонитам, подчеркнув, что из-за очень сильного проявления провинциализма их очень трудно сопоставлять с зонами Западной Европы. Это в первую очередь относится к интервалу от нижнего аалена до нижнего келловей (зона «callovinse»). В Мексике биостратиграфия средней юры рассматривается Г. Вестерманном (Канада), Р. Корном и Р. Карраском (Мексика), которые отмечают важность выделения неукеницерасового комплекса аммонитов, необходимого для корреляции отложений в пределах Анд (Чили, Аргентина). А. Гиллебранд (ФРГ) и Г. Вестерманн провели детальную (до зон) корреляцию ааленского яруса в Южной Америке и сделали сопоставление со стандартным разрезом Западной Европы.

Граница между юрской и меловой системами рассматривается в двух сообщениях.

По представлениям Ю. А. Елецкого (Канада), границу между юрой и мелом (табл. 2) следует проводить значительно выше, чем принято в СССР. По его мнению, нижняя часть «рязанских слоев» должна быть отнесена к верхней юре, и, следовательно, значительная часть бухий, которые на Дальнем Востоке и Северо-Востоке Азии считаются «берриасскими», надо рассматривать как юрские. А. Цейсс (табл. 3) рассматривает эту проблему несколько иначе. В Тихом океане, суббореальной и бореальной областях, он проводит границу юры и мела между нижним и верхним берриасом, что, по его мнению, соответствует границе между верхневолжским и рязанским подъярусами на территории СССР. На юге, в Средиземноморской и Субсредиземноморской областях, граница проводится между верхним титоном и нижним берриасом. Верхнетитонский подъярус А. Цейссом сопоставляется со средневолжским подъярусом, а нижнеберриасский —

с верхневолжским, считая, что этот ярус должен принадлежать меловой системе.

Палеогеография и морские связи. А. Халлэм (Англия) при рассмотрении этих вопросов отмечает, что наиболее важной проблемой являются морские связи между древним Тихим океаном и Западным Тетисом, проходящие через современный Атлантический океан. Он считает, что здесь возможны морские связи через северный или (и) южный фланги Пангеи. Г. Вестерманн отмечает, что в Мексике встречаются типичные средиземноморские виды морских животных, которые проникали сюда через «испанский коридор», соединявший Тихий океан с Тетисом. Находки байосских аммонитов (Emileia, Stephanoceras, Parkinsonia) на севере Центральной Венесуэлы подтверждают существование «коридора». Автор этой статьи (К. М. Худоль) (см. специальный Выпуск № 6) не согласен с такой трактовкой. Палеогеографическая ситуация для ранней юры и в более позднее время показана на рис. (стр. 126). Расселению морских животных способствовали глобальные океанические течения, вызванные вращениями планеты, а не произвольное перемещение материков.

Д. Тайлор, Дж. Калламон, Р. Халл, П. Смит, Х. Типпер и Г. Вестерманн (США, Канада, Англия) закончили работу «Биогеография юры по аммонитам запада Северной Америки и ее тектоническое значение». Они выделяют три фаунистические области и пять провинций, из которых три установлены впервые. Считается, что некоторые провинции располагались в юре значительно южнее и передвинулись к северу на расстояние от 500 до 2500 км и в постюрское время заняли современное положение.

Верхнеюрские кораллы о. Суматры изучала Л. Бове (Франция). По ее данным, на острове широко распространены известняки с кораллами. Эти породы органогенные, с темной окраской, с прослоями терригенного материала, образовавшиеся на глубине до 100 м. Обнаруженные кораллы сходны с видами Тети-са и фауной из верхней юры Японии.

Каждое сообщение сопровождалось ссылками на литературу как изданную, так и находящуюся в печати (см. ниже).

Сборник сопровождается следующими специальными Выпусками:

№ 1. Ю. С. Репин. (СССР). «Нижнеюрские зоны аммонитов и зоогеография Северо-Востока Азии».

№ 2. Ванг Ю-Ганча и Сун-Донг-Ли (КНР). «Палеогеография и эволюция Тибетской плиты в триасе и юре».

№ 3. Л. Биро-Багосцкий (Чили). «Новые дополнения к палеонтологии и стратиграфии по некоторым

Бореальная		Тихоокеанская		Провинция	
Гренландия, север Сибири	Канада	Запад США	Центральная и Южная Америка	Ярус, подъярус	Система
Dorsoplanites primus	Buchia mosquensis, Buchia rugosa		Aulacosphinctes proximus	Средний титон	Юрская
Paravirgatites sp. B			Pseudolissoceras zitteli		

титон-неокомским отложениям в центральной части Анд между 33°45 и 30° ю. ш.».

№ 4. *Е. Кольбер, В. Клеменс, Э. Гаспарини* (США). «Американские рептилии и млекопитающие».

№ 5. *В. А. Захаров* (СССР). «Палеонтология и стратиграфия юрской системы Северо-Восточной Азии».

№ 6. «Биостратиграфия и палеогеография юры Востока СССР» (посвящен сообщениям советских геологов): *А. И. Жамойда*. «Юрские радиоларии кремнистых толщ Востока СССР»; *Л. Б. Тихомирова*. «Позднеюрские — раннемеловые радиоларии Тетиса и Тихого океана»; *К. М. Худолей*. «Палеотечения и морские связи между Тихим, Бореальным и Атлантическим океанами»; *К. М. Худолей, А. А. Семериков, Н. Н. Та-*

зихин, Е. К. Трусова. «Климаты юрского периода в восточных районах СССР»; *Т. М. Окунева, В. В. Павлова, И. Н. Сребродольская, Е. К. Трусова*. «Этапы развития Восточного Забайкалья в юре»; *И. И. Сей, Е. Д. Калачева*. «Особенности юрских морских фаун Дальнего Востока СССР»; *И. В. Полуботко, Ю. С. Репин*. «Раннеюрские двусторчатые моллюски Северо-Востока СССР и их биостратиграфическое значение»; *Е. М. Маркович*. «Юрская макрофлора Южно-Якутского угольного бассейна» и «О границе юры и мела в Южной Якутии».

№ 7. *Ву Хук, Х. Мохика*. «Юра Вьетнама и Колумбии».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Askin R. A.* Jurassic — Cretaceous palynology of Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica.— Antarctic Jour. U. S., 1982, v. 16, N 5.
2. *Chaliner J., Skwarko S. K.* Jurassic belemnites from Sula Island, Moluccas, Indonesia.— Indones. geol. Res. Devel. Ctr. Paleont. Ser., 1983, N 3.
3. *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur 1.*— Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires, 1981.
4. *Quattrocchio M., Volkheimer W.* Datos palinológicos de la Formación Picun Leufu (Jurásico Superior en su localidad tipo, Prov. de Neuquén).— Assoc. geol. Arg., 1983, Rev. 38 (1).
5. *Nishizono J., Murata M.* Preliminary studies of the sedimentary facies and radiolarian biostratigraphy of Paleozoic and Mesozoic sediments, exposed along the mid — stream of the Kuma River, Kyushu, Japan.— Kumamoto Jour. Sci., Geol., 1983, v. 12, N 2.
6. *The Phanerozoic geology of the World, II. Mesozoic, B.*— Elsevier, Amsterdam — Oxford — New York — Tokyo, 1983.

7. *Wang Yi-gang, Sun Dong-li.* A survey of the Jurassic System of China.— Can. J. Earth Sci., 1983, N 20.
8. *Zeiss A.* Zur Frage der Äquivalenz der Stufen Tithon (Berrias) Portland in Eurasien und Amerika.— Zitteliana, 1983, N 10.

Работы, находящиеся в печати

1. *Hallam A.* Early and mid Jurassic molluscan biogeography and the establishment of the central Atlantic seaway.— Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.
2. *Hillebrandt A., Westermann G.* Aalenian of Chile and Argentina.— Zitteliana.
3. *Imlay R.* Jurassic and Cretaceous Palaeogeography of North America.— Geol. Ass. Canada, Spec. Pap.
4. *Jeletzky J.* Jurassic — Cretaceous boundary beds of western and Arctic Canada.— Ibid.
5. *Taylor D., Hall R. et al.* Jurassic ammonite biogeography in western North America: the tectonic implications.— Ibid.
6. *Tipper H.* The Allachthonous Jurassic — Cretaceous terranes of the Canada cordillera.— Ibid.

Бореальная		Тихоокеанская		Провинция	
Гренландия, север Сибири	Канада	Запад США	Центральная и Южная Америка	Ярус, покрывае	Система
Dorsoplanites primus	Buchia mosquensis, Buchia rugosa		Aulacosphinctes proximus	Средний титон	Юрская
Paravirgatites sp. B			Pseudolissoceras zitteli		

титон-неокомским отложениям в центральной части Анд между 33°45 и 30° ю. ш.».

№ 4. *Е. Кольбер, В. Клеменс, Э. Гаспарини (США)*. «Американские рептилии и млекопитающие».

№ 5. *В. А. Захаров (СССР)*. «Палеонтология и стратиграфия юрской системы Северо-Восточной Азии».

№ 6. «Биостратиграфия и палеогеография юры Востока СССР» (посвящен сообщениям советских геологов): *А. И. Жамойда*. «Юрские радиоларии кремнистых толщ Востока СССР»; *Л. Б. Тихомирова*. «Позднеюрские — раннемеловые радиоларии Тетиса и Тихого океана»; *К. М. Худoley*. «Палеотечения и морские связи между Тихим, Бореальным и Атлантическим океанами»; *К. М. Худoley, А. А. Семериков, Н. Н. Та-*

зихин, Е. К. Трусова. «Климаты юрского периода в восточных районах СССР»; *Т. М. Окунева, В. В. Павлова, И. Н. Сребродольская, Е. К. Трусова*. «Этапы развития Восточного Забайкалья в юре»; *И. И. Сей, Е. Д. Калачева*. «Особенности юрских морских фаун Дальнего Востока СССР»; *И. В. Полуботко, Ю. С. Репин*. «Раннеюрские двустворчатые моллюски Северо-Востока СССР и их биостратиграфическое значение»; *Е. М. Маркович*. «Юрская макрофлора Южно-Якутского угольного бассейна» и «О границе юры и мела в Южной Якутии».

№ 7. *Ву Хук, Х. Мозика*. «Юра Вьетнама и Колумбии».

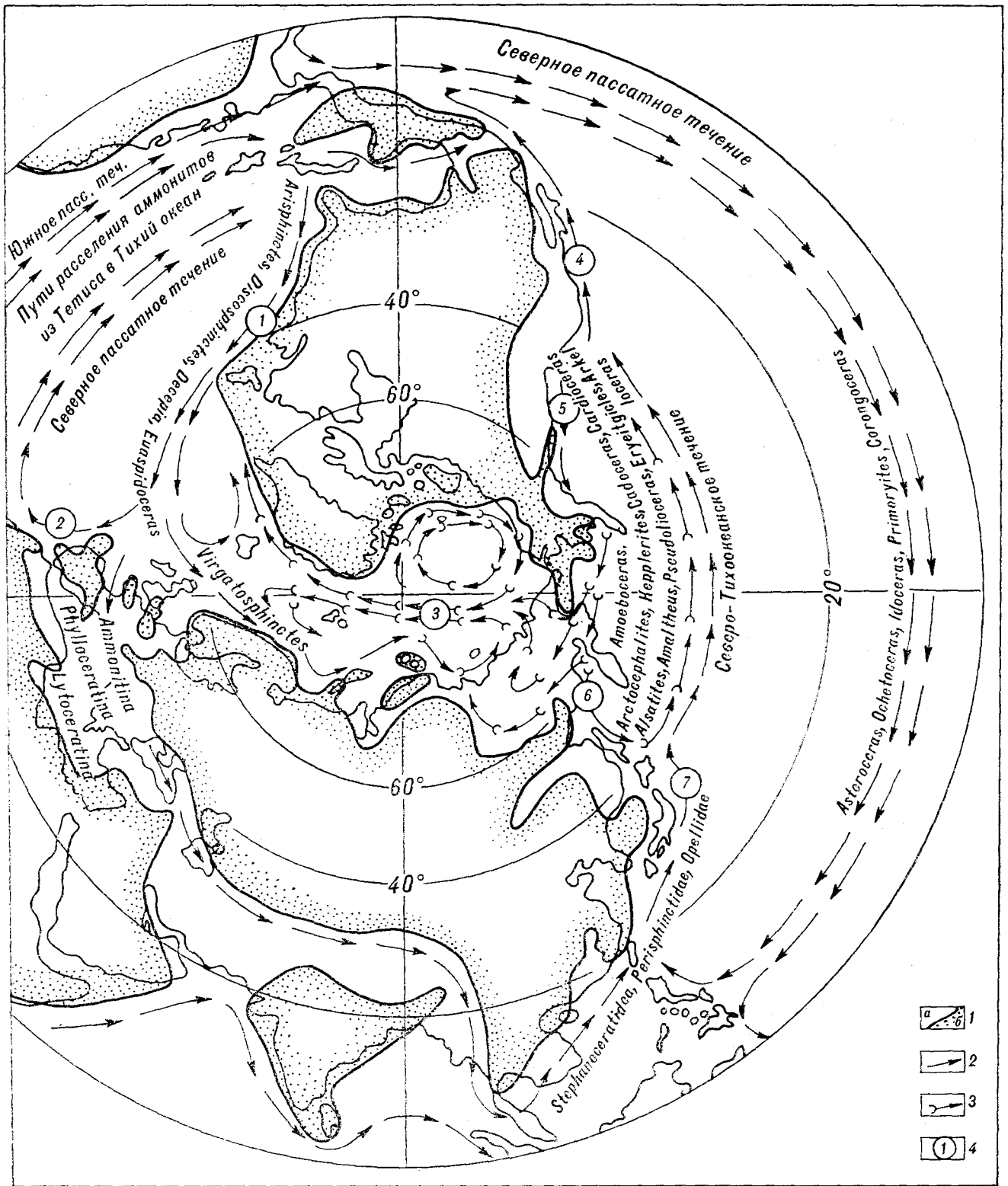
ЛИТЕРАТУРА

1. *Askin R. A.* Jurassic — Cretaceous palynology of Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica.— Antarctic Jour. U. S., 1982, v. 16, N 5.
2. *Chaliner J., Skwarko S. K.* Jurassic belemnites from Sula Island, Moluccas, Indonesia.— Indones. geol. Res. Devel. Ctr. Paleont. Ser., 1983, N 3.
3. *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur 1.*— Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires, 1981.
4. *Quattrocchio M., Volkheimer W.* Datos palinológicos de la Formación Picun Leufu (Jurásico Superior en su localidad tipo, Prov. de Neuquén).— Assoc. geol. Arg., 1983, Rev. 38 (1).
5. *Nishizono J., Murata M.* Preliminary studies of the sedimentary facies and radiolarian biostratigraphy of Paleozoic and Mesozoic sediments, exposed along the mid-stream of the Kuma River, Kyushu, Japan.— Kumamoto Jour. Sci., Geol., 1983, v. 12, N 2.
6. *The Phanerozoic geology of the World, II. Mesozoic, B.*— Elsevier, Amsterdam — Oxford — New York — Tokyo, 1983.

7. *Wang Yi-gang, Sun Dong-li.* A survey of the Jurassic System of China.— Can. J. Earth Sci., 1983, N 20.
8. *Zeiss A.* Zur Frage der Äquivalenz der Stufen Tithon (Berrias) Portland in Eurasien und Amerika.— Zitteliana, 1983, N 10.

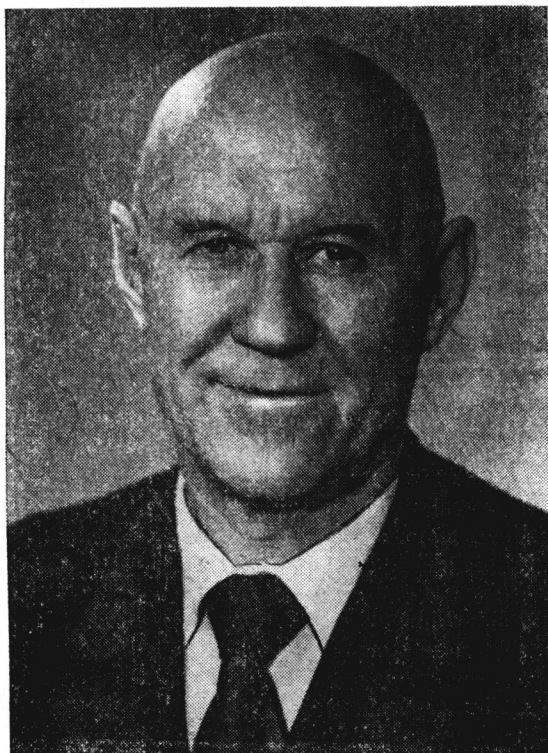
Работы, находящиеся в печати

1. *Hallam A.* Early and mid Jurassic molluscan biogeography and the establishment of the central Atlantic seaway.— Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.
2. *Hillebrandt A., Westermann G.* Aalenian of Chile and Argentina.— Zitteliana.
3. *Imlay R.* Jurassic and Cretaceous Palaeogeography of North America.— Geol. Ass. Canada, Spec. Pap.
4. *Jeletzky J.* Jurassic — Cretaceous boundary beds of western and Arctic Canada.— Ibid.
5. *Taylor D., Hall R. et al.* Jurassic ammonite biogeography in western North America: the tectonic implications.— Ibid.
6. *Tipper H.* The Allachthonous Jurassic — Cretaceous terranes of the Canada cordillera.— Ibid.



Палеогеографическая ситуация в юрское время (по К. М. Худолею); морские связи между Тихим, Атлантическим и Беральным океанами. Расселение аммонитов логичнее объяснять, учитывать морские течения, характер и направление которых были близкими современным, чем прибегать к перемещению континентов или их частей.
 1 — береговая линия: а — море, б — суша; 2 — теплые, 3 — холодные течения; 4 — название течений: 1 — Гольфстрим, 2 — Канарское, 3 — Трансарктическое, 4 — Калифорнийское, 5 — Аляскинское, 6 — Курильское, 7 — Куросио.

(1908—1986)



14 марта 1986 г. на 78-м году жизни скончался член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии СССР, известный советский ученый геолог и географ, неутомимый исследователь Сибири, Дальнего Востока и Урала, крупный организатор науки Александр Степанович Хоментовский. С его именем связано исследование крупных народно-хозяйственных объектов: Канско-Ачинского топливно-энергетического комплекса, районов строительства Богучанской и Зейской ГЭС, открытие Южно-Уральского угольного бассейна, освоение Оренбургского газового комплекса.

Незаурядные способности А. С. Хоментовского как организатора науки особенно ярко проявилась на Дальнем Востоке в 1960—1970 гг. Будучи председателем Дальневосточного филиала АН СССР, он активно содействовал развитию дальневосточной науки. Во Владивостоке при его участии были открыты Геологический и Биолого-почвенный институты, в Хабаровске и Благовещенске организованы лаборатории, которые переросли затем в академические институты. Он был организатором и первым директором Хабаровского комплексного института. Большую помощь оказывал Александр Степанович ученым Вьет-

нама, КНДР, Китая. Он выезжал в эти страны, опубликовал ряд трудов по их геологии.

Особое внимание уделял Александр Степанович охране природы и рациональному использованию природных ресурсов Дальнего Востока. По его инициативе созданы Большехехцирский, Комсомольский, Хинганский, Зейский заповедники. Им сделано инженерно-экономическое и экологическое обоснование двух крупных народно-хозяйственных и природо-преобразующих проектов Нижнего Приамурья: строительство канала озеро Большое Кизи и Татарский пролив и возведение каскада гидротехнических сооружений на Амгунь-Горинском междуречье. Эти проекты актуальны и сейчас в связи с хозяйственным освоением зоны БАМ, они позволят решить ряд транспортных, энергетических, рыбохозяйственных и других вопросов. Впоследствии в Оренбурге А. С. Хоментовским был организован первый в стране НИИ охраны и рационального использования природных ресурсов.

Много труда и душевных сил отдано Александром Степановичем подготовке инженерных и научных кадров. Он преподавал, возглавлял кафедры в Красноярске, Саратове, Перми, Оренбурге. Его многочисленные ученики — доктора, кандидаты наук, руководители производства — успешно трудятся в различных регионах нашей страны. Неукоснительно соблюдал Александр Степанович правила научной этики. Он всегда боролся с пустым соавторством — этим вредным и аморальным явлением в науке. В то же время он никогда не отказывался просмотреть рукопись статьи, автореферата, других работ, особенно молодых авторов.

Простой, душевный, обаятельный, человек, наделенный природным юмором, строгий и принципиальный, ученый широкого кругозора в различных областях знаний, он умело сочетал фундаментальные научные исследования с решением самых насущных вопросов практики. Таким был и остается в нашей памяти этот человек, ученый и гражданин — Александр Степанович Хоментовский.

Ч. В. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, П. В. Ивашов, Г. Л. Кириллова, Ю. А. Косыгин, Е. В. Краснов, Ю. Ф. Мальшев, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Туезов, В. Н. Шаранов, Н. А. Шило, А. Д. Щеглов.

Начиная с № 1 1984 г., издательство «Харвуд Академик Паблишерз» издает журнал «Тихоокеанская геология» на английском языке под названием «Geology of the Pacific Ocean». Ниже показана лицевая сторона обложки названного издания в уменьшенном масштабе.

ISSN 8755-775X GPOCEF 3(1) 1-228

Volume 3, Number 1 (1985)

Archives of Soviet Science
Earth Science Section

Geology of the Pacific Ocean

A cover-to-cover translation of Tikhookeanskaya Geologiya

G+B/harwood chur • london • paris • new york

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Предлагаем Вашему вниманию книги по динамической геологии, геотектонике и вулканизму, которые выйдут в свет в 1987 г. в изд-ве «Недра».

Предварительные заказы на эти издания Вы можете сделать с момента поступления в книжные магазины плана выпуска литературы издательства на 1987 г.

Заказать интересующие Вас издания можно в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, а также в магазине № 17 «Недра» (199178, Ленинград, В. О., Средний пр. 61).

Индивидуальным покупателям необходимо оформить заказы на почтовых открытках, где указываются номер по плану, автор, название книги, необходимое количество экземпляров и адрес, по которому должна быть отправлена заказная литература. Организации и предприятия оформляют заказы гарантийными письмами.

Своевременное оформление предварительных заказов — гарантия того, что Вы приобретете интересующую Вас книгу.

Космогеология СССР. 20 л. 1 р. 50 к.

Излагаются теоретические и методологические предпосылки космогеологического картирования, рассматривается методика составления космогеологических карт на основе системного анализа данных дешифрирования космических снимков и геолого-геофизических материалов. Характеризуется космогеологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000, на примере типовых регионов Советского Союза приводятся новые интерпретации геологического развития крупных территорий страны. Оцениваются возможности космогеологических карт при тектонических, геодинамических и минерагенических построениях.

Для геологов, занимающихся проблемами региональной геологии, тектоники и минерагении, использующих дистанционные методы в своей работе.

План 1987 г. № 87

К о н ю х о в А. И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. 17 л. 3 р.

Приведены результаты изучения новейших, кайнозойских и мезозойских осадочных формаций в зонах перехода от континента к океану. Освещены особенности строения и геоморфология материковых окраин в областях с пассивным и активным тектоническим режимом. Рассмотрены латеральные и вертикальные ря-

ды мезозойских и кайнозойских осадочных формаций на окраинах материков в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Показана связь полезных ископаемых с осадочными формациями определенного генезиса и состава.

Для научных работников — геологов, геофизиков и литологов, занимающихся изучением современных и древних зон перехода между континентами и океаном.

План 1987 г. № 75

У д и н ц е в Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. 19 л. 3 р. 20 к.

Приведены современные сведения о рельефе дна и строении земной коры океанических областей Земли. Основное внимание обращено на структурно-морфологию дна, связь рельефа дна океана с его внутренним строением. Рассмотрены черты рельефа, созданные экзогенными процессами. Обосновываются представления о тектонической неоднородности дна океанов, многообразии тектонических процессов, формирующих структурный рельеф. Обращается внимание на тектоническую обстановку нахождения различных полезных ископаемых океанического дна.

Для научных работников — геологов, геоморфологов, геофизиков, океанологов и специалистов, изучающих геологию и тектонику океанов.

План 1987 г. № 83

С е р е д и н В. В. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. 14 л. 2 р. 40 к.

Проанализированы строение и развитие новообразованных структур эпох орогенеза и активизации. Обоснован комплексный подход к изучению орогенных областей, включающий использование материалов дешифрирования космических снимков, геоморфологических и геофизических данных, а также данных о закономерностях размещения и состава орогенных магматических и осадочных формаций. Предложена классификация сводовых поднятий в зависимости от типа связанной с ними концентрической металлогенической зональности. Показаны закономерности пространственного размещения синхронной сводообразованию рудной минерализации.

Для научных работников — геологов, геоморфологов, специалистов по металлогении.

План 1987 г. № 81

Цена 1 р. 80 к.

(адрес подписчика)

Индекс 70985