

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



6

1990

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н.А. ШИЛО

Ю.А. Косыгин (зам. главного редактора), А.Д. Щеглов (зам. главного редактора), Г.Л. Кириллова (отв. секретарь), Ю.И. Бакулин, Ч.Б. Борукаев, Г.М. Власов, А.А. Врублевский, В.А. Красилов, Н.И. Лаврик, В.Г. Моисеенко, Л.И. Попеко, О.В. Равдоникас, А.Е. Радкевич, В.В. Ревердатто, К.Ф. Сергеев, А.А. Сидоров, И.К. Туезов, В.Н. Шаранов

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТиГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50
630099, Новосибирск, ул. Советская, 18,
СО издательства "Наука". Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*
Мл. редактор *М.А. Языкова*
Художественный редактор *М.Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н.М. Бурлаченко*
Корректоры *Л.Л. Михайлова, Г.И. Шведкина*

Сдано в набор 07.08.90. Подписано к печати 04.12.90.
Формат 84×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2.
Высокая печать. Усл. печ. л. 11,8. Усл. кр.-отт. 12,4.
Уч.-изд. л. 15. Тираж 610 экз. Заказ № 329. Цена 1 р. 80 к.

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

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

№ 6, 1990

СОДЕРЖАНИЕ

Патрикеев В. Н., Рагозин Н. А. Отображение микрорельефа сейсмических границ на временных разрезах (Северо-Западная котловина Тихого океана)	3	палеоген-неогеновых отложений п-ова Озерной (Восточная Камчатка)	68
Бретштейн Ю. С., Васильев Б. И., Климова А. В., Коновалов Ю. И. Магнитные свойства вулканических пород и природа Ново-Гейбридского жёлоба	9	Калинин Е. А. Слои с <i>Vuchia</i> валанжина бассейна р. Хор (Северный Сихотэ-Алинь)	78
Житинев Н. Н., Нгуен Суан Бао, Нгуен Суан Ан, Фам Тан Тхинь. К вопросу об оловоносности Южного Вьетнама	21	Симащенко В. П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация Северного Сихотэ-Алиня	86
Радкевич Е. А., Жирнов А. М., Малышев Ю. Ф., Сахьянов Л. А., Степанов О. А. Меридиональные металлогенические пояса Дальнего Востока	26	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Старожилов В. Т. Базиты офиолитовых зон Восточно-Сахалинских гор	36	Квет Р. Полная периодическая шкала геологического времени	96
Кожурин А. И. Молодые сдвиги хр. Кумроч и п-ова Камчатский (Восточная Камчатка)	45	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Мороз Ю. Ф. Глубинные проводящие зоны Камчатки и их связь с динамическими процессами и оруденением	56	Резанов И. А. Как увязать строение коры континентов и океанов?	101
Тронова Т. Ю. Зональный прогноз нефтегазоносности шельфа Западной Камчатки	62	Пензин Ю. П. К вопросу сохранения биосферы	104
Литвинов А. Ф., Лопатин В. Б., Крикун Н. Ф., Конова Л. Н., Белый А. В. Стратиграфия		<i>ХРОНИКА</i>	
		Результаты геологических исследований в 30/31 рейсе НИС «Профессор Богоров»	107
		<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
		Юрий Александрович Косыгин (к 80-летию со дня рождения)	110
		Указатель статей, опубликованных в журнале за 1990 г.	111

CONTENTS

Patrikeev V. N., Ragozin N. A. Microrelief of seismic boundaries shown on time sections (North-West basin of the Pacific)	3	va L. N., Bely A. V. Stratigraphy of the Paleogene-Neogene deposits, Ozyorny Peninsula (East Kamchatka)	68
Bretshtein Yu. S., Vasiliev B. I., Klimova A. V., Konovalov Yu. I. Magnetic features of the volcanic rocks and nature of the New Hebrides trench	9	Kalinin Ye. A. Beds containing Valanginian in the Khor River basin (North Sikhote-Alin)	78
Zhitinev N. N., Nhuen Suan Bao, Nhuen Suan An, Fam Tan Thin. The problem of tin presence in South Vietnam	21	Simanenko V. P. The Lower Cretaceous basalt-andesite association of the North Sikhote-Alin	86
Radkevich Ye. A., Zhirnov A. M., Malyshev Yu. F., Sakhiyanov L. A., Stepanov O. A. Meridional metallogenetic belts of the Far East	26	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
Starozhilov V. T. Basites of ophiolite zones, East Sakhalin mountains	36	Kvet R. Complete periodic scale of geological time	96
Kozhurin A. I. Young strike-slip faults of the Kumroch Range and Kamchatka Peninsula (East Kamchatka)	45	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
Moroz Yu. F. Deep-level conductive zones of Kamchatka and their relation to dynamic processes and mineralization from magnetic-telluric sounding data	56	Penzin Yu. P. On the problem of the conservation of biosphere?	101
Tronova T. Yu. Zonal forecast of oil and gas presence on the shelf, West Kamchatka	62	Rezanov I. A. How can continental and oceanic crust structures be related?	104
Litvinov A. F., Lopatin V. B., Krikun N. F., Kono-		<i>CHRONICLE</i>	
		Results of geologic investigations of 30/31 cruise of the R/V "Professor Bogorov"	107
		<i>ANNIVERSARY DATES</i>	
		Yuri Alexandrovich Kosygin (80th anniversary)	110
		Paper index 1990	111

УДК 550.834

*В. Н. Патрикеев, Н. А. Рагозин***ОТОБРАЖЕНИЕ МИКРОРЕЛЬЕФА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ
НА ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗАХ***(Северо-Западная котловина Тихого океана)*

Проведено математическое моделирование границ, осложненных микрорельефом. Исследуется изображение этих границ в зависимости от формы и размеров микрорельефа, частотного состава излучаемого импуль-

са. Проводится анализ экспериментального материала, полученного в пределах Северо-Западной котловины Тихого океана, и показывается, что границы здесь осложнены микрорельефом.

Динамическая интерпретация сейсмического материала МОВ в основном осуществляется в рамках плоскостной модели. Если взглянуть на временные разрезы МОВ ОГТ или НСП ЦЛ, полученные в северо-западной части Тихого океана, то складывается впечатление, что такой подход вполне правомерен для подавляющего большинства исследуемых районов, так как здесь выделяются протяженные участки с практически плоскими параллельными границами [1]. На временном разрезе* (рис. 1, а) по одному из таких участков видно, что амплитуды волн существенно меняются вдоль отражающих границ. Их относительные изменения имеют периодический характер и больше в верхней и нижней частях осадочного чехла, где достигают $300 \div 400\%$, и несколько меньше в средней части чехла — до 200% . На временном разрезе (см. рис. 1, б), полученном на другом участке плиты, наблюдается сходный характер поведения амплитуд вдоль отражающих границ.

Возникает вопрос, чем обусловлены такие изменения амплитуд вдоль границ? В плоскостных средах естественно предполагать наличие двух причин. Одна из них связана с изменением акустических свойств отложений вдоль профиля и, как следствие, изменением амплитуд отраженных волн вместе с изменением коэффициентов отражения и поглощения.

Поскольку длина волн амплитудных кривых составляет первые сотни метров и не превышает одного километра, то в этом случае следует предполагать такой же характерный размер для литологических неоднородностей, что трудно принять для абиссальных областей Тихого океана.

Другую причину резких вариаций амплитудных кривых вдоль профилей геофизики обычно связывают с изменчивостью условий возбуждения и приема колебаний. Надо думать, что вариации амплитуд отраженных волн от трассы к трассе, обусловленные изменением глубин транспортировки излучателя и приемника, имеют случайный характер. Кроме того, в пределах одной трассы (время регистрации не более половины секунды) отклонения амплитуд от среднего значения для всех границ должны быть одного знака, либо плавно изменяться со временем, так как волнение моря процесс более низкочастотный. Но на рассматриваемых экспериментальных разрезах (см. рис. 1) наблюдается совсем иная картина. Амплитуды волн здесь изменяются вдоль границ плавно. Изменения амплитуд волн, отраженных от разных границ на одной трассе относительно соседних трасс, нередко имеют разные знаки, и на временных разрезах яркие пятна (локальные увеличения амплитуд отраженных волн) от резких границ располагаются не на одних и тех же пикетах профиля, а смещаются в ту или иную сторону.

Следовательно, наблюдающиеся на временных разрезах плавные, имеющие в основном периодический характер изменения амплитуд волн вдоль отражающих границ не могут быть объяснены этими причинами. По нашему мне-

* Регистрация данных производилась цифровым комплексом на базе микро-ЭВМ «Электроника-60М» [1]. В качестве источника использовалась электроакустическая установка с энергией 15 кДж. Преобладающая полоса излучаемых частот 80—160 Гц.

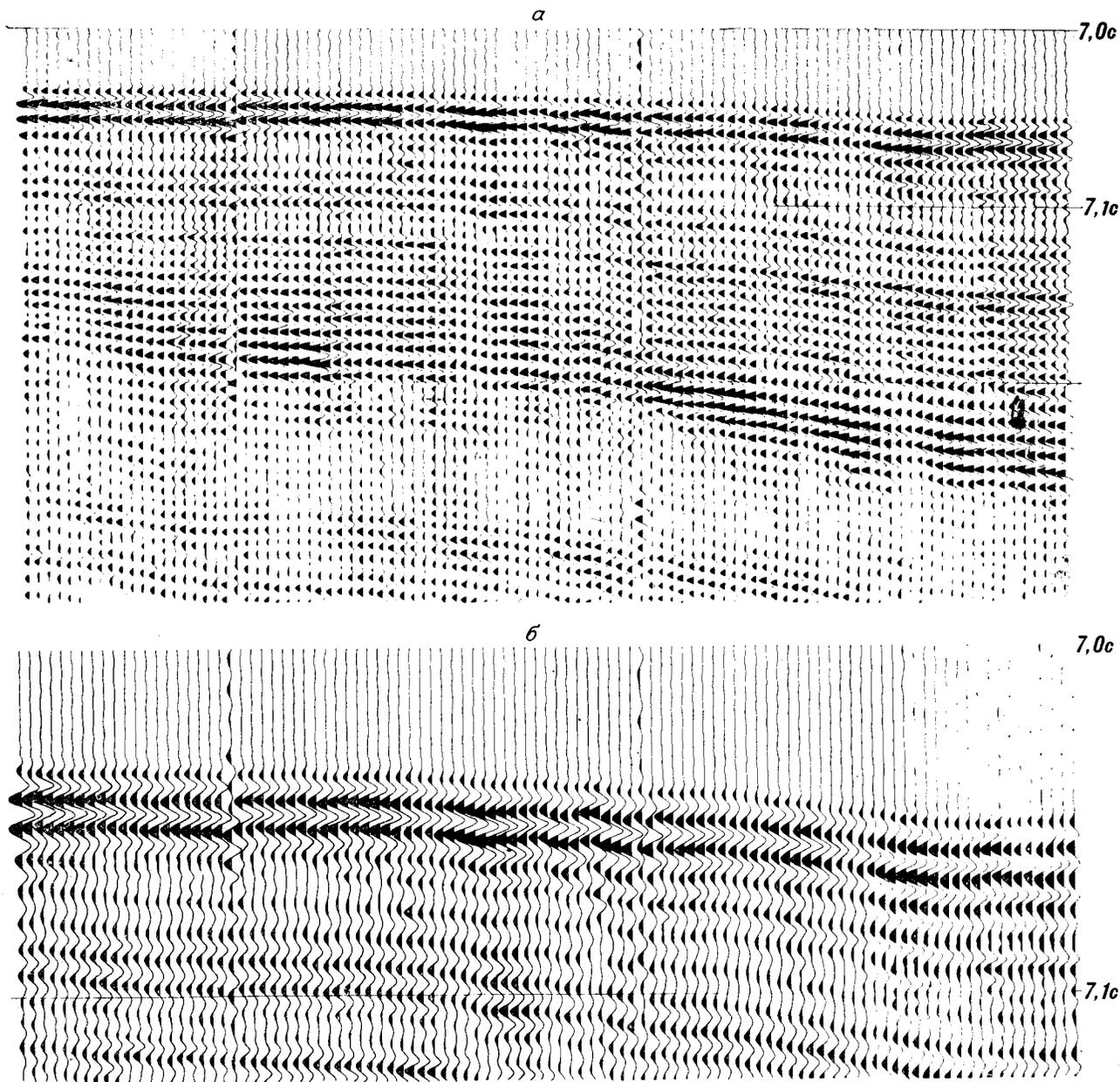


Рис. 1. Фрагменты временных разрезов, полученных в северо-западной части Тихого океана. Пояснения в тексте.

нию, естественным объяснением неустойчивости амплитуд отраженных волн является более сложный характер рельефа реальных границ. Для выяснения особенностей волнового поля, связанных с микрорельефом отражающих границ, необходимо математическое моделирование.

В настоящее время отсутствует точное решение задачи отражения от границ произвольной формы. Имеются лишь приближенные решения динамических задач для некоторых классов моделей. В частности, для вычисления поля смещения отраженных волн от границы раздела

с синусоидальной формой существует несколько способов [2, 4, 5, 9]. В [5] эта задача решалась в нулевом приближении лучевого метода, что приводило к вычислению лишь регулярной составляющей отраженного поля. Более полные результаты, хорошо совпадающие с данными физического моделирования [8], дают расчеты по теории краевых волн [4]. Для подробного исследования в условиях, когда диапазоны параметров модели границы и излучающего импульса достаточно широки, требуется более простой в пределах необходимой точности метод расчета волнового поля. Этому

удовлетворяет метод, предложенный А. Трорем [9]. Существо метода состоит в том, что сложная граница, неизменная вдоль одной из горизонтальных координат, аппроксимируется вдоль этой координаты узкими плоскими полосами так, чтобы максимальное отклонение реальной поверхности раздела от аппроксимирующей было много меньше доминирующей длины волны. Тогда интегральное представление решения волнового уравнения для поля давления переходит в сумму интегралов по этим полосам. Выражение для интеграла по полосе можно представить в виде свертки исходного импульса с ядром достаточно простого вида. Основные погрешности метода связаны с тем, что поле отраженных волн на узкой полосе вычисляется умножением импульса нисходящей волны в этой полосе на коэффициент отражения плоской волны, т. е. так, будто эта полоса представляет собой неограниченную плоскость. Таким образом, в расчет не берутся кратные отражения в пределах сложной границы и, кроме того, несколько завышается амплитуда отраженного поля. Погрешности устраняются, если выбрать коэффициент отражения достаточно малым, что обычно соответствует практике НСП, например, когда донные отложения представлены осадками.

По данному алгоритму была написана программа на Фортране для ЭВМ ЕС-1033.

При выборе формы излучаемого импульса за основу взяты результаты экспериментальных исследований электроискрового источника. [3], наиболее широко используемого при проведении сейсмических исследований НСП в океане. Импульс формировался с учетом волны-спутника. Сопоставление формы синтезированного импульса с формой волны, отраженной от плоской границы и имеющей центральную частоту 80 Гц, показывает хорошее соответствие.

На рис. 2 показано изображение на временных разрезах горизонтальных границ, осложненных микрорельефом в виде системы валов и долин, по профилям вкрест простирания последних. Рассмотрен диапазон расстояний между осями долин или холмов (длин волн неровностей микрорельефа L) от 1000 до 80 м. Остальные параметры границы остаются постоянными: глубина залегания 6000 метров, амплитуда неровностей $A = 8$ м (под амплитудой понимается перепад высот неровностей границы). Коэффициент отражения для всех моделей равнялся 0,2, что в среднем соответствует коэффициенту отражения от дна для большей части океанов.

Изображение границы с длиной волны неровностей микрорельефа 1000 м на временном разрезе наиболее близко к действительной форме границы. Здесь практически отсутствуют

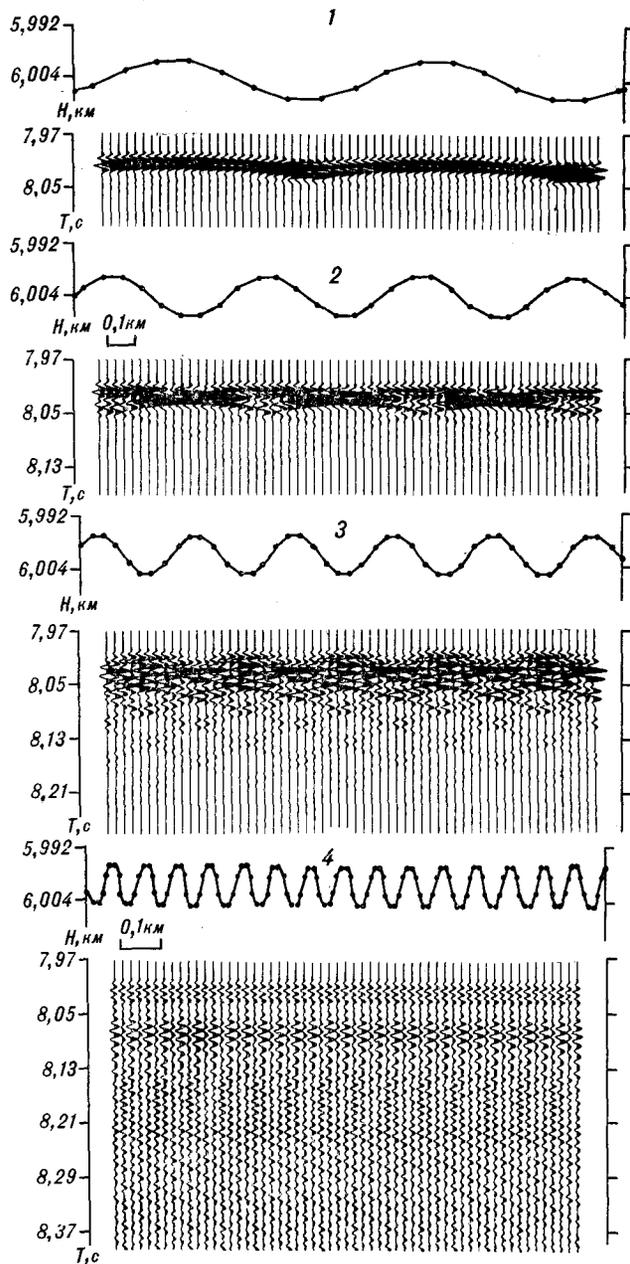


Рис. 2. Результаты моделирования границ с различной длиной неровности.

1 — $L = 1000$ м; 2 — $L = 560$ м; 3 — $L = 240$ м; 4 — $L = 80$ м.

рассеянные* волны, но наблюдается изменение амплитуды волны по профилю. Амплитуды разрастаются в районе долин, а на их склонах уменьшаются. Уже при длинах волн неровностей (L) меньше 800 м появляется поле рассеянных волн, интенсивность которого растет при уменьшении L . Начиная с длины волны

* Это волны, приходящие в любой более поздний, относительно первого вступления, момент времени. В [6] для этого используется терминология «некогерентная составляющая записи».

неровностей $L = 560$ м, наряду с увеличением интенсивности рассеянных волн пропадает корреляция границы из-за резкого изменения амплитуд и фаз волн по профилю (рис. 2, 2). Это приводит к размазыванию изображения границ на временных разрезах, которое формируется здесь не за счет фазовой корреляции волн в виде непрерывных линий, а за счет наличия отдельных ярких пятен на разрезе.

Уменьшение длины волны L приводит к увеличению интенсивности рассеянных волн и ступенчатому изображению границ с зеркальным расположением уступов: приподнятая часть изображения границ соответствует местоположению долины, опущенная — вала.

Начиная с длины волны неровностей $L = 160$ м изображение границы существенно улучшается, хотя и наблюдается еще довольно резкое изменение амплитуды или яркости изображения границы в первых вступлениях. При $L = 120$ м яркость изображения выравнивается, но при этом она примерно в четыре раза ниже яркости изображения плоской границы.

Более сложным является изображение границы с длиной волны неровностей $L = 80$ м (см. рис. 2, 4). Здесь в первые вступления выходит хорошо коррелирующаяся волна с практически не изменяющимися вдоль профиля значениями амплитуд. Эту волну вполне можно рассматривать, как отражение от плоской горизонтальной границы. Затем интенсивность записи спадает, и этот участок разреза может быть интерпретирован как «акустически прозрачный слой». Далее регистрируется интенсивный нерегулярный фон, и этот участок разреза может быть интерпретирован как толща нестратифицированных осадков с плоской кровлей, а если акустические свойства неровной границы очень высоки по отношению к другим границам, то и акустическим фундаментом.

Из рассмотренного выше можно считать, что при длине волн неровностей границы, меньших 560 м, изображение становится сильно искаженным. Увеличивается пятнистость изображения, причем как вдоль профиля, так и по оси времени. Особенно важным является то, что не удается обнаружить связь между изображением и особенностями микрорельефа. Если проводить границу по ярким пятнам на изображении, то можно получить как сходную, так и противоположную по отношению к микрорельефу картину.

Для границ с $L > 560$ м наблюдается корреляционная связь между рельефом и временем вступления отраженной волны, характерно значительное увеличение яркости изображения границы в районе долин и ее уменьшение на склонах или в районе валов. Поэтому для границ с $L > 560$ м по кинематическим и динами-

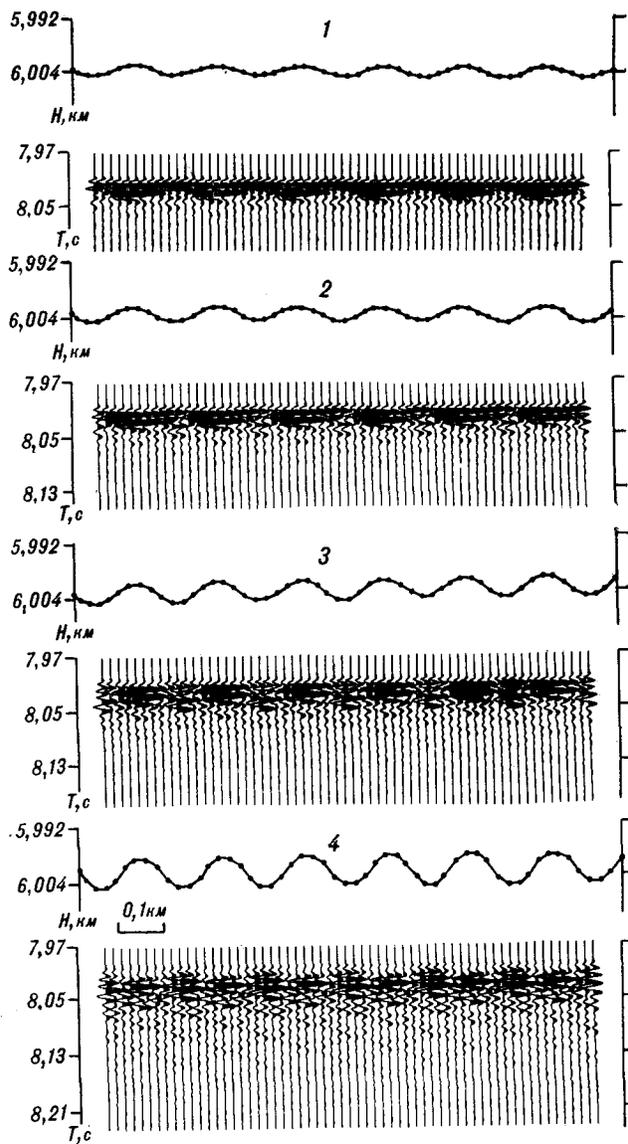


Рис. 3. Результаты моделирования границ с различной амплитудой неровности A .

1 — $A = 2$ м; 2 — $A = 3$ м; 3 — $A = 4$ м; 4 — $A = 6$ м.

ческим особенностям записи можно оценить параметры микрорельефа этих границ.

Изображение границ, осложненных микрорельефом, в значительной степени определяется амплитудой неровностей. Так при глубине залегания границы 6000 м, длине волн неровностей — 200 м даже мелкие неровности с амплитудой 2 м вызывают появление ярких пятен на изображении во второй фазе вступлений (рис. 3, 1). Увеличение амплитуд до 3 и 4 м приводит к увеличению числа ярких пятен на изображении, но в общем можно полагать, что корреляция границы на изображении сохраняется, хотя ее микрорельеф отображается только в динамике (см. рис. 3, 2, 3, 3).

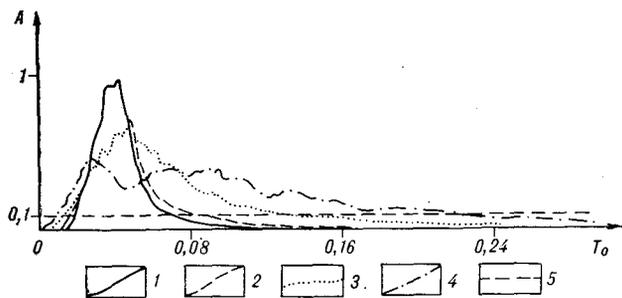


Рис. 4. Осредненные графики затухания вторичного рассеяния для моделей с различной амплитудой неровности A .

1 — $A = 2$ м; 2 — $A = 4$ м; 3 — $A = 8$ м; 4 — $A = 12$ м; 5 — 10%-й уровень амплитуд волн, отраженных от плоской границы.

При этом наиболее яркие пятна располагаются в районе холмов. При амплитуде неровностей 6 и 8 м с возрастанием интенсивности рассеянных волн и числа ярких пятен наблюдается потеря фазовой корреляции (см. рис. 3, 4). Дальнейшее увеличение амплитуд неровностей границы приводит к изображениям, во многом сходным с изображением модели на рис. 2, 4.

Рассеянные волны от границ, осложненных микрорельефом, могут исказить изображение границ, залегающих ниже. В связи с этим представляется необходимым оценить затухание интенсивности рассеянных волн во времени при разных средних амплитудах микрорельефа перекрывающих границ. На рис. 4 приведены осредненные по 20 трассам графики затухания рассеянных волн для ряда моделей, рассчитанных с амплитудами микрорельефа 2, 4, 8 и 12 м. Для сравнения на рисунке пунктирной линией показан 10%-й уровень от амплитуды волны, отраженной от плоской границы с теми же акустическими свойствами, что и граница с микрорельефом. Из графиков видно, что интенсивность рассеянных волн, формируемых границей с амплитудами 2 и 4 м, быстро спадает и достигает 10%-го уровня, соответственно, через 25 и 40 мс от времени (T_0) достижения максимального значения амплитуды. Последнее, с учетом длины базы осреднения при расчете графиков затухания, соответствует времени вступления волны от плоской границы. При увеличении амплитуд микрорельефа до 8 и 12 м происходит резкое увеличение интенсивности рассеянных волн и спад интенсивности первых вступлений. При этом интенсивность рассеяния слабо затухает со временем и 10%-й уровень достигается лишь через 80 и 160 мс от времени T_0 . Наличие в разрезе границ с таким расчлененным микрорельефом существенно затрудняет обнаружение и исследование более глубоких границ раздела.

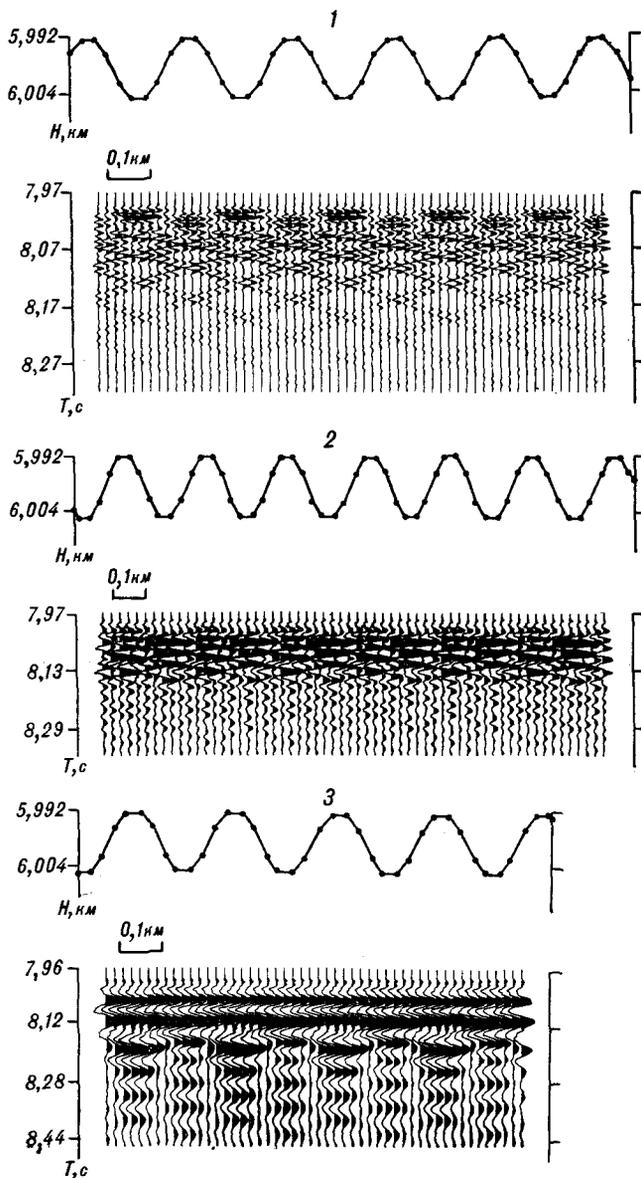


Рис. 5. Результаты моделирования с различными излучающими (центральная частота f_0) импульсами.
1 — $f_0 = 80$ Гц; 2 — $f_0 = 40$ Гц; 3 — $f_0 = 20$ Гц.

Например, даже плоские границы, выше которых по разрезу залегает в 2—3 раза более резкая граница с амплитудами микрорельефа до 12 м, не выделяются на временных разрезах до времени 0,1 с. Ясно, что в этих случаях не приходится говорить об оценке динамических параметров волн, отраженных от слабых границ.

Для изучения влияния спектра излучаемого импульса на изображение волнистой границы были рассчитаны временные разрезы для модели с $A = 12$ м и $L = 240$ м для трех импульсов, характерных для ряда источников, используемых в морской сейсморазведке. Мак-

симум спектра этих импульсов приходится соответственно на частоты 80, 40 и 20 Гц.

Для всех трех изображений границ (рис. 5), отвечающих трем выбранным импульсам, характерен высокий уровень рассеяния. В целом это означает, что доминирующие длины излучаемых волн (20—75 м) нельзя считать большими по сравнению с амплитудой (12 м).

Из-за малой продолжительности 80-герцового импульса в поле рассеянных волн выделяются отдельные волны, близкие по кинематике к дифрагированным.

Число ярких пятен на изображении границы резко увеличивается при использовании импульса с центральной частотой 40 Гц. Вместе с этим увеличиваются размеры области с нерегулярной записью. Для обоих описанных выше изображений отсутствует корреляция фаз в первых вступлениях. Этот вывод очевидно можно распространить на все случаи, когда длина волны неровности много меньше глубины границы и отношение половины длины волн импульсов к амплитуде волны неровности (ξ) меньше или близко к единице. В указанных случаях ξ равняется 0,8 и 1,55.

При использовании импульса с частотой 20 Гц мощность некогерентной составляющей уменьшается и временной разрез становится более упорядоченным (см. рис. 5, 3). В верхней части изображения располагаются непре-

рывно коррелируемые фазы с переменной яркостью, большей в районе холмов и меньшей в районе долин. В первых вступлениях, в отличие от рассмотренных выше изображений корреляция улучшается. Отметим, что в этом случае $\xi = 3,2$.

Из сопоставления экспериментального материала с результатами математического моделирования можно сделать вывод, что реальные геологические границы в осадочном чехле северо-западной части Тихого океана в большинстве случаев осложнены микрорельефом. Изображение этих границ определяется формой и размерами микрорельефа, а также частотным составом излучаемого импульса.

Наиболее чувствительны к микрорельефу границ амплитуды отраженных волн, на что указывает обилие ярких пятен и ослаблений записи на изображении. При преобладающих длинах волн неровностей микрорельефа меньше 200—300 м или амплитудах последнего больше $4 \div 6$ м резко возрастает интенсивность рассеянных волн, что приводит к искажению изображения, а в некоторых случаях и подавлению волн, отраженных от низзалегających границ. В будущем выявленные закономерности могут составить основу приемов оценки параметров микрорельефа, разработки новых и уточнения существующих способов обработки сейсмического материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. И., Красный М. Л., Косыгин В. Ю. и др. Строение центральной части Северо-Западной плиты Тихого океана.— Южно-Сахалинск, 1988.
2. Гук Л. Д. Влияние рассеивающей поверхности на сейсмическое волновое поле // Геология и геофизика.— 1984.— № 9.— С. 121—127.
3. Калинин А. В., Калинин В. В., Пивоваров Б. Л. Сейсмоакустические исследования на акваториях.— М.: Недра, 1983.
4. Клем-Мусатов К. Д. Теория краевых волн и ее применение в сейсмике.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.
5. Озеров Д. К., Сурков Ю. А., Суркова Т. Н. Исследо-

- вание волнового поля, сформированного на криволинейной гетерогенной зоне // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1986.— С. 189—193.
6. Селиверстов Н. И. Сейсмоакустические исследования переходных зон.— М.: Наука, 1987.
7. Тимошин Ю. В. Импульсная сейсмическая голография.— М.: Недра, 1978.
8. Hillerman F. J. Three-dimensional seismic modeling // Geophysics.— 1970.— N 35.— P. 1020—1037.
9. Trorey A. W. A simple theory for seismic diffractions // Ibid.— P. 762—784.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
4 января 1990 г.

УДК 550.538 : 552.323.5 : 551.242.21

Ю. С. Бретштейн, Б. И. Васильев, А. В. Климова,
Ю. И. Коновалов

**МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД
И ПРИРОДА НОВО-ГЕБРИДСКОГО ЖЕЛОБА**

Исследованы петромагнитные и петрохимические характеристики эффузивных и осадочно-пирокластических пород, драгированных со дна Кораллового моря в пределах Ново-Гебридского желоба. На основе комплексного магнитно-минералогического и петрохимического анализа с привлечением данных других методов выделены четыре группы пород, различающихся по особенностям кристаллизации и вторичного окисления

Район Новых Гебрид принадлежит к числу сложных по своему строению регионов Западной Пацифики, являясь южным звеном системы островных дуг и глубоководных желобов, протянувшейся к юго-востоку от Новой Гвинеи до Новой Зеландии. Он включает острова Новые Гебриды, глубоководные желоба — Северный Ново-Гебридский (Санта-Крус), Южный Ново-Гебридский (далее объединяемые под единым названием — Ново-Гебридский) и примыкающие соответственно с востока и запада участки котловин Северо-Фиджийской и Кораллового моря (рис. 1). Как и в районе соседних Соломоновых островов, особенностью глубоководного желоба является его позиция — расположение с противоположной от океана «континентальной» стороны, к западу от островной системы.

В апреле 1988 г. в 13-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» были проведены геолого-геофизические исследования, в комплексе которых изучались магнитные свойства драгированных пород. Основной задачей этих работ, наряду с определением магнитных параметров носителей намагниченности для целей интерпретации аномалиеобразующих объектов, являлась опосредованная оценка палеогеографических и геотектонических условий вулканизма на основе изучения состава, структуры и характера окисления ферромагнитных минералов базальтоидов. С этой целью непосредственно на борту судна проводился термомагнитный анализ драгированных пород, для чего был использован специально сконструированный

ферромагнитных минералов. Выявленные зависимости и корреляции позволяют опосредованно оценить палеогеографические и геотектонические условия формирования вулканических желобов. Последний рассматривается как молодая морфоструктура, образовавшаяся в условиях кайнозойского рифтинга в результате блокового опускания земной коры на границе Кораллово-морской плиты и Ново-Гебридской островной дуги.

рованный портативный вибрационный термомагнитометр (автор разработки — И. Л. Соловьев, ИТиГ ДВО АН СССР). Прибор обеспечивал графическую регистрацию зависимости намагниченности образцов в диапазоне температур от 20 °С до 700 °С при значениях напряженности внешнего магнитного поля от 20 до 3000 Э, а также снятие кривых нормального

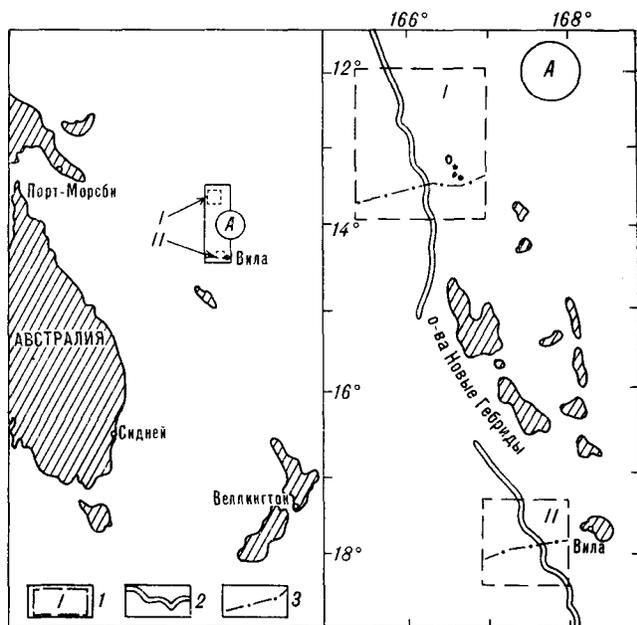


Рис. 1. Схема района исследований.

1 — полигон и его номер; 2 — осевые (северная и южная) части Ново-Гебридского желоба; 3 — геофизические профили по [24].

Значения некоторых петромагнитных характеристик базальтоидов Ново-Гебридского желоба

Группа	Номер станции	Количество образцов	H_c	H_{cr}	q	σ_{rs}	$\sigma_{rs}^{2/1}$	$H_c^{2/1}$	$H_{cr}^{2/1}$	C	σ_s	$\sigma_s^{2/1}$	T_c	κ	Q_n	
А	28	2	164	235	0,311	0,033	1,985	0,152	0,280	0,22	0,137	5,267	413	420	6,68	
	30	1	379	591	0,337	0,041	6,156	0,361	0,457	0,27	0,141	5,165	414	512	3,67	
	34	2	159	239	0,330	0,037	2,628	0,234	0,376	0,25	0,141	6,224	389	465	3,66	
	35	2	248	386	0,363	0,048	3,275	0,485	0,556	0,31	0,172	3,683	387	639	1,60	
	38	1	184	279	0,300	0,031	2,940	0,364	0,545	0,25	0,134	6,856	372	391	1,84	
Среднее по станциям группы			233	321	0,362	0,045	4,953	0,524	0,697	0,33	0,184	4,096	408	1269	7,65	
Б	Среднее по станциям группы			228	342	0,333	0,039	3,656	0,353	0,485	0,27	0,152	5,215	397	718	5,60
	53	2	111	174	0,270	0,226	1,329	0,542	0,659	1,54	1,067	1,289	432	2746	6,10	
	55	2	154	229	0,315	0,054	2,049	0,992	1,996	0,75	0,438	1,004	392	3586	1,90	
	59	2	171	241	0,340	0,151	2,117	0,669	0,909	0,94	0,599	1,614	424	785	32,48	
	60	3	163	222	0,369	0,203	1,065	0,489	0,571	0,83	0,580	1,310	468	1109	22,35	
Среднее по станциям группы			150	217	0,324	0,159	1,638	0,673	1,034	1,02	0,671	1,304	429	2057	15,71	
В	42	1	15	127	0,021	0,029	1,041	1,000	0,701	2,51	1,425	0,998	398	1733	0,11	
	67	1	64	203	0,087	0,066	1,038	1,031	1,059	1,20	1,112	1,022	598	1510	0,14	
Среднее по станциям группы			40	165	0,045	0,048	1,040	1,016	0,880	1,86	1,269	1,010	498	1733	0,12	
Г	29	1	43	78	0,106	0,115	1,422	1,535	1,205	1,79	1,583	0,910	556	3441	20,03	
	37	3	26	185	0,035	0,093	1,498	1,635	1,172	5,22	3,551	0,987	448	7153	0,92	
	40	1	85	288	0,064	0,402	1,120	1,671	1,236	4,82	4,444	0,879	591	4645	0,50	
	43	3	65	249	0,080	0,099	1,324	1,256	1,085	2,34	2,037	0,918	564	3773	3,20	
Среднее по станциям группы			55	200	0,076	0,177	1,341	1,524	1,175	3,54	2,904	0,924	540	4753	6,16	

Примечание. H_c и H_{cr} — соответственно коэрцитивная и остаточная коэрцитивная сила, Э; σ_s и σ_{rs} — соответственно удельная и остаточная удельная намагнитченности насыщения, гс·см³/г; $q = \sigma_{rs}/\sigma_s$; T_c — температура Кюри, °С; κ — магнитная восприимчивость, 10⁻⁶ ед. СГС; Q_n — отношение Кенигсбергера (отношение естественной остаточной намагнитченности к 0,317 κ); C — содержание ферромагнитных минералов в породе, определенное по σ_s и T_c , %; индекс ^{2/1} означает отношение величин соответствующих магнитных параметров после нагрева до 600 °С к первоначальным значениям. Параметр q взят усредненным, так как σ_s и σ_{rs} определялись для различных магнитных полей (от 2,5 до 6 кЭ). Указанное количество образцов относится только к первым семи столбцам, остальные магнитные характеристики определены по всей выборке.

намагничивания в этих же полях. Определялся (в том числе уже в стационарных условиях) ряд других магнитных характеристик: естественная остаточная намагнитченность I_n , магнитная восприимчивость κ , коэрцитивная сила H_c , остаточная коэрцитивная сила H_{cr} , удельная (σ_s) и остаточная удельная (σ_{rs}) намагнитченность насыщения, температура Кюри (T_c), концентрация ферромагнитных минералов C , рассчитанная по известной зависимости σ_s и T_c от состава (X) [4, 7]. Кроме того, оценивались температурные изменения магнитных параметров — отношения соответствующих величин после нагрева к исходным (индексы $t/20^\circ$ или ^{2/1}), производные отношения $\sigma_{rs}/\sigma_s = q$, $H_c/H_{cr} = r$ (чаще употребляют обратную величину), фактор Кенигсбергера Q (отношение I_n к I_i — индуктивной намагнитченности в современном земном магнитном поле). Эти характеристики, химический анализ и минералогические исследования обеспечивали изучение особенностей состава пород, а также состава и магнитной структуры ферромагнитных минералов. Все результаты измерения магнитных параметров 179 образцов, 35 химических анализов и микронзондовых определений 6 образцов (39 зерен, 85 точек) статистически обработаны. Для выявления роли и связи отдельных

магнитных характеристик, породообразующих окислов и геохимических коэффициентов использованы методы корреляционного и факторного анализа переменных. Средние значения основных магнитных параметров образцов по отдельным станциям драгирования приведены в табл. 1.

По данным термомагнитного анализа все изученные породы характеризуются достаточно дифференцированными магнитными характеристиками и формами термомагнитных кривых, отражающими различный состав, магнитную структуру («эффективный» размер зерна) и степень окисления ферромагнитных минералов — носителей намагнитченности (рис. 2). Они представлены титаномagnetитами и магнетитами, в различной степени подвергнувшимися одно- и гетерофазному окислению в природных условиях. Особенности использования данных термомагнитного анализа применительно к изучению состава, интерпретации геологических условий формирования и гипергенного преобразования магматических пород изложены в [1, 9, 10, 12] и кратко сводятся к следующему.

Ферромагнитные минералы горных пород через свой состав являются носителями опосредованной информации о P — T - и P_{O_2} -усло-

условий базальтоидного вулканизма и, в целом, соответствующих геотектонических обстановок прошлого.

Выделяются два принципиально различных (в геологическом смысле) тренда окисления ферримангнитных минералов — субаэральный и субаквальный. В физическом аспекте (в рамках терминологии магнетизма горных пород) им, в первом приближении, соответственно отвечает высокотемпературное (чаще гетерофазное) и низкотемпературное (однофазное) окисление. Первое наиболее характерно для условий излияния лав на суше. Вулканыты и, в частности, базальтовые лавы, а также их экстремальные аналоги отличаются высокими температурами Кюри, часто отвечающими стехиометричному магнетиту ($T_c = 580^\circ\text{C}$). Их магнитные параметры после нагрева в лабораторных условиях изменяются незначительно. Кривые размагничивания образцов в постоянном магнитном поле (порядка нескольких тысяч эрстед и выше) характеризуются отсутствием температурного гистерезиса (кривые нагрева и охлаждения практически совпадают). Для относительно свежих неокисленных лав и продуктов эксплозивного вулканизма сравнительно молодых островных дуг температуры Кюри могут быть ниже ($200\text{--}400^\circ\text{C}$), отвечая составу богатых титаном титаномагнетитов «первичного» очага перед извержением. Для них также обычны безгистерезисные кривые (см. рис. 2, А).

Для базальтоидов, излившихся в подводных (субаквальных) условиях, обычны другие значения магнитных параметров и формы термомагнитных кривых. Они отражают либо состав первичных неокисленных титаномагнетитов базальтов (например, рифтовых зон) — безгистерезисные термокривые с низкими значениями T_c ($125\text{--}175^\circ\text{C}$), либо катиондефицитность их состава, обусловленную низкотемпературным окислением в условиях гальмиролиза при относительно невысоких температурах морского дна. Термомагнитные кривые для последней разновидности базальтов характеризуются «положительным» температурным гистерезисом (кривая охлаждения на графике идет выше и часто правее кривой нагрева). Значения T_c обычно от 200° до 500°C (см. рис. 2, Б).

В условиях гипергенного выветривания (на суше) ферримангнитные минералы базальтов подвергаются дальнейшему окислению (магнетитизации), что находит свое отражение в изменении ряда магнитных параметров и в форме термомагнитных кривых, имеющих «отрицательный» температурный гистерезис (кривая охлаждения идет ниже кривой нагрева (см. рис. 2, В)). На рис. 3 показаны графики $I_r(T)$, которые соответствуют кривым $I_s(T)$: для образцов 28/2 и 53/10 — на рис. 2, Б, для об-

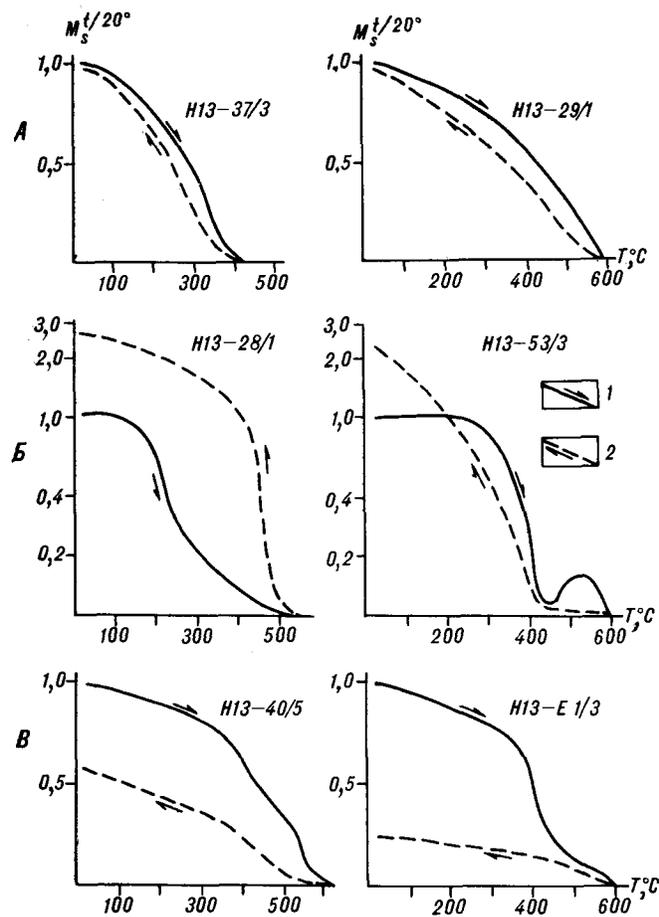


Рис. 2. Типовые графики температурного размагничивания намагниченности насыщения $I_s(T)$ в постоянном магнитном поле $H = 6$ кЭ. Термокривые нагрева (1) и охлаждения (2); А — В — см. в тексте.

виях последнего равновесного состояния магматического очага перед излиянием расплава на земную поверхность. Кроме того, их состав является также индикатором последующих окислительных процессов в зонах гидротермальных изменений, гипергенеза и подводного выветривания. Для ферримангнетиков вулканических пород, сформировавшихся в соответствующих геологических условиях, характерны специфические магнитные параметры и формы термомагнитных кривых, представляющих своеобразные «кардиограммы» горной породы. Ферримангнитные минералы очень чувствительны как к условиям кристаллизации и окисления в расплаве, так и ко всем воздействиям (изменениям температуры, окислительного потенциала среды и т. п.) на протяжении всей последующей геологической жизни горной породы. С этих позиций по составу, структуре и характеру окисления магнитных зерен пород возможно восстановление палеогеографических

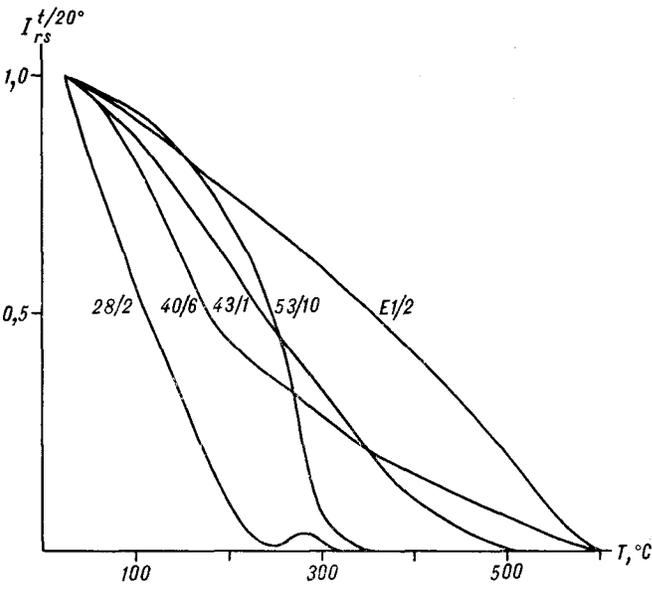


Рис. 3. Термомагнитные кривые $I_{rs}(T)$. Пояснения в тексте.

разцов 43/1 и E1/2 — на рис. 2, А и для образца 40/6 — на рис. 2, В. Существует ряд промежуточных типов термомагнитных кривых, отражающих различные наложенные процессы, в частности, изменение температуры и режима окисления в процессе и после окончания вулканической деятельности. Это могло происходить вследствие изменения уровня Мирового океана (поднятий и опускания суши), вторичных локальных прогревов в зонах гидротермальных изменений и т. п. Таким образом, анализ магнитных параметров, характеризующих состав, структуру и состояние магнитных минералов базальтоидов, позволяет наметить ряд дополнительных методических критериев оценки геологических условий вулканизма в прошлом. Указанные предпосылки были положены в основу интерпретации полученных данных.

Основные результаты проведенных исследований заключаются в следующем. Все изученные породы по средним значениям магнитных характеристик (рис. 4) и типам термомагнитных кривых разделяются с помощью компонентного анализа и факторных диаграмм (рис. 5, 6) на четыре достаточно контрастные группы — А, Б, В и Г. Первая группа образцов (А), представленная толеитовыми и субщелочными базальтами, долеритами и пиллоулавами, драгирована на станциях 30, 34, 35, 38, 65 и, отчасти, 28, характеризуется наиболее низкими значениями температур Кюри (рис. 7) и концентрациями ферримангнитных минералов. Для последних, судя по данным макроскопии и термомагнитного анализа, ско-

рее типичны одно- и псевдооднодоменные размеры зерен, значителен вклад в намагниченность суперпарамагнитных частиц. Группа неоднородна по магнитным свойствам. Согласно особенностям корреляционных связей, внутри группы обособляются станции 35 и 65, а также 30, 34 и 38. Для образцов, драгированных на станции 28, типичен тренд в сторону обеих вышеупомянутых подгрупп, а также дисперсия отдельных факторных нагрузок, что, в целом, отражает неоднородность их химического состава и различных магнитных свойств. В частности, среди них наряду с толеитовыми базальтами попадает много щелочных разновидностей. Для подавляющего большинства образцов этой группы характерна очень высокая «катиондефицитность» ферримангнитных минералов как следствие интенсивного низкотемпературного подводного окисления, что, в частности, выражается в значительном (в 5—10 раз) росте намагниченности насыщения после лабораторного нагрева образцов в воздушной среде. Комплекс магнитных характеристик и тип термомагнитных кривых свидетельствуют о подводных условиях излияния и кристаллизации указанных вулканитов. Это же подтверждается текстурными особенностями (широкое развитие пиллоу-лав).

Группа Б, охватывающая комплекс высокотитанистых умеренно щелочных и щелочных базальтов, драгированных на станциях 53, 55, 59, 60, отличается большей общей намагниченностью, ростом значений основных магнитных параметров по сравнению с предыдущей группой и относительно меньшим проявлением низ-

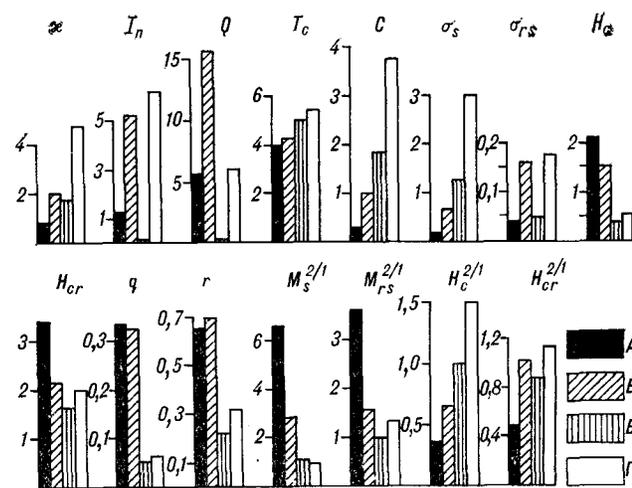


Рис. 4. Диаграмма средних значений магнитных характеристик вулканитов групп А — Г, выделенных на основе факторного анализа.

χ и I_n даны в 10^{-3} ед. СГС, T_c — в градусах Цельсия, C — в %, σ_s и σ_{rs} — в $гс \cdot см^3/г$, H_c и H_{cr} — 10^3 Э, остальные параметры — в относительных единицах.

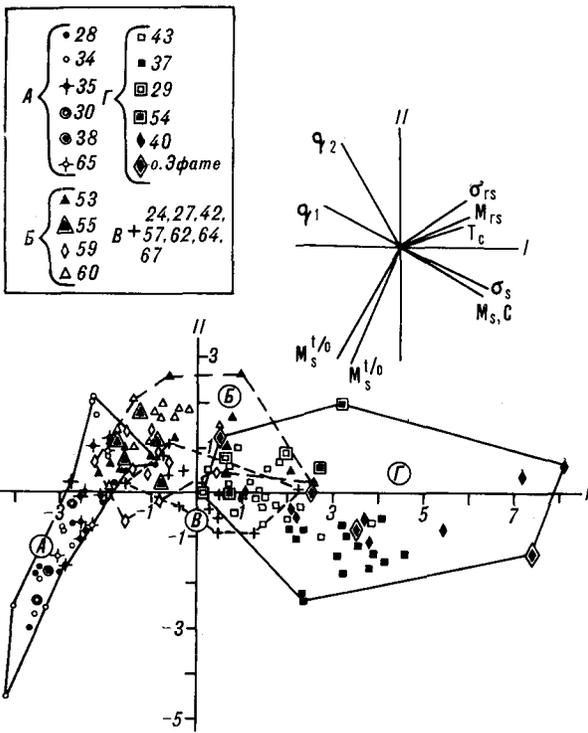


Рис. 5. Результаты компонентного анализа выборки базальтоидов, драгированных в Ново-Гебридском желобе, в координатах I и II факторов.

Принадлежность образцов к соответствующим станциям драгирования (номера) показана различными значками.

котемпературного окисления ферритмагнетиков. Последнее, в сочетании с более высокими значениями температур Кюри, свидетельствует об относительно меньшем исходном содержании

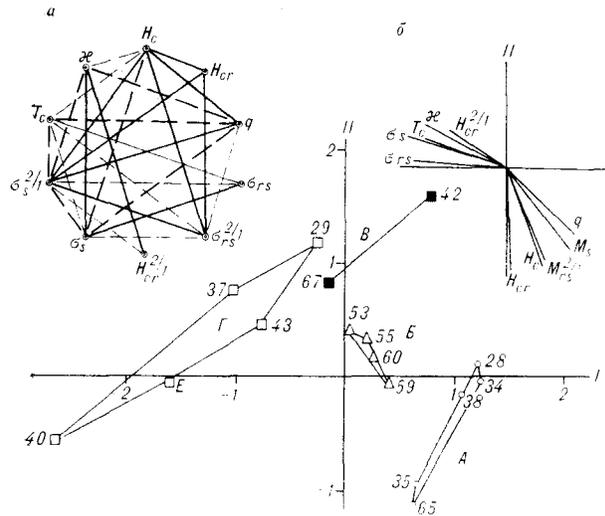


Рис. 6. Корреляционная (а) и факторная (б) диаграммы, полученные для средних по станциям значений некоторых магнитных характеристик.

Толстые и тонкие линии связи на корреляционной диаграмме отвечают уровням вероятности $1 - p = 99\%$ и 95% . Сплошные и штриховые линии — соответственно прямая и обратная корреляция. Цифры и фигурные значки на факторной диаграмме — номера станций драгирования.

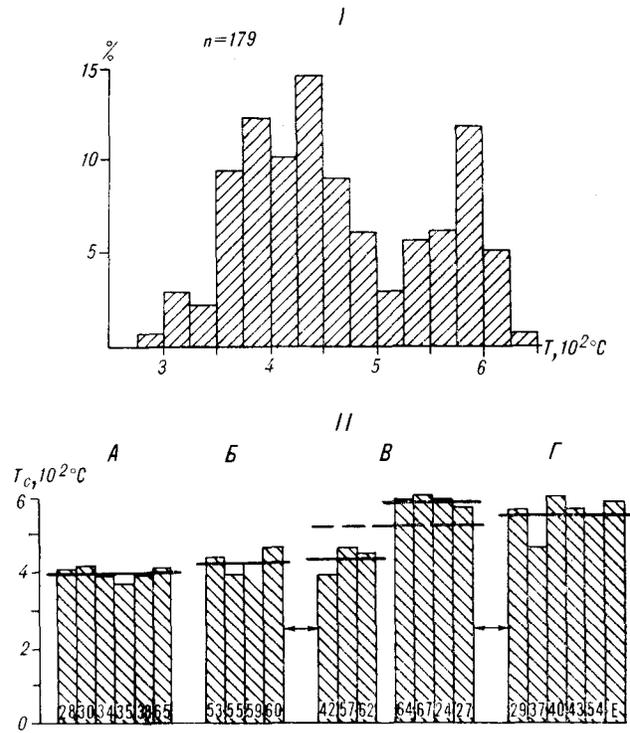


Рис. 7. Распределение вулканитов по температурам Кюри (I) и средние значения T_c (II) для отдельных станций драгирования (номера) и каждой из групп в целом (горизонтальные толстые линии).

ульвошинелевой компоненты в составе титаномагнетитов. Магнитные характеристики и тип термомагнитных кривых так же, как и для предыдущей группы, свидетельствуют о преимущественно субаквальной обстановке излияния лав этих базальтоидов.

В группу В (станции 24, 27, 42, 57, 62, 64, 67) объединены осадочно-пирокластические комплексы, генетически тесно связанные, вероятно, как с древними погруженными, так и с современной островной дугой. Характерной особенностью этой группы является ее промежуточное (по значениям магнитных параметров) положение между группой Б и описанной ниже группой Г. Часть осадочно-пирокластического материала, в частности со станций 57 и 62, источником сноса, вероятно, имеет относительно древние вулканические постройки (комплексы), сложенные более щелочными базальтами с относительно невысокими температурами Кюри, которым, в частности, соответствуют породы, драгированные со станций 55 и 60. Близкие по фациальному составу породы, драгированные на станциях 24, 27 (северная часть желоба) и 64, 67 (южная часть желоба), имеют «магнетитовые» точки Кюри, их ферритмагнитные минералы сильно окислены, что указывает на возможные источники сноса среди подвергнутых высокотемпературному

окислению лав, объединенных в группу Г (в частности, для желоба Санта-Крус — андезитобазальтов ст. 29). Относительно титанистым титаномagnetитам в алевролитах и песчаных станциях 42 с температурами Кюри порядка 400 °С наиболее близки по составу титаномagnetиты лав эффузивов ст. 37.

Группа Г (станции 29, 37, 40, 43, 54, о. Эфате) представлена преимущественно андезитобазальтами, реже базальтами, их туфами, которые отличаются наиболее высокой общей намагниченностью и концентрацией магнитных минералов. Последние в образцах на всех станциях драгирования, кроме 37, представлены низко- и беститанистыми magnetитами и магнетизированными magnetитами (ст. 40) с высокими точками Кюри (до 580—600 °С). Андезиты ст. 37, несмотря на пониженные значения T_c , обладают высокой удельной намагниченностью и наибольшей среди всех изученных пород концентрацией ферримagnetитных минералов. Последние, судя по параметрам q и T_c , а также минералогическим данным, представлены относительно крупными гомогенными зернами. Все магнитные минералы андезитобазальтов группы Г, учитывая набор магнитных параметров, характер корреляционных связей между ними и формы термомagnetных кривых, были подвергнуты высокотемпературному окислению и (в отдельных образцах ст. 40) последующему низкотемпературному окислению (магнетитизации). Это свидетельствует о том, что их излияние, кристаллизация и последующее окисление происходило, главным образом, в субаэральных условиях, независимо от глубин их нынешнего местонахождения. На этот факт следует обратить особое внимание, учитывая приводимые ниже другие данные и следующие из них выводы.

По своим магнитным характеристикам образцы этой группы, будучи драгированными с разных глубин (свыше 8 км, в основании желоба — станции 29, 40, 54; в мелководной части латерали примыкающей к островной дуге, — ст. 43, глубина 1300—1800 м; отобранные на суше — о. Эфате, гора Фагамалапа) весьма сходны. По сравнению с рядом других желобов Азиатско-Тихоокеанской окраины здесь также не наблюдается существенных различий в интенсивности и типах окисления вулканитов в зависимости от приуроченности драгированных пород к разным склонам желоба (океанского или островного). Общее распределение пород по измеренным температурам Кюри показано на рис. 7.

Вариант факторной диаграммы, построенной по средним значениям соответствующих магнитных характеристик для пород каждой станции драгирования, более контрастно подчеркивает отличия между указанными группами

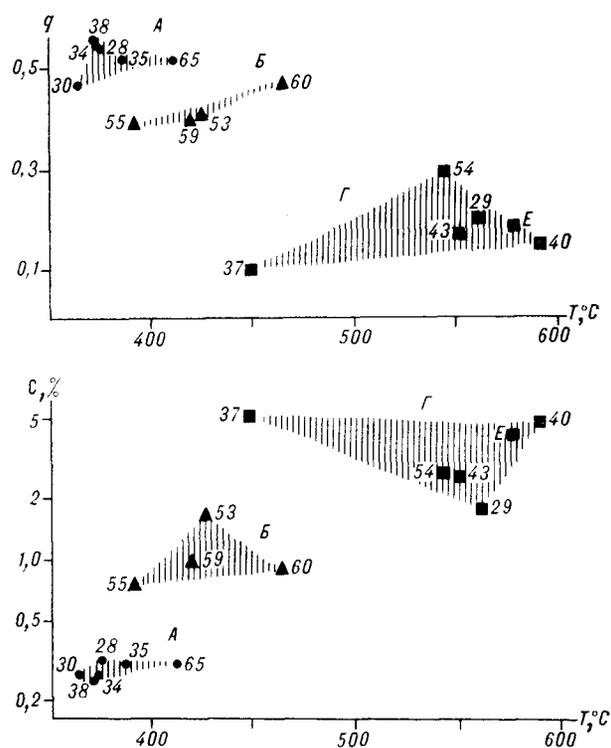


Рис. 8. Зависимость средних значений характеристик q и C от температуры Кюри ферримagnetных минералов базальтов.

Цифры возле значков — номера станций драгирования. Е — остров Эфате. А (кружки), Б (треугольники), Г (квадраты) — группы, выделенные по магнитным свойствам.

(см. рис. 6, б). Если же учитывать суммарные данные по коррелируемым параметрам для каждого из исследованных образцов, то компонентный анализ, дающий факторную диаграмму (см. рис. 5) в системе координат I и II факторов (74,5 % суммарной дисперсии), свидетельствует об отсутствии абсолютной дискретности выделенных групп. В пределах каждой из них имеются переходные разности образцов, обладающие сходными для смежных групп магнитными характеристиками. Сюда можно отнести базальты ст. 28, проявляющие значительный тренд изменчивости вдоль оси координат II фактора, что отражает колебания в железистости, титанистости и щелочности. Можно отметить «двойственность» позиции на диаграмме отдельных образцов ряда станций, объединенных в группу Б, которые приближаются по своим характеристикам к переходным типам. В группе А наблюдается аналогичное перекрытие в координатах на факторной диаграмме позиций ряда образцов станций из группы Б. Некоторые образцы этой группы являются как бы промежуточным звеном между наиболее наглядно различающимися породами групп А и Г, тяготея больше к первой. Наконец, пирокластические и осадочные породы

группы В, занимая на диаграмме «нейтральное» центральное положение, тем самым отражают, несмотря на свою фаціальную общность, принадлежность к различающимся по магнитным характеристикам, составу и генезису источникам сноса — комплексам Б и Г.

Характер некоторых корреляционных связей между основными магнитными характеристиками для всех исследованных образцов иллюстрируется рисунками 6, а и 8. Многие взаимосвязи здесь, конечно, определяются функциональными физическими зависимостями и соответствующими формульными соотношениями (как, например, прямая корреляция между параметрами χ , σ_s и C и обратная между ними и характеристиками Q и q и т. п.). Вместе с тем весьма показательная прямая корреляция температуры Кюри с концентрацией ферриманнитных минералов в базальтах и обратная — с параметрами q и $\sigma_s^{2/1}$ — отражает параллельный рост намагниченности и T_c от мелкозернистых (одно- и псевдооднодоменных) зерен титаномагнетитов базальтов группы А к крупнозернистым малотитанистым магнитным зернам, характерным для вулканитов группы Г. Для крайних членов этого ряда внутри групп А и Г корреляция параметров T_c и $\sigma_s^{2/1}$ базальтов практически отсутствует, что свидетельствует о достаточной однородности каждой из них. Изменение магнитного момента насыщения после нагрева, минимальное для пород группы Г, растет для вулканитов от группы Б к А (т. е. в сторону уменьшения эффективного размера ферриманнитных зерен).

Показательны зависимости магнитных параметров от некоторых петрохимических коэффициентов (рис. 9). Можно отметить главенствующую роль титана в его соотношениях с суммами окислов железа и щелочей в изменениях параметров χ , σ_s , q . Очевидно, что в шиллоулавах и афировых андезитобазальтах групп А и Б значительная часть титана входит непосредственно в состав титаномагнетитов, представленных мелкими зернами, тонкодисперсными суперпарамагнитными частицами, а также, возможно, их кластерами. В базальтах, объединенных в группу Г, преобладают малотитанистые магнетиты с высокими точками Кюри. При этом, несмотря на близкие значения содержания щелочных элементов, породы группы А и Б на графиках обособляются от вулканитов группы Г за счет решающего вклада титана. Обратная зависимость значений фактора Кеннсабергера от соотношения окислов железа и магния в определенной степени иллюстрирует тренд изменчивости параметра I_n от степени дифференцированности и окисления первичных магм. В этом случае области средних значений для каждой из групп пере-

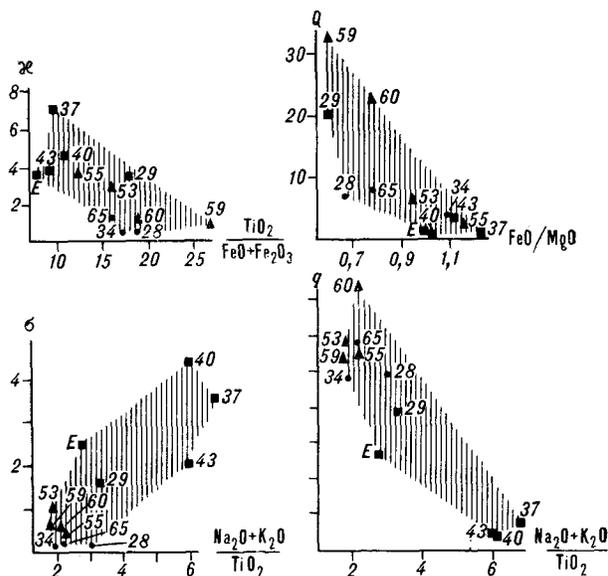


Рис. 9. Соотношения некоторых магнитных параметров и петрохимических коэффициентов. Значки и номера — см. усл. обозн. к рис. 8.

крываются. Аналогичен характер зависимости от этого соотношения оксида титана. Исходные химические анализы приведены в табл. 2.

Не останавливаясь здесь на петрологических аспектах особенностей состава и генезиса исследованных пород, что выходит за рамки публикации, отметим, что в целом они образуют достаточно широкий ряд от типичных океанических толеитов (стр. 34) через субщелочные разновидности и шопониты (станции 37, 40) вплоть до трахибазальтов (станции 29, 59). Ряд петрохимических диаграмм, иллюстрирующих средние по станциям соотношения различных порообразующих окислов (рис. 10), отражают некоторые генетические особенности и подчеркивают принадлежность базальтоидов к различным по степени дискретности составов группам. Можно констатировать, что петрохимические особенности изученных пород, в отличие от их магнитных характеристик, позволяют, судя по диаграммам, разделить все базальтоиды только на две более или менее контрастные группы — образующие непрерывный по химизму ряд толеитовые и субщелочные разновидности, соответствующие группам А и Б, и шопониты, трахибазальты — аналоги группы Г.

Таким образом, с одной стороны, в пределах Ново-Гейбридского желоба наблюдается достаточно большое разнообразие в химическом составе и магнитных свойствах драгированных базальтоидов, с другой, — не обнаруживается по этим характеристикам особого различия в зависимости от глубины драгирования и принадлежности к тому или иному (кораллово-морскому или островодужному) склонам же-

Средние химические составы базальтоидов Ново-Гейбридского желоба, мас. %

Группа	Номер станции	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
А	28	44,44 0,78	2,26 0,02	12,42 0,36	7,43 5,95	5,28 5,14	0,21 0,01	10,65 0,08	9,84 0,17	4,57 0,36	2,22 1,30	1,26 0,19
	28-4	51,59	1,17	14,98	4,22	6,83	0,19	6,83	11,28	2,21	0,56	0,10
	34	53,57 1,16	1,87 0,12	14,13 0,81	4,78 1,13	6,47 0,97	0,18 0,04	5,96 0,30	9,22 1,37	2,80 0,19	0,77 0,19	0,24 0,01
	65	50,35 0,72	1,69 0,33	16,24 2,22	6,92 2,23	4,43 0,81	0,21 0,07	5,66 1,17	10,31 1,40	2,94 0,28	0,77 0,52	0,14 0,07
Б	53	50,39 0,40	2,34 0,61	13,47 0,52	10,57 2,16	5,10 0,92	0,18 0,05	5,36 1,39	8,00 1,90	2,97 0,30	1,35 0,28	0,25 0,06
	55-3	50,75	1,49	14,94	6,06	6,34	0,17	5,46	11,34	2,56	0,74	0,13
	59-1	49,27	3,15	14,41	8,26	4,26	0,18	7,06	7,26	4,47	1,12	0,51
	60	50,92 0,41	2,11 0,60	15,53 0,54	8,05 0,55	3,89 0,64	0,18 0,02	5,00 0,78	9,38 1,05	3,62 0,25	0,90 0,19	0,36 0,07
Г	29-1	41,95 51,52	2,22 0,91	11,54 17,05	5,19 4,65	7,70 5,27	0,21 0,17	12,75 4,28	9,92 9,31	4,25 3,34	3,03 2,87	1,21 0,30
	37	0,61	0,26	0,70	0,18	0,88	0,01	0,67	1,16	0,62	0,16	0,07
	37-14	55,25	1,78	15,34	3,26	7,29	0,16	5,84	7,11	2,94	0,76	0,24
	40-5	52,85	1,01	16,68	5,41	4,53	0,18	4,41	8,16	3,04	3,09	0,31
	43	53,44 2,30	0,80 0,11	18,10 1,35	4,64 0,95	4,52 1,21	0,17 0,04	4,04 0,71	9,07 0,79	2,99 0,28	1,81 0,81	0,27 0,11
Е	(г. Фатамала-па, о. Эфате)	46,80	1,00	18,12	7,39	5,95	0,23	6,00	11,43	2,12	0,64	0,32

Примечание. Для числа анализов от трех и более средние содержания оксидов показаны в числителе, стандартные отклонения — в знаменателе. Данные приведены по сухому остатку. Аналитик З. М. Меркурьева (ИГО Тажгеологии).

лоба. Общими для основания и обоих склонов последнего являются наличие комплекса пиллоу-базальтов и долеритов — от высокохромистых толеитовых до высокотитанистых щелочных и широкое развитие хорошо раскристаллизованных андезитов. Достаточно контрастные по магнитным свойствам и химическому составу базальты располагаются на близких гипсометрических уровнях (станции 28, 35 группы А и станции 29, 37, 40, 54 группы Г на средних глубинах 7,5—8,5 км). И если глубина драгирования пород последней группы чаще не выходит из этого интервала, то ряд пород группы А (станции 30, 34, 38, 65) поднят и с меньших глубин, совпадающих с диапазоном драгирования пород группы Б (5—7 км).

Все это не соответствует ранее наблюдавшейся в пределах других океанических желобов (Курило-Камчатского, Идзу-Боинского, Волкано) картине — преимущественному развитию на островном (континентальном) склоне андезитобазальтов известково-щелочной ассоциации, а на океанском (морском) склоне — типичных толеитовых разновидностей. Для маг-

нитных минералов островодужных вулканитов характерна кристаллизация в субаэральных условиях, сопровождавшихся высокотемпературным окислением, часто с последующей магнетитизацией в обстановке гипергенеза. Магнитные минералы вулканитов, драгированных с океанского склона, как правило, кристаллизовались в субаквальной обстановке и чаще представлены катиондефицитными титаномангнетитами «океанского» типа [2]. То есть, в отличие от других регионов, в Ново-Гейбридском желобе имеет место пространственное перекрытие (совмещение) разнофациальных (и, по всей видимости, разновозрастных) вулканических пород с различными магнитными свойствами. При этом часто фактически отсутствует закономерная связь условий залегания и состава этих комплексов с морфологией, батиметрией и, в целом, строением самого желоба, что в значительной мере затрудняет его традиционную идентификацию в рамках канонических плитотектонических представлений как структурного элемента зоны конвергенции (субдукции) на границе континентальной и океа-

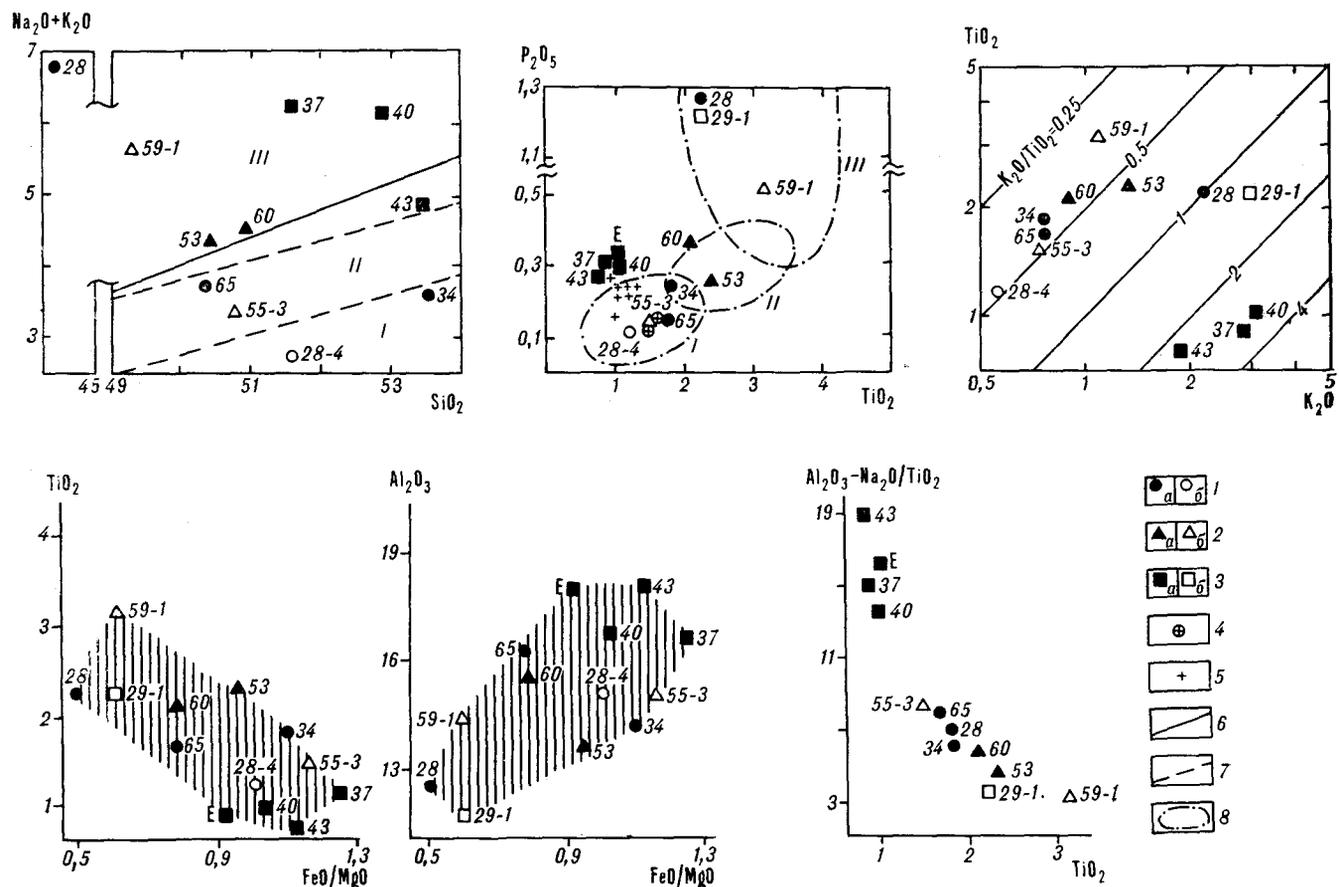


Рис. 10. Соотношение средних значений породообразующих оксидов (мас. %) и петрохимических коэффициентов в базальтоидах из различных станций драгирования в Ново-Гебридском желобе (номера), о. Эфате и прилегающих районах.

1—3 — соответственно группы А, Б и Г; незалитыми значками обозначены одиночные анализы (образцы) и анализы, не вошедшие в подсчет среднего по станциям; 4 — данные по сваяжкам 286 и 289 (восточная часть Кораллового моря и подводное плато Онтонг-Джава); 5 — подводный хребт Муссау; 6—7 — границы разделения полей: 6 — гавайских базальтов по [26], 7 — японских базальтов по [5] (толеитовых (I), высокоглиноземистых (II), щелочных оливиновых (III)); 8 — поля составов на второй слева вверху диаграмме (I — базальтов срединно-океанических хребтов, II — толеитов океанических островов, III — щелочных базальтов). 4, 5, 8 — по [30].

нической плит, различающихся составом вулканических пород и магнитных минералов.

В этой связи следует отметить, что результаты геолого-геофизических исследований в рассматриваемом и соседних регионах, которые предшествовали нашим работам, привели ряд авторов [13, 14, 23, 25] к представлениям о существовании до среднего миоцена на границе Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит протяженной зоны субдукции юго-юго-западного падения, сопряженной с единой среднемиоценовой островной дугой, включавшей поднятие Витязя, Соломоновы острова, Ново-Гебридскую дугу, острова Фиджи, хребты Лау и Тонга. Ими предполагается, что вследствие последующего смещения зоны субдукции к юго-западу и надвиганию на желоб Витязя плато Онтонг-Джава (имеющего аномально мощную кору и рассматриваемого в качестве приключившегося микроконтинента)

произошло «обращение полярности» субдукционного процесса, раскрытие Фиджийского бассейна и вращение Ново-Гебридского блока по часовой стрелке на 30°, начиная с позднего миоцена (между 8 и 3 млн лет). Некоторые, на наш взгляд, достаточно искусственные и спорные механизмы этого процесса и его кинематика рассмотрены с чисто мобилистских позиций в [15, 16, 19, 29].

По данным [17] аналогичное обращение полярности зоны субдукции предполагается в соседней системе островная дуга — желоб Соломоновых островов, где по результатам исследования пространственного распределения сейсмических волн выделяются две зоны Вадати-Беньоффа различной полярности. Одна из них, имеющая северо-восточное падение, отражается в системе очагов близповерхностных и промежуточных землетрясений и связана, по мнению этих авторов, с активной субдукцией

Данные электронного микронзондирования рудных зерен

Группа, номер образца	N _i /n	TiO ₂	FeO*	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	SiO ₂	Размер зерен, мкм	X	T _c ^p	T _c ⁿ	Δ	Z
А, 34-4	5/5	23,26	59,86	0,54	3,00	0,45	0,58	1,03	1—10	0,778	35	345	310	0,65
Б, 59-1	5/13	18,21	66,21	3,51	3,08	0,71	0,55	0,12	5—20	0,594	178	360	182	0,52
Г, 37-9	5/15	5,19	77,76	3,42	6,45	0,10	0,48	0,43	20—150	0,174	473	520	47	0,20

Примечание. N и n — соответственно число измеренных зерен и точек зондирования; FeO* — суммарное содержание железа в зерне в форме закиси; X — атомная доля титана в титаномагнетите, вычисленная по измеренному соотношению TiO₂/FeO*; T_c^p, T_cⁿ, Δ — соответственно расчетная, измеренная температуры Кюри и разница между ними; Z — параметр окисления по [27].

вдоль желобов Ново-Британского и Сан-Кри-стобаль. Другая приурочена к неактивному Северо-Соломонову желобу, имеет юго-западное падение и, возможно, связана с остатками Тихоокеанской плиты. Относительно слабо выраженная и перпендикулярная к Ново-Гебридскому желобу зона разлома Фиджи, фиксирующаяся непрерывным поясом сейсмичности и батиметрических неоднородностей, идентифицируется соответственно как южный поперечный фрагмент границы этой плиты. Сам же Фиджийский блок рассматривается не как стабильная микроплита, а как деформированная островная дуга с широким проявлением неогенового толеитового и субщелочного магматизма, с мощностью земной коры около 20 км [21], близкой к величине 21—29 км, полученной для Ново-Гебридского блока по сейсмологическим данным [18].

В этом отношении показательно сопоставление значений мощности земной коры с расчетными глубинами возможных очагов магмообразования, определяемыми по эмпирическим формулам $H, \text{ км} = 82 - 0,14T_c$ и $H, \text{ км} = 24,17 + 22,28w$ [8], где w — отношения оксидов магния к сумме щелочей (в мол. %). Несмотря на значительную условность подобных расчетов, они могут дать некоторую вполне приемлемую качественную оценку исследуемых величин. Данные электронного микронзондирования зерен титаномагнетитов (табл. 3), когда были проанализированы контрастные образцы, подтверждают значительную катиондефицитность их структуры, обусловленную низкотемпературным окислением базальтов. Это в особенности относится к представителям групп А и Б (образцы 34/4 и 59/1). Поэтому для примерной оценки минимальной глубины магматического расплава в его предполагаемом последнем (перед излиянием на поверхность) равновесном состоянии использованы данные по обр. 37/9, у которого измеренное значение T_c наименее отличается от расчетного. Для «магнитного» и «петрохимического» способов расчета получены соответственно величины 15,8 км и 38,8 км (среднее 27,3 км), что близко к значению мощности земной коры, полу-

ченному по сейсмическим данным. Это может свидетельствовать о сравнительно неглубоких премежучочных подкоровых источниках магмообразования. Если для аналогичного расчета использовать состав крупных зерен титаномагнетита образца 59/1 (группа Б), то эта величина составит 57 км, т. е. будет, видимо, более близка глубине первичного очага.

Таким образом, с одной стороны, рядом исследователей постулируются сходные условия вулканизма и еще доминирующая общность Ново-Гебридской дуги и плато Фиджи. При этом дальнейшее развитие региона рассматривается под доминантой преимущественного развития горизонтальных движений. С другой стороны, кроме изложенных выше петромагнитных и петрологических данных, ряд геофизических материалов также не позволяет рассматривать Ново-Гебридский желоб в качестве «типичной» границы конвергенции плит. В частности, в магнитном и гравитационном поле Ново-Гебридская дуга и желоб на отдельных профилях выражены не всегда достаточно контрастно [24]. В районе желоба отмечаются преобладающие мелкофокусных землетрясений над глубоководными, а также отсутствие либо редкое проявление сейсмичности в интервале глубин от 50—70 км до 100—150 км. Сейсмические данные, положенные в основу вывода о поддвижении Австралийской плиты под Ново-Гебридскую дугу [20, 22, 28], на наш взгляд, лишь указывают на существование субвертикальных достаточно дискретных зон, приуроченных к различным уровням, и отсутствие под Ново-Гебридской вулканической дугой четко прослеживающейся единой наклонной сейсмофокальной зоны. В ряде случаев можно отметить неоднозначность интерпретации многих геофизических параметров и вполне возможную дискусионность выводов по ним. Поэтому слабая контрастность знакоперемных магнитных аномалий, характер гравитационного поля и сейсмичности (рис. 11) в меньшей степени могут отражать и «обычную» разломную тектонику, проявленную в зоне сочленения Ново-Гебридской островной дуги и Корал-

Рис. 11. Схематические сводные геолого-геофизические профили (масштаб условный)

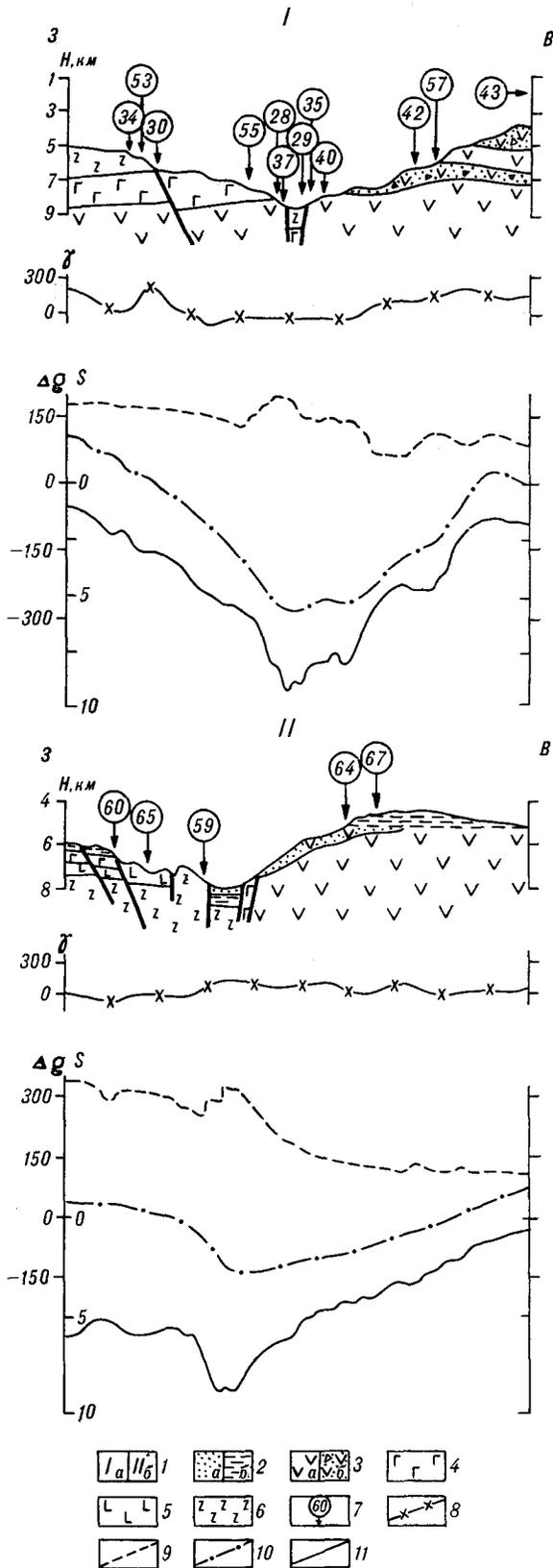
1 — совмещенные геологические разрезы по полигонам драгирования и геофизические профили 8-4-13, 8-5 по [24]; 2 — осадочные породы (а — песчаники, б — алевриты); 3 — комплекс андезитов (а) и их туфов (б) островодужного типа; 4-6 — пиллоу-лавы, базальты, долериты афировые (4), порфиоровые (5), редкопорфиоровые (6); 7 — положение основных станций драгирования относительно оси желоба и их номера; 8-11 — графики геофизических полей: 8 — магнитного (γ , мГ), 9, 10 — гравиметрического (Δg , мГал) соответственно в редукции Буге и в свободном воздухе (по [24]); 11 — времени пробега сейсмических волн (S , с).

лово-морской плиты, которые, как можно полагать, были заложены на коре субконтинентального типа.

Кроме этих соображений, а главное, отмеченных выше петромагнитных и петрохимических особенностей вулканитов, не коррелирующихся с глубинами и местами драгирования в пределах различных склонов желоба, можно отметить еще и другие факты, не укладывающиеся в традиционные и упрощенные представления о природе желобов. По данным метода НСП и других исследований, проведенных в рейсе, склоны желоба имеют ступенчатое строение, близкие состав, мощность и возраст осадков (от среднего эоцена до плейстоцена), независимо от их гипсометрического положения. Сам желоб практически не заполнен осадками, имеет сложный, сильно расчлененный рельеф. Разломы, пересекающие фундамент и осадочную толщу, судя по сейсмограммам, имеют характер скорее сбросов, нежели взбросов. В приосевой части северной ветви желоба на глубинах около 8 км, т. е. значительно превышающих уровень карбонатной компенсации для этой части Тихого океана [3], обнаружены хорошо сохранившиеся карбонатсодержащие осадки (ст. 40).

Поэтому все вышеприведенные магнитные характеристики, петрологические и геолого-геофизические данные, по нашему мнению, больше свидетельствуют о сходстве Ново-Гебридского глубоководного желоба с кулисообразной прерывистой зоной рассеянного рифтообразования, возникшей в условиях периодического растяжения. В этом плане его можно рассматривать как сравнительно молодую морфоструктуру, сформировавшуюся (скорее всего в плиоцене — квартере) в результате блоковых опусканий земной коры на границе между Кораллово-морской плитой и Ново-Гебридской островной дугой. Такая интерпретация в рамках механизма деструкции краевых частей литосферных блоков, сопровождавшейся формированием своеобразной клавишной структуры, представляется вполне правомочной.

В целом, общая картина строения и история формирования подобных морфоструктур может быть весьма сложной и противоречивой. Для них часто характерно разнообразие форм дис-



локаций и сложность проявления отдельных типов тектонических напряжений по простиранию и на разных гипсометрических уровнях [6, 11 и др.]. Поэтому на разных стадиях своего развития они могут проявляться в виде целого ряда промежуточных форм — от элементарных зародышевых грабеноподобных структур, обусловленных сбросовыми дислокациями,

до классических зон сжатия и «отмирающих» желобов. Примером одной из таких морфоструктур, находящейся, возможно, на ранней стадии своего развития и отражающей проявление кайнозойского этапа рифтинга в сочетании с простым сбросообразованием, по всей видимости, и является Ново-Гейбридский желоб.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брегштейн Ю. С. Магнитные характеристики базальтоидов как индикаторы обстановок вулканизма // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 6.— С. 36—46.
2. Брегштейн Ю. С., Васильев Б. И. Магнитные свойства как индикатор условий образования вулканических пород северо-запада Тихого океана // Новые данные по западной части Тихого океана/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.— С. 173—190.
3. Зейбольд Е., Бергер В. Дно океана.— М.: Мир, 1984.
4. Кашинцев Г. Л., Печерский Д. М. Оценка роли габбро в намагниченности океанской земной коры по ксенолитам из базальтовых лав Афара (Эфиопия) // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 9.— С. 101—110.
5. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкосте окраин континентов и островных дуг // Окраины континентов и островные дуги.— М.: Мир, 1970.— С. 249—262.
6. Ломтев В. Л., Воробьев В. М., Высоцкий С. В. Новые данные о рельефе и структуре северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий // Геология дна Северо-Запада Тихого океана/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 29—40.
7. Нагата Т. Магнетизм горных пород.— М.: Мир, 1965.
8. Печерский Д. М., Багин В. И., Родская С. Ю., Шаронова Э. В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород.— М.: Наука, 1975.
9. Печерский Д. М., Назарова Е. А. Термомагнитное излучение базальтов рифтовой зоны Атлантического океана (30° и 40° с. ш.) // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1974.— № 9.— С. 95—100.
10. Писакин Б. Н., Приляткин А. А. Гипергенез и магнитные свойства горных пород // Сов. геология.— 1979.— № 8.— С. 110—115.
11. Стрельцов М. И. О сейсмодислокациях Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология.— 1989.— № 4.— С. 59—73.
12. Ade-Hall J. M., Khan M. A., Dudley P., Wilson R. L. A detailed opaque petrological and magnetic investigation of single tertiary lava flow from Skye Scotland // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1968.— V. 16, N 4.— P. 375—388.
13. Auzend J. M., Lajoy Y., Marsset B. Recent geodynamic evolution of the north Fiji basin (southwest Pacific) // Geology.— 1988.— V. 16, N 10.— P. 925—929.
14. Chase C. G. Tectonic history of the Fiji plateau // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1971.— V. 82.— P. 3087—3110.
15. Chung W. Y., Kanamori H. A mechanical model for plate deformation associated with aseismic ridge subduction in the New Hebrides arc // Tectonophysics.— 1978.— V. 50.— P. 29—40.
16. Collet J. Y., Daniel J., Burne R. V. Recent tectonics associated with the subduction/collision of the d'Entrecasteaux Zone in the central New Hebrides // Ibid.— 1985.— V. 112.— P. 325—356.
17. Cooper P. A., Taylor B. Polarity reversal in the Solomon island arc // Nature.— 1985.— V. 314.— P. 428—430.
18. Coudert E., Cardwell R. K., Isacks B. L., Chatelain J. L. P-Wave velocity of the uppermost mantle and crustal thickness in the central Vanuatu islands (New Hebrides island arc) // Seismol. Soc. of Amer. Bull.— 1984.— V. 74.— P. 913—924.
19. Dubois J., Dugas F., Laponille A., Lonat R. The troughs at the rear of the New Hebrides island arc: Possible mechanisms of formation // Canad. J. Earth Sci.— 1978.— V. 15.— P. 351—360.
20. Fitch T. J. Plate convergence, transcurent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific // J. Geophys. Res.— 1972.— V. 77.— P. 4432—4460.
21. Hamburger M. W., Everingham I. B., Isacks B. L., Barazangi M. Active tectonism within the Fiji platform, Southwest Pacific // Geology.— 1988.— V. 16, N 3.— P. 237—241.
22. Johnson T., Molnar P. Focal mechanisms and plate tectonics of the Southwest Pacific // J. Geophys. Res.— 1972.— V. 77, N 26.— P. 5000—5032.
23. Karig D. E., Mammerickx J. Tectonic framework of the New Hebrides island arc // Mar. Geol.— 1972.— V. 12, N 3.— P. 187—205.
24. Luyendyk B. P., Bryan W. P., Jezek P. A. Shallow structure of the New Hebrides island arc // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1974.— V. 85, N 8.— P. 1287—1300.
25. McCabe R. Implications of paleomagnetic data on the collision related bending of island arcs // Tectonics.— 1984.— V. 3, N 4.— P. 409—428.
26. McDonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol.— 1964.— V. 5, N 1.— P. 82—133.
27. O'Reilly W. The identification of titanomaghemites: model mechanisms for the maghemitization and inversion processes and their magnetic consequences // Physics of the Earth and Planet. Interiors.— 1983.— V. 31, N 1.— P. 65—76.
28. Otsuki K. Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: "Laws convergence rate of plates" // Tectonophysics.— 1989.— V. 159, N 1/2.— P. 73—94.
29. Pascal G., Isacks B. L., Barazangi M. Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc // J. Geophys. Res.— 1978.— V. 83.— P. 4957—4973.
30. Stoesser D. B. Igneous rocks from leg. 30 of the DSDP project // Initial Reports of the DEEP Sea Drilling Project.— 1975.— V. 30.— P. 401—414.

ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск
ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
3 января 1990 г.

УДК 553.45

*Н. Н. Житинев, Нгуен Суан Бао, Нгуен Суан Ан,
Фам Тан Тхинь*

К ВОПРОСУ ОБ ОЛОВОНОСНОСТИ ЮЖНОГО ВЬЕТНАМА

Статья восполняет пробел, существующий в представлениях об оловоносности Южного Вьетнама. Описаны геологические условия локализации оловянной минерализации. Обосновано выделение двух типов оловянного оруденения: раннемелового возраста кассите-

рит-кварцевой формации, типичного для юго-восточной Азии, и позднемезозойского возраста касситерит-силикатной формации дальневосточного типа, параллелизуемого с оловянным оруденением Сихотэ-Алиния и Мяо-Чана.

Оловоносность Южного Вьетнама изучена неравномерно. Кое-где (районы Маты, Зулонг, Мепу) начаты поисковые и поисково-оценочные работы. Но в основном сведения об оловоносности можно почерпнуть из результатов региональных геолого-съёмочных работ м-ба 1 : 500 000 и 1 : 200 000. На этой стадии возрастает роль металлогенических построений для выработки направления дальнейших работ.

Шлиховые ореолы касситерита (см. рисунок) укладываются в пояс, протягивающийся на 450 км при ширине около 100 км от долины р. Сайгон до г. Контум. Поле охватывает различные контрастные по геолого-тектоническому строению области. Северная его часть субмеридионального направления протяженностью около 180 км располагается в зоне раннемезозойской активизации на юге Контумского выступа Индосинийского массива. Южная часть пояса северо-восточного направления протяженностью около 270 км располагается в области позднемеловой активизации, в вулканогенной зоне Далат.

В южной части Контумского выступа схематический геологический разрез представляется в следующем виде.

Первый структурный ярус — доордовикские (архейские, протерозойские, нижнекембрийские) биотитовые, гранатовые, амфиболитовые парагнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, мигматиты, амфиболиты, чарнокиты, ультраметаморфические граниты. Породы сложно дислоцированы с преобладанием субмеридионального простирания складок.

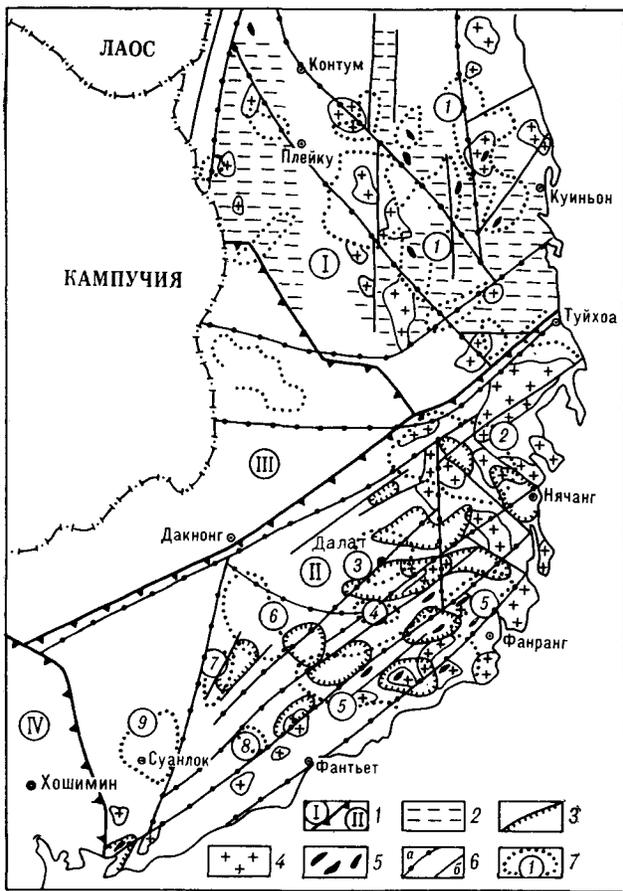
Второй структурный ярус — ордовик-силурийские сланцы, песчаники, алевриты, имеющие незначительное распространение. Эти породы вмещают крупные тела нижнепалеозой-

ских биотитовых, гнейсовидных гранитов, гранодиоритов.

Третий структурный ярус — нижнетриасовые алевриты, песчаники, мергели, на которых несогласно залегают верхнетриасовые конгломераты, аркозовые песчаники, липариты, туфы, грубообломочные туфогенные породы. Их прорывают широко распространённые крупные интрузивные тела габбро-гранодиорит-гранитной натровой серии, связанные с нижнемезозойским этапом активизации, проявившимся также в виде сводово-глыбовых дислокаций. Породы яруса прорваны небольшими батолитоподобными интрузивными телами позднемеловых диоритов, двуслюдяных гранитов и мелкими телами палеогеновых граносиенитов, лейкогранитов, приуроченных к разломам северо-западного и меридионального простирания, которые связаны с этапом позднемеловой активизации, сопровождавшейся глыбовой складчатостью. В сочетании с менее распространёнными разрывами северо-восточного простирания они обуславливают линейно-блоковое строение территории.

Наиболее поздние проявления вулканизма в этой зоне представлены плиоцен-плейстоценовыми платобазальтами.

Вулканогенная зона Далат — зона меловой активизации эпипалеозойской плиты Индосинийского массива — имеет на северо-западе довольно четкие границы с Контумским выступом и с зоной миогеосинклинального развития по системе разрывов северо-восточного простирания. На востоке и юге она погружается в воды Восточно-Вьетнамского моря, а на юго-западе граничит с Меконгской депрессией. Протяженность зоны около 300 км при ширине около 150 км.



Структурная схема Южно-Вьетнамского оловоносного пояса.

1 — границы структурных единиц (I — Контумский выступ, II — зона меловой активизации Тихоокеанского типа — вулканогенная зона Далат, III — область миоэосинклинального развития, IV — неоген-четвертичный прогиб — Меконгская впадина); 2 — зоны нижнемезозойской активизации Бирмано-Малайского типа на Контумском выступе; 3 — мел-палеогеновые вулканотектонические структуры; 4 — позднемеловые гранитоиды; 5 — палеогеновые субвулканические лейкограниты; 6 — разломы (а) и разрывы (б); 7 — шпильковые ореолы касситерита (1 — группа Плейку-Куиньон, 2 — группа Нячанг, 3 — Далат, 4 — Шонглу, 5 — Зулонг, 6 — Баолок, 7 — Мепу, 8 — Шонгзинь, 9 — Суанлок).

В геологическом строении зоны Далат участвуют нижнеюрские флишеидные терригенные отложения толщи Бандон, залегающие несогласно на триасовых и верхнепалеозойских породах, смятые в складки северо-восточного простирания. В составе толщи преобладают песчаники и алевролиты, в основании наблюдаются базальные конгломераты.

Меловая вулканогенная толща Донзыонг, несогласно залегающая на юрских породах, выполняет серию грабенообразных, мульдообразных вулканотектонических структур, различающихся по составу слагающих их пород. Последние представлены рядом от андезитобазальтов до риолитов, широко развиты вулканогенно-осадочные породы и образования эксплозивной и экструзивной фаций. Породы слабо

дислоцированы. Мощность толщи определяется в пределах 300—1200 м.

Позднемеловые — палеогеновые гранитоиды посторогенного этапа развития имеют широкое распространение, образуя интрузивные тела различных типов и размеров, возрастные взаимоотношения между интрузивными породами не вполне определены, взаимоотношения их с эффузивами также весьма сложные, обусловленные, вероятно, чередованием во времени эффузивной и интрузивной деятельности. В отличие от северной части оловоносного пояса меловой магматизм здесь представлен более полно. Наиболее ранние гранитоидные комплексы Динькуан и Анкрот размещаются в северо-западной части зоны Далат и представляют собой один гомодромный ритм: габбро-диориты — гранодиориты — граниты — калиевые (монцитонитовые) биотит-роговообманковые лейкограниты. По микроскопическим признакам и химизму эти граниты очень сходны с гранитами Бачелазской и Мяочанской габбро-гранодиорит-гранитных оловоносных серий Дальнего Востока [2]. Абсолютный возраст гранитоидов этих сетей колеблется от 114 до 70 млн лет, но, по мнению Э. П. Изюха, «достоверность и точность этих датировок недостаточно ясна» [2, с. 245]. Поздние проявления магматизма представлены серией гранитоидных пород от диоритов до лейкогранитов калинатрового ряда, образующих комплекс Деока, абсолютный возраст которого варьирует от 127 до 62 млн лет (обычно 70—80 млн лет), и комплексом Фанранг, представленным гомодромной серией сиенитодиориты — гранодиориты — граниты — лейкограниты. Преобладают биотит-роговообманковые калиевые граниты, абсолютный возраст которых колеблется от 60 до 30 млн лет, т. е., вероятнее всего, палеогеновый. Этот комплекс по формационному типу сходен с комплексом Банчиенг, развитым в оловоносной зоне Куйчау Северного Вьетнама, и высокоглиноземистыми, калиевыми и интенсивно оловоносными «молодыми гранитами» Лаоса [1]. Гранитоиды Деока и Фанранг развиты преимущественно в прибрежной части зоны Далат и в зоне активизации южной части Контумского выступа.

Кайнозойский ярус Южного Вьетнама представлен неогеновыми и четвертичными образованиями. Нижняя часть разреза сложена озерно-болотными отложениями с прослоями базальтов и бурых углей миоцен-плиоценового возраста. На них залегают толща базальтов плиоцен-плейстоценового возраста мощностью до 300 м, в коре выветривания которых выявлены месторождения латерит-бокситов. Базальты образуют обширные плато в западной части и небольшие останцы в прибрежной и центральных частях зоны Далат. В прибреж-

Характеристика шлиховых ореолов касситерита по работам масштаба 1 : 500000

Номер ореола	Ореол; площадь, км ² ; количество шлиховых проб	Сопутствующие минералы и элементы в шлихах и донных пробах	Гидротермально-метасоматические образования на площади ореола	Рельеф, рыхлые отложения]
1	Группа Плейку-Куиньон; около 6000	Золото, полиметаллы	Грейзены, окварцевание, серитизация, альбитизация	Среднегорный, денудационно-аккумулятивный
2	Группа Нячанг; около 2500; 202	Вольфрамит, золото, турмалин, молибден	Грейзены, турмалиниты, окварцевание	Среднегорный, эрозионно-денудационный, денудационный, аллювий крупнообломочный, малой мощности
3	Далат; 400; 47	Золото, турмалин, сульфиды	Грейзены, кварц, турмалиниты, окварцевание, сульфидизация	Среднегорный, эрозионно-денудационный, аллювий развит слабо
4	Шонглоу; 150; 35			То же
5	Зулонг; около 3200	Вольфрамит, галенит, молибденит, висмутин	Грейзены, кварц-вольфрамитовые, кварц-сульфидные жилы, хлоритизация, турмалинизация	Низко-среднегорный, эрозионно-денудационный, аллювий развит слабо
6	Баолок; около 1000; 85		Шлиховые потоки касситерита по водотокам, прорезающим толщу платобазальтов	Плато 800—1000 м, эрозионно-денудационный
7	Мену; около 150; 49	Вольфрамит, сульфиды	Кварц-вольфрамитовые жилы, окварцевание, грейзенизация	Низкогорный, эрозионный, аллювий развит слабо
8	Шонгзинь; около 150; 59	Молибденит, сульфиды	Окварцевание, грейзенизация	Низкогорный, эрозионный, аллювий развит слабо
9	Суанлок; около 770; 94	Вольфрамит, скородит, колумбит, корунд, турмалин	Перекрыт платобазальтами	Низкогорное плато, эрозионный

ной части широко распространены плейстоцен-голоценовые прибрежно-морские отложения, слагающие невысокие широкие террасы высотой от первых метров до 10 м и представленные галечниками, песками, глинами, латеритами. Современные аллювиальные отложения в условиях интенсивного неотектонического поднятия региона имеют ограниченное распространение. Они слагают небольшие по площади цокольные террасы водотоков и имеют мощность от первых метров до 10 м в предгорных долинах. Представлены они галечниками, гравием, песками, в предгорных долинах значительно развиты суглинки, глины.

Сведения об оловоносности Южного Вьетнама в настоящее время базируются на данных по серии шлиховых ореолов касситерита и единичным рудопроявлениям, выявленным геолого-поисковыми работами масштаба 1 : 500 000 и 1 : 200 000 (таблица).

Как видно из таблицы, имеющиеся данные пригодны лишь для самых общих суждений о перспективах оловоносности региона. Некоторые ореолы и их участки с учетом работ масштаба 1 : 200 000 заслуживают более подробной характеристики.

Ореол Зулонг расположен в провинции Тхуан Хай к северо-западу от городов Фанранг и Фантьет, охватывая ее горную часть. Рельеф резко расчлененный с отметками от 1540 м до 100 м. Ореол вытянут в северо-восточном на-

правлении на 120 км при ширине от 15 до 60 км, сопровождается литохимическими ореолами свинца, молибдена, вольфрама. В его пределах известны свинцово-цинково-серебряное месторождение Жабак, проявление молибдена и вольфрама Нуйдат. К северу от г. Фанранг для оценки оловоносности рыхлых отложений предгорных долин на площади около 20 км² пройдено 167 шурфов глубиной до 3 м и 12 скважин. Мощность отложений около 10 м. Содержания касситерита в пробах не превышают десятков граммов в кубическом метре. В аллювии цокольных террас водотоков, впадающих в предгорные долины, содержания касситерита достигают 200 г/м³, уменьшаясь с глубиной. В русловых же отложениях содержания касситерита достигают 800 г/м³ с тенденцией увеличения к истокам. Это, возможно, свидетельствует о начальной стадии эрозионного среза коренных источников.

Касситерит в шлихах короткопризматический, серый, желто-бурый, темно-коричневый. Размер зерен преимущественно 0,1—1 мм, реже 4 мм. Совместно с касситеритом часто в шлихах находится вольфрамит с размером зерен до 2 мм. В донных пробах кроме олова установлены цинк, свинец, молибден. В искусственных шлихах из протолочек гранитов обнаружен касситерит (до 1,7 г/т) совместно с ильменитом, турмалином, цирколитом (до 330 г/т). Коренные источники не выявлены.

Район Мепу расположен в 30 км к юго-западу от г. Баолок и вытянут в субмеридиональном направлении на 12 км при ширине 10 км. Он выделен по содержаниям касситерита более 1 г/м³. В районе развиты юрские терригенные флишеидные отложения, меловые вулканиты кислого и среднего состава, поздне-меловые гранитоиды. В аллювии цокольных террас содержание касситерита составляет первые десятки граммов в кубическом метре. В русловых отложениях оно достигает 440 г/м³, содержание вольфрамита — первые десятки, в единичных случаях 1100 г/м³. Среди галечного материала часты находки кварца с вольфрамитом. В верховьях ручьев встречаются крупные валуны осадочных пород с жилами кварц-вольфрамитового и турмалинового состава, грейзенизированных гранитов с вольфрамитом и касситеритом, грейзенизированных риолит-порфиров с лучистым шерлом и флюоритом. Обнаружены коренные выходы кварцевых прожилков и маломощных жил субмеридионального простирания, залегающих в осадочных породах согласно слоистости под углами 40—50°. В составе их установлены касситерит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, флюорит. Касситерит темно-бурого до черного цвета образует призмы, двойники с размерами зерен 0,1—0,5 мм.

В свалах найдены валуны сульфидных руд, в составе которых определены пирротин, пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит. Все коренные выходы и свалы рудных пород укладываются в полосу субмеридионального направления протяженностью около 8 км.

Проведенные работы свидетельствуют о несомненных перспективах промышленной оловоносности территории Южного Вьетнама. Имеющиеся данные позволяют дать лишь общую характеристику формационной принадлежности и типов оловянного оруденения региона в сопоставлении с оловорудными районами Тихоокеанского пояса, исходя из региональных закономерностей их локализации. Самыми общими критериями оценки на данном этапе изученности являются возраст рудоносного магматизма и геолого-тектоническая позиция региона, позволяющие проводить достаточно уверенные аналогии с известными районами промышленной оловоносности северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса.

Сложность геологического развития региона Юго-Восточной Азии, находящегося на сопряжении Средиземноморского и Тихоокеанского планетарных геосинклинально-складчатых поясов, Китайской платформы и Индосинийского массива, и относительно низкая степень его изученности объясняют разноречивость мнений о возрасте рудоносного магматизма и оло-

воносных эпох, типах оловорудных формаций.

Характеризуя оловоносные пояса юга Китая — Приморский, Наньлинский и Юго-Западный, С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев и А. Б. Павловский связывают разнотипное оловянное оруденение «с гранитоидами средних и только на крайнем Юго-Западе (Гэцзю) возможно, поздних этапов яньшанского тектономагматического цикла средней — поздней юры..., сопровождающегося преимущественно оруденением олова и вольфрама кварцевого и грейзенового, реже скарнового типов касситерит-кварцевой формации» [3, с. 29]. Далее они отмечают, что в Бирmano-Малайско-Индонезийском оловоносном поясе «очень широко развиты кислые граниты мезозойд раннемелового возраста (105 млн лет)» [3, с. 30], а возраст гранитоидов района Бирмы определяется как верхнеюрский (155—145 млн лет). Основными типами оловянного оруденения являются кварцевый, грейзеновый, менее скарновый касситерит-кварцевой формации.

Е. А. Радкевич, подчеркивая специфичность строения и рудогенеза поздне-меловых оловоносных районов, отмечает, что «Прибрежный оловоносный пояс Китая сложен дислоцированными юрскими отложениями, на которых с резким несогласием залегают покровы кислых вулканитов верхнемелового возраста... Осадочные, вулканические породы прорваны гранитными интрузиями и заключают многочисленные оловорудные и олововольфрамовые месторождения касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формаций. Здесь встречаются месторождения касситерит-силикатные с турмалином, хлоритом и собственно сульфидные» [4, с. 105].

Чан Дык Лыонг и Нгуен Суан Бао высказали мнение о потенциальной рудоносности Южного Вьетнама и отмечают, что «с раннемезозойской активизацией массива (Контумского — Н. Ж.) связаны месторождения олова, молибдена, золота и полиметаллов, которые концентрируются на северной, западной и юго-западной окраинах массива.

Почти вся площадь... Восточной части Намбо (Южного Вьетнама — Н. Ж.) занята структурами далатской юрской складчатости. Здесь развиты мезозойские гранитоидные интрузии и месторождения олова, вольфрама, молибдена, полиметаллов» [5, с. 42].

Исходя из вышеизложенного, северную часть Южно-Вьетнамского оловоносного пояса в пределах активизированной части Контумского выступа можно рассматривать как типичную для Юго-Восточной Азии оловоносную территорию, расположенную на активизированных частях срединных массивов и платформ (районы Пиаок и Тамдао Северного Вьетнама, Наньлинский пояс Китая, Бирма,

Лаос). Общими чертами для них являются: развитие нижнемезозойских субконтинентальных отложений в локальных прогибах, интенсивное проявление ранне-среднемезозойского кислого магматизма, развитие неоген-четвертичных наложенных впадин.

Характерной особенностью области активизации Контумского выступа является внедрение поздне меловых-палеогеновых кислых калиевых гранитов, являющихся рудоносными на сопредельных территориях Лаоса и Северного Вьетнама (зона Куйчау).

Правомерно предположить проявление на территории активизации Контумского выступа двух оловоносных эпох: поздне триасовой и поздне меловой-палеогеновой с преимущественным развитием оловянных месторождений касситерит-кварцевой формации.

Длительная история неотектонического развития региона с широкими процессами эрозии, денудации и наличие бассейнов аккумуляции в неоген-четвертичных наложенных впадинах позволяют дать положительную оценку оловоносности рыхлых отложений бассейна реки Ба, а также прибрежно-морских отложений в ее дельте (Туйхоа), бассейнах рек и предгорных долин к западу от г. Куиньен.

Особенностью территории Южного Вьетнама, в отличие от известных оловоносных территорий Индокитая, является развитие широкой зоны тектономагматической активизации мелового возраста с интенсивным проявлением рудоносного поздне мелового магматизма. Зона Далат представляет собой серию инверсионных наложенных прогибов, аналогичных Приморскому поясу Юго-Восточного Китая, Балыгычано-Сугойскому, Хингано-Олонойскому, Мяочанскому районам СССР. Развитие их в

мезо-кайнозой характеризуется рядом специфических черт:

складчатым фундаментом прогибов служат дислоцированные песчано-сланцевые отложения триасового и, главным образом, юрского возраста;

накоплением молассоидных отложений и вулканогенных образований кислого и среднего состава;

активным интрузивным магматизмом с внедрением больших масс гранитоидов повышенной основности и калиевых гранитов;

широким проявлением постмагматических процессов, ведущих к образованию оловянного оруденения преимущественно касситерит-силикатной формации;

общей инверсией наложенных прогибов в верхнемеловое время, преобразовавшей их в горные сооружения;

широким проявлением неоген-четвертичного основного вулканизма с формированием обширных покровов платобазальтов;

унаследованным характером неотектонических движений, вызвавших воздымание рудоносного блока и образование в четвертичное время горного рельефа с интенсивными процессами эрозии и денудации.

Подобная общность региональных признаков в истории развития оловорудных районов в совокупности с данными поисковых работ позволяет отнести зону Далат к области, перспективной на выявление коренных месторождений олова преимущественно касситерит-силикатной формации, характеризующихся слабым и умеренным эрозионным срезом. Учитывая особенности неотектонического типа ее развития, перспективы обнаружения россыпных месторождений в зоне Далат следует оценить как ограниченные.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов И. В., Кухорева В. С.* Полезные ископаемые Лаоса/ВИЭМС.— М., 1983.
2. *Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В.* Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение.— М.: Наука, 1977.
3. *Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Павловский А. Б.* Основные типы оловорудных районов.— М.: Недра, 1976.
4. *Радкевич Е. А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.
5. *Чан Дык Лыонг, Нгуен Суан Бао.* Новая схема тектонического и металлогенического районирования территории Социалистической Республики Вьетнам/Тез. докл. на XIV Тихоокеанском научном конгрессе.— М.: 1979.

Главное управление горного дела
и геологии СРВ
Ханой

Поступила в редакцию
19 января 1990 г.

УДК 553.3/4.078 + 551.24 + 550.83(571.6)

*Е. А. Радкевич, А. М. Жирнов, Ю. Ф. Малышев,
Л. А. Сахьянов, О. А. Степанов*

МЕРИДИОНАЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

Рассматривается металлогеническое значение долгоживущих тектономагматических линейных структур меридионального направления. По комплексу геолого-геофизических данных выделяется пять металлогенических поясов древнего (докембрийского) заложения трансрегиональной протяженности (Ольдое-Алдано-Ленский, Верхояно-Бурейский, Кавалерово-Нелька-

ский, Амуро-Юдомский, Колымо-Индигирский), контролируемых этими структурами. Рудные районы и узлы локализуются главным образом на пересечении металлогенических поясов с тектоническими зонами широтного и диагонального направления в центрах длительной тектономагматической активности.

КРАТКИЙ ОБЗОР МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕГИОНА

Выявление региональных рудоконтролирующих структур имеет важное практическое значение, так как позволяет прогнозировать новые рудоносные территории и определять направление геолого-поисковых работ на многие десятилетия. Значительный интерес в этом плане представляет Дальний Восток, концентрирующий разнообразное эндогенное оруденение, закономерности размещения которого еще недостаточно расшифрованы, во многом дискуссионны и постоянно привлекают к себе пристальное внимание геологов.

Дальний Восток характеризуется разнообразным оруденением. С докембрийскими комплексами пород здесь связаны преимущественно метаморфогенные и осадочно-метаморфические месторождения железа и марганца, рудоносные пегматиты, золото, неметаллические полезные ископаемые; с палеозойскими — месторождения железа, редких металлов, олова, золота [1, 14, 28]. Основное эндогенное оруденение, составляющее главное богатство региона, образовано в период мезозойско-кайнозойской тектономагматической активизации (олово, золото, вольфрам, полиметаллы и др.).

Дальний Восток* охватывает разновозрастные и разнотипные геологические структуры в области сочленения древних платформ (Сибирской и Китайской), подвижных поясов (Центрально-Азиатского и Тихоокеанского), история геологического развития которых прослеживается от раннего докембрия до позднего кайнозоя. Территории платформ характеризуются существенно ортогональным планом складчатых и разрывных дислокаций, а для фанерозойских складчатых систем — субширотным и северо-восточным. Грандиозное развитие процессов мезозойско-кайнозойской тектономагматической активизации и связанной с ними металлогении охватывает практически все геотектонические элементы региона. Именно это обстоятельство послужило решающим фактором при определении границ Тихоокеанского рудного пояса и позволило включить в последний наряду с мезозоидами и кайнозоидами и значительные примыкающие к ним территории докембрийских и палеозойских образований [34].

Рассматриваемый регион находится в Тихоокеанском рудном поясе — планетарной рудоносной структуре, составляя один из северо-западных фрагментов его внешней зоны.

В пространственном размещении металлогенических провинций и поясов большое значение придается протяженным и длительно существующим структурам типа линеаментов и глубинных разломов. Долгое время считалось, что простирание главнейших разломов укладывается в два ведущих направления — субширотное и северо-восточное. Заложение субширотных разломов относили к докембрию, а северо-восточных — к позднему палеозою. По протяженности можно выделить планетарные, трансрегиональные и региональные разломы. Последние прослеживаются в пределах отдельных геотектонических областей и имеют относительно небольшую длину (первые сотни километров).

* В статье не рассматривается территория Сахалина, Камчатки и Чукотки.

Ориентировка главных систем разломов объясняется своеобразным положением региона в области сочленения планетарных подвижных поясов Центрально-Азиатского субширотного с Тихоокеанским. Но, как отмечает Г. П. Воларович, до 1958 г. основное металлогеническое значение придавалось почти исключительно разломам северо-восточной ориентировки. Эта система разрывных нарушений связана с широко проявленной мезозойской тектономагматической активизацией, очень четко выражена в геологических структурах регионального и локального плана, хорошо картируется в поле и практически до настоящего времени сохраняет приоритет на всех геологических картах территории (рис. 1).

В металлогеническом отношении ведущими ископаемыми региона являются олово и золото. Проявления золота известны во всех металлогенических эпохах, олова — начиная с герцинской. Крупные концентрации этих металлов в ряде случаев соседствуют и устанавливаются в пределах металлогенических подразделений высокого ранга. Другие металлы (вольфрам, сурьма, ртуть и т. д.) нередко сопровождают их.

Закономерности размещения металлоносных районов в целом определяются ориентировкой ведущих оловоносных и золотоносных структур. Выделяют следующие крупные металлогенические подразделения: Хингано-Охотский, Уссуро-Охотский, Сихотэ-Алинский и Прибрежно-Приморский пояса северо-восточного простирания, Лаоелин-Гродековская зона меридиональной ориентировки, Становой субширотный пояс и Главный (Шилко-Верхнеселемджинский) золотоносный пояс субширотного простирания [4, 27, 37].

Хингано-Охотский металлогенический пояс выделен М. И. Ицкиным в 1952 г. Он простирается от Малого Хингана на юго-западе до побережья Охотского моря на северо-востоке, охватывая частично территории Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы и включая ряд существенно оловоносных районов: Мало-Хинганский, Кукано-Урмийский, Баджалский, Комсомольский, Дуссе-Алинский, Эзоцкий, Приохотский. Наряду с оловом присутствуют вольфрам, молибден, сурьма, ртуть, золото [14, 37].

Сихотэ-Алинский металлогенический пояс, простирающийся вдоль одноименной горной системы, включает две основные металлогенические зоны: Центрально-Сихотэ-Алинскую и Восточно-Сихотэ-Алинскую. Первая из них пространственно совпадает с антиклинорием, вторая — с синклинорием. Этот пояс многометалльный. При преобладающей оловянной минерализации в нем имеется ряд золотоносных

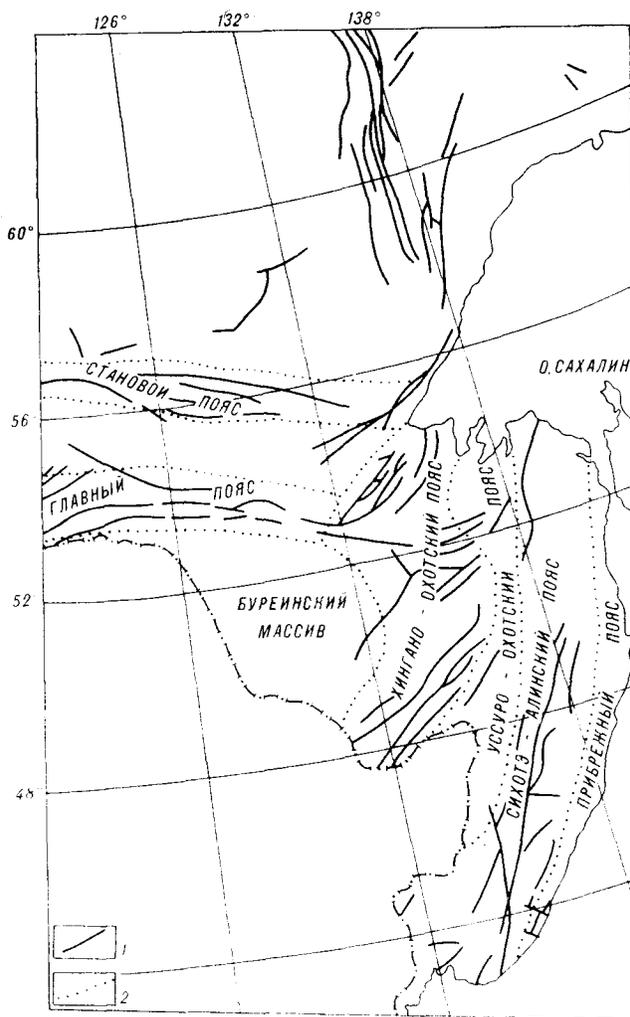


Рис. 1. Схема металлогенического районирования юга Дальнего Востока и расположения основных разломов по [37].

1 — крупные разломы; 2 — границы металлогенических поясов.

районов в северной и южной частях пояса, месторождения вольфрама.

Уссуро-Охотский металлогенический пояс совмещается с зоной кайнозойских депрессий и базальтоидного магматизма. Он подразделяется на две зоны — Западную (собственно Уссуро-Охотскую), простирающуюся от устья Усури на юго-западе до Тугурского залива на побережье Охотского моря и контролирующую собой цепочку наложенных впадин, и Присихотэалинскую, охватывающую полосу горного обрамления в северо-западной части Сихотэ-Алия [37]. Соответственно выделяются две металлогенические подзоны — Омельдинская ртутьносная (с Хавыньским, Харпичанским, Ульбинским рудными районами) и Западно-Сихотэ-Алинская золотовольфрамортутная (с

Усть-Бикинским, Алчанским, Вяземским, Полетнинским рудными узлами).

Прибрежно-Приморский (Прибрежный) металлогенический пояс пространственно совпадает с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом. Он характеризуется существенно оловополиметаллическим оруденением, а на флангах — золотым.

Лаоелин-Гродековская металлогеническая зона совмещается с субмеридиональной системой разломов, определивших заложение Лаоелин-Гродековской палеозойской эвгеосинклинали. Последняя отделяет Ханкайский массив от Кентейского в Китае и отличается развитием мощных толщ вулканитов основного состава. Зона характеризуется минерализацией палеозойского и мезозойского возраста [26, 28].

Становой металлогенический пояс совпадает с областью распространения древнейших кристаллических пород в южной части Алдано-Станового щита. Вдоль широтных глубинных разломов здесь, по-видимому, в протерозое был заложен эвгеосинклиальный трог с характерными для него основными вулканитами и интрузиями основного-ультраосновного состава. Предполагается, что уже в протерозое формировались золотоносные проявления, а при наложении последующих тектономагматических процессов образовались новые золотоносные участки с более концентрированным оруденением.

Главный золотоносный металлогенический пояс приурочен к зоне разломов хр. Тукурингра на южном фланге Амуро-Охотской складчатой системы и простирается почти через всю территорию региона. Он четко контролируется полосой дайкоподобных интрузий ультрабазитов-базитов, обнажающихся в ядре Джагды-Тукурингского горст-антиклинория. На западном его продолжении располагается золотолибденовый пояс Забайкалья, на восточном — золотоносные районы Нижнего Приамурья [3, 4, 14, 37]. В пределах пояса уже с прошлого столетия была известна цепочка золотоносных площадей с коренными рудопроявлениями золота и его россышями. Наряду с золотом местами проявлены вольфрам, сурьма и некоторые другие металлы.

Приведенная схема металлогенического районирования территории Дальнего Востока с некоторыми уточнениями сохраняет свое значение и отражается на картах последнего времени [22, 28].

ОРТОГОНАЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Представление о протяженных рудоносных поясах ортогонального плана возникло еще в середине прошлого века, когда И. А. Полети-

ка, а затем К. И. Богданович на основе эмпирических наблюдений наметили планетарные золотоносные пояса в пределах Тихоокеанского подвижного пояса [27]. В период первых металлогенических обобщений (50—60-е годы нашего столетия) появились факты, указывающие на существование новых металлоносных структур ортогонального плана. Так, например, на юге района выделялась вышеупомянутая Лаоелин-Гродековская металлогеническая зона меридионального простиранья. На восточном фланге Бурейского массива Г. П. Воларович наметил Хингано-Бурейскую золотоносную полосу, контролируемую субмеридиональными разломами, а ближе к побережью — вторую меридиональную полосу золотоносности от Охотского массива на севере до бассейна р. Тумнин на юге. Вместе с этим он обращал внимание на существенную роль в образовании многих разломов в верхнем структурном ярусе унаследованных движений по древним разломам, согласным с простираньем складчатости в докембрийском фундаменте. В 1957—1960 гг. исследованиями комплексной китайско-советской экспедиции была выделена система крупных меридиональных линейментов, образовавшихся в докембрийское время и подновлявшихся потом неоднократно в различные этапы тектоногенеза в фанерозое [38, 39]. Владивостокско-Бурейский линеймент простирается от г. Владивосток вдоль окраины Бурейского массива до хр. Джагды (132° в. д.); Бурейско-Чхонджинский линеймент — от г. Чхонджин в Корее вдоль р. Муданьцзян и западной окраины Бурейского массива до хр. Джагды (130° в. д.). Ченбай-Благовещенский линеймент — от г. Ченбай в Китае вдоль восточного борта впадины Сунляо до г. Благовещенск и далее под осадками мезозоя — кайнозоя до хр. Тукурингра (127° в. д.). Концепция меридиональных металлоносных тектономагматических структур была развита в работах Е. А. Радкевич, в которых выделена серия планетарных тектономагматических структур, отличающихся повышенной концентрацией меридиональных разрывов, интрузивных тел и повышенной металлоносностью [31, 32]. Одна из них (Бонинско-Ломоносовская) расположена в интервале 138—141° в. д. и простирается от Северного Ледовитого океана вдоль восточной границы Алданского щита через Северный Сихотэ-Алинь, Сахалин и Японские острова до 20-й параллели [26]. Другая (Филиппино-Китайская) в интервале долгот 120—123° протягивается от 40-й параллели в Китае через о. Тайвань, Филиппинские острова до экватора [29]. Разломы меньшего порядка расположены через интервалы, кратные 5—3° и чаще.

Обильный и разнообразный материал по

МЕРИДИОНАЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

уточнению тектонической основы металлогенических представлений получен в процессе геологического картирования территории и проведения тематических работ. В различных частях региона установлен и нанесен на карты и схемы ряд меридиональных разломов. В частности, это Нельканский, Бурхалинский, Кетандинский и Ульбейский разломы на севере; Тастахский, Лимурчанский, Херпучинский и Нижне-Амурский (Тумнино-Орельский) в центральной части и меридиональный разлом в южной части территории [6, 15, 18, 22, 30]. Серия широтных разломов различной протяженности установлена во всех частях исследуемой площади работами Б. И. Бурдэ, А. Ф. Васькина, Г. П. Воларовича, М. В. Мартынюка, Ю. А. Ходака, Э. П. Хохлова и др.

Значительная информация по разрывной тектонике регионального плана получена при дешифрировании космических снимков. Так, для территории Приамурья, по данным дешифрирования Р. И. Гришкяна (1975 г.), преобладающее число линеаментов имеет субширотное и широтное простирание [24]. Менее распространены диагональные разрывы (СВ — 20 %, СЗ — 32 %), еще менее — меридиональные линеаменты [14, 24]. При последующих анализах космических снимков, выполненных различными организациями, число линеаментов ортогонального плана для территории Дальнего Востока значительно возросло, а меридиональные даже стали преобладающими [33, 35]. Эти данные интересны тем, что характеризуют линеаменты, которые не фиксируются обычными методами геологического картирования.

Ценные сведения были получены при изучении глубинного строения территории геофизическими методами, особенно при расшифровке тектоники фундамента, перекрытого на больших площадях чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Установлено ведущее значение для домезозойского фундамента разломов и линеаментов меридионального простирания, имеющих нередко трансрегиональную протяженность [20, 21, 36, 40].

Фундаментальные результаты получены коллективом геологов ИГЕМ АН СССР (М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, И. К. Волчанская и др.), обосновавших выделение ряда трансрегиональных сквозных линеаментов ортогональной ориентировки [23, 33]. Рассматриваемая территория Дальнего Востока целиком укладывается в одну из планетарных тектонических зон меридиональной ориентировки, по М. А. Фаворской, расположенную в диапазоне 124—142° в. д.

Из предыдущего изложения видно, что в настоящее время создана металлогеническая концепция и намечены ортогональные рудоконтролирующие структуры как планетарного, так и регионального плана, в том числе для отдельных районов Дальнего Востока. Необходимо продолжить этот анализ и уточнить конкретное положение некоторых металлогенических поясов региона, поскольку в одних работах [23, 33] главное внимание уделяется характеристике рудоконцентрирующих широтных зон, а в других [17, 37] сохраняется приоритет металлогенических зон северо-восточного или даже северо-западного направления. Согласно представлениям [23, 24], целесообразно деление рудоносных структур на рудоконтролирующие или собственно металлогенические, определяющие распространение эндогенной минерализации в тех или иных структурах, и рудоконцентрирующие, обуславливающие максимальную концентрацию оруденения на отдельных участках внутри металлогенических структур.

На территории Дальнего Востока по совокупности имеющихся данных предлагается выделить пять крупных меридиональных рудоносных структур трансрегионального значения, отвечающих по своим размерам рангу металлогенических поясов: Ольдое-Алдано-Ленская (Филиппино-Китайско-Ленская) — 123—127° в. д., Верхояно-Буреинская — 130—134° в. д., Кавалерово-Нельканская — 135—137° в. д., Амуро-Юдомская (Японо-Юдомская) — 138—141° в. д., Колымо-Индибирская — 145—148° в. д.

Ольдое-Алдано-Ленский металлогенический пояс охватывает площадь верховьев рек Амур, Алдан и р. Лена в ее среднем и нижнем течении (рис. 2). В своей центральной части, на Алдано-Становом щите, пояс отмечается серией субпараллельных крупных разломов меридиональной ориентировки (Амгинский, Центрально-Алданский и др.), проникающих и далее на юг. Геологически на дневной поверхности разломы выражены плохо, но четко выявляются в геофизических полях, а также по данным анализа геоморфологических и космофотогеологических материалов [20, 36, 40]. В верховьях Амура пояс контролируется цепочками интрузивных массивов и серией субмеридиональных разломов глубокого заложения, определяющих план дислокаций пород архея. Разломы выделены по комплексу геологических, металлогенических, геоморфологических и аэромагнитных данных и подтверждены материалами гравиметрических и электрозведочных работ. Они представляют собой региональные кулисообразно расположенные

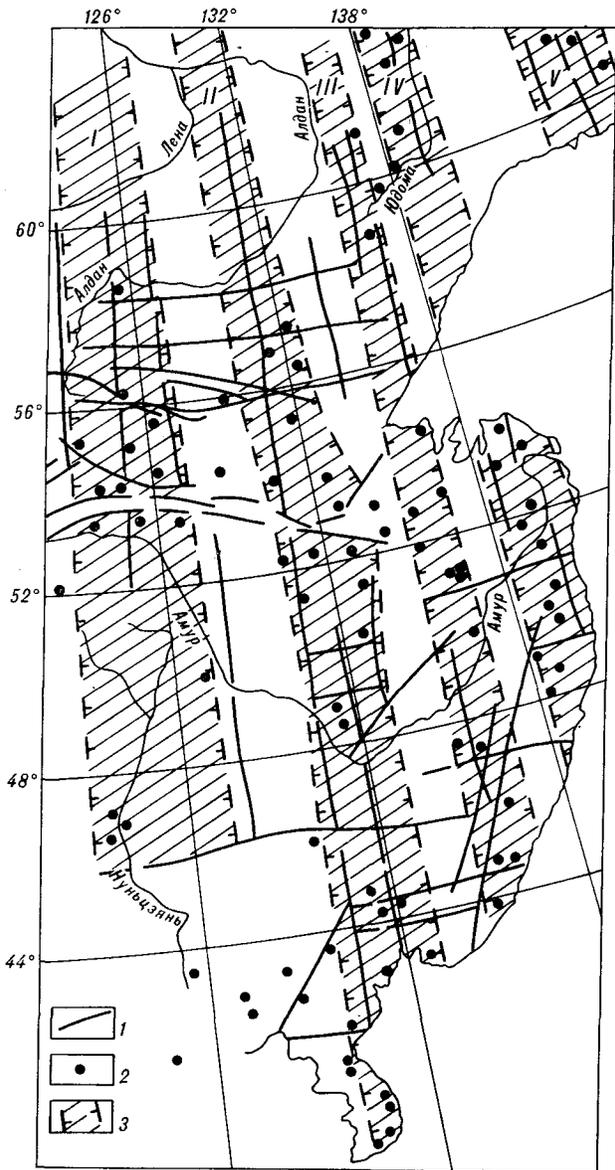


Рис. 2. Схема меридиональных металлогенических поясов Дальнего Востока по Е. А. Радкевич, А. М. Жирнову, Ю. Ф. Малышеву.

1 — крупные разломы по геологическим и геофизическим данным; 2 — проявления эндогенных руд; 3 — металлогенические пояса: I — Ольдое-Алдано-Ленский, II — Верхояно-Буреинский; III — Кавалерово-Нельканский, IV — Амуро-Юдомский, V — Колымо-Индигирский.

тектонические зоны шириной до 2—4 км, многократно подновлявшиеся в фанерозое и контролирующее распределение всех типов мезозойского эндогенного оруденения [8]. Наиболее яркая особенность тектоники этой части пояса — резкая виргация Тукурингро-Джагдинской системы разломов, возможно, обусловленная барьерным эффектом меридиональных разломов. Еще южнее, в Китае, меридиональная система разломов отражается в ориенти-

ровке крупных геоморфологических элементов — протяженного хребта Большой Хинган, рек Нууцзян и Ляохэ. Далее, по цепочке островов Тайвань и Филиппины, пояс прослеживается до экватора и контролируется здесь, по Е. А. Радкевич, зоной глубинных разломов планетарного масштаба [23].

В пределах пояса локализуется различное эндогенное оруденение (олово, вольфрам, полиметаллы и др.), но преобладает золото. В северной части пояса, обозначенной С. А. Черновым и В. А. Печерской [42] как Алдано-Ленская рудоконтролирующая структура первого порядка, установлены повышенные концентрации разнообразных металлических и неметаллических полезных ископаемых. Высокой плотностью эндогенного оруденения (золото, свинец, цинк, молибден, вольфрам, редкие металлы) характеризуется территория Верхнего Приамурья [8, 16]. В Китае в пределах пояса локализуются месторождения золота, меди, молибдена, никеля; в западной Корее — комплексные золотосеребромедные месторождения с висмутом, молибденом, свинцом. Для Филиппин характерны месторождения колчеданно-полиметаллических руд, золота, хрома, а также крупные комплексные месторождения медно-порфировой формации: золотосеребромедные, золотомедномышьяковые (о. Лусон) и другие [28, 29]. Рудные районы и узлы пояса тяготеют к участкам пересечения меридиональных разломов с широтными и диагональными, особенно к участкам виргации [8, 15, 41].

Верхояно-Буреинский металлогенический пояс простирается от Ледовитого океана на севере до Японии на юге (о. Кюсю) и представляет собой весьма продуктивную рудоносную структуру. Благоприятное геотектоническое положение пояса на восточной окраине Сибирской и Китайской платформ обусловило широкое и многократное проявление в его пределах процессов тектономагматической активизации — от протерозоя до кайнозоя включительно. В пределах пояса отмечается повышенная концентрация разрывных нарушений различных направлений, но особенно характерны крупные долгоживущие меридиональные разломы, контролирующие цепочки интрузивных тел (раннепротерозойского, палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста) и отдельные металлогенические зоны. В южной части пояса примечательно также мощное проявление палеозойского магматизма с образованием крупных меридионально вытянутых массивов гранитоидных пород [33]. На территории Алдано-Станового щита и Алданской антеклизы серия меридиональных разломов внутри Верхояно-Буреинского пояса выделена по данным комплексного анализа геолого-гео-

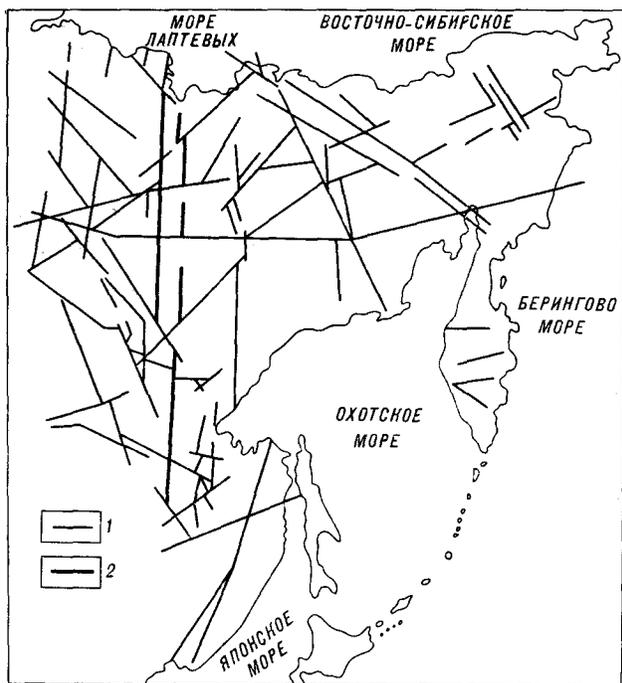


Рис. 3. Схема линеаментов Дальнего Востока по геофизическим данным (по Ю. Ф. Малышеву, В. Я. Подгорному).

1 — линеаменты; 2 — система Буреино-Верхоянского линеамента.

физических, геоморфологических и космофото-геологических материалов [2, 20, 36, 41, 42]. Наиболее крупные из них — Учурский разлом в осевой части пояса, Якутский и Томпокано-Чабдинский разломы на флангах пояса (соответственно, западном и восточном) (рис. 3). Указанные разломы регистрируются четкими положительными магнитными аномалиями, а в гравитационном поле выражаются резкими гравитационными ступенями. Они сопровождаются соподчиненными разломами второго и третьего порядка такой же меридиональной ориентировки. Разломы, как правило, долгоживущие и контролируют размещение разновозрастных магматических образований. Многие из них заложены еще в докембрии, что подтверждается развитием в них древних бластомилонитов и бластокатаклизитов. В пределах южной части пояса к наиболее крупным меридиональным разломам относятся Западно-Буреинский (Буреинско-Ченгодинский) на 130° в. д., Центрально-Буреинский на 132° в. д. и Восточно-Буреинский (Уссури-Тастахский) на $133-134^\circ$ в. д. Кроме них по геолого-геофизическим и космофотогеологическим данным выделяется многочисленная серия соподчиненных разломов второго и третьего порядка [12, 18, 35]. Во многих случаях к ним приурочены удлиненные тела интрузивных массивов раннепротерозойского, палеозойского и мезозой-

ского возраста, а также поля мезозойско-кайнозойских эффузивов [6, 12, 35].

Металлоносность Верхояно-Буреинского пояса характеризуется развитием олова, вольфрама, золота, сурьмы, ртути, молибдена и некоторых других металлов. Наиболее распространенным металлом, образующим протяженные зоны повышенной концентрации, является золото. Оно известно здесь с прошлого века и проявления его, коренного и россыпного характера, образуют почти непрерывную меридиональную полосу вдоль западной окраины пояса от р. Алдан на севере до Японского моря на юге (рис. 4). В пределах советской части пояса ($130-131^\circ$ в. д.) в эту полосу вклю-

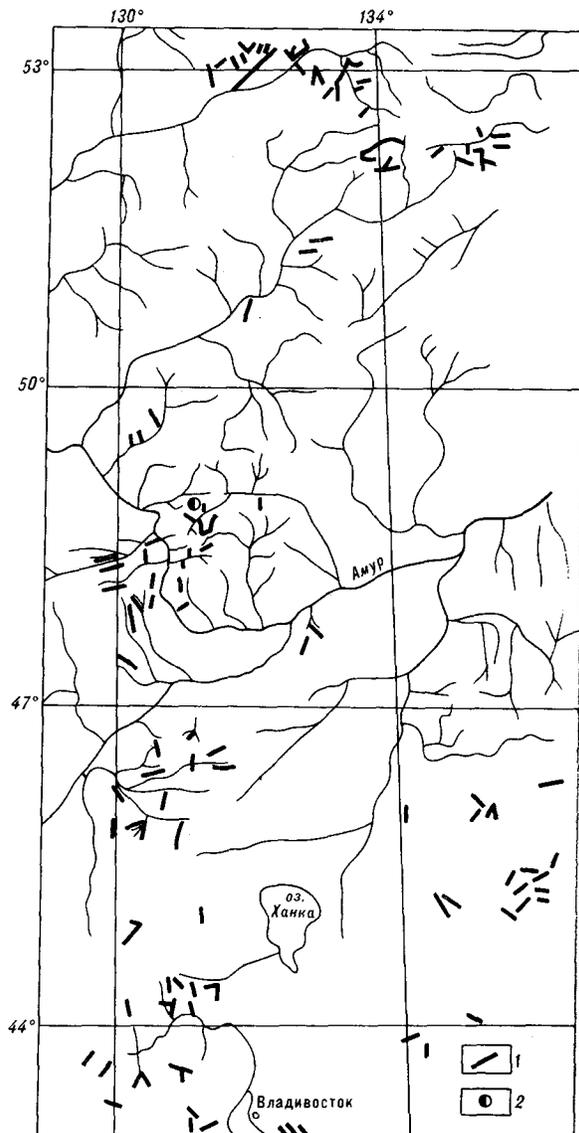


Рис. 4. Схема золотоносности юга Дальнего Востока по [1].

1 — россыли; 2 — коренные проявления золота.

чаются Учуро-Амгинская, Приамуро-Архаринская и Лаоелин-Гродековская золотоносные металлогенические зоны [11, 12, 28, 41]. На территории Китая золотоносная полоса в указанных долготах выделяется в работах [1, 46]. На востоке Кореи в этой полосе расположены в непосредственной близости друг от друга два крупных месторождения: висмут-молибден-вольфрамовое Сандон и золоторудное Кымчжан [13, 15]. Сходная ситуация имеется на юге Буреинского массива, где соседствуют два рудных района — Хингано-Олонойский оловорудный и Сутаро-Биджанский с золото-

редкометалльным оруденением, а в некоторых случаях сближены и значительные месторождения, например Кульдурское бруситовое и Карадубское оловорудное. Геологическая позиция наиболее крупных рудных узлов и месторождений определяется местонахождением их на участках сочленения крупных долгоживущих разломов ортогональной ориентировки с более молодыми диагональными разломами [8, 12, 41].

Два рассмотренных металлогенических пояса расположены значительной своей частью на площадях развития кристаллического фундамента, где по данным мировой практики известны крупные месторождения различных металлов [4, 5, 13, 25], но в целом опоскованность этих территорий на коренное оруденение во многих районах советской части Дальнего Востока недостаточна [4, 43]. Хотя именно в пределах данных поясов в первую очередь возможно выявление промышленного коренного оруденения олова, золота, вольфрама, редких металлов как традиционных, так и новых типов — порфирового, стратиформного, а также алмазов [19, 24, 45]. Такой прогноз подтверждается, например, присутствием в южной части рассматриваемых поясов, в Китае и Корее, крупных месторождений золота, олова и других металлов, в том числе с комплексными полиметалльными рудами. Не исключены здесь также запасы россыпей, включая типа кор выветривания и погребенных.

Кавалерово-Нельканский металлогенический пояс простирается от южного Приморья на юге до р. Яна на севере. В 1977 г. в южной части пояса В. А. Баскиной был намечен Чалбинско-Бриннеровский линеймент, контролирующий, как представлялось, рудные районы Кавалеровский и Комсомольский. В центральной части пояса выделялась Томпоканская сквозная зона нарушений [33]. Однако есть возможность уточнить и расширить поло-

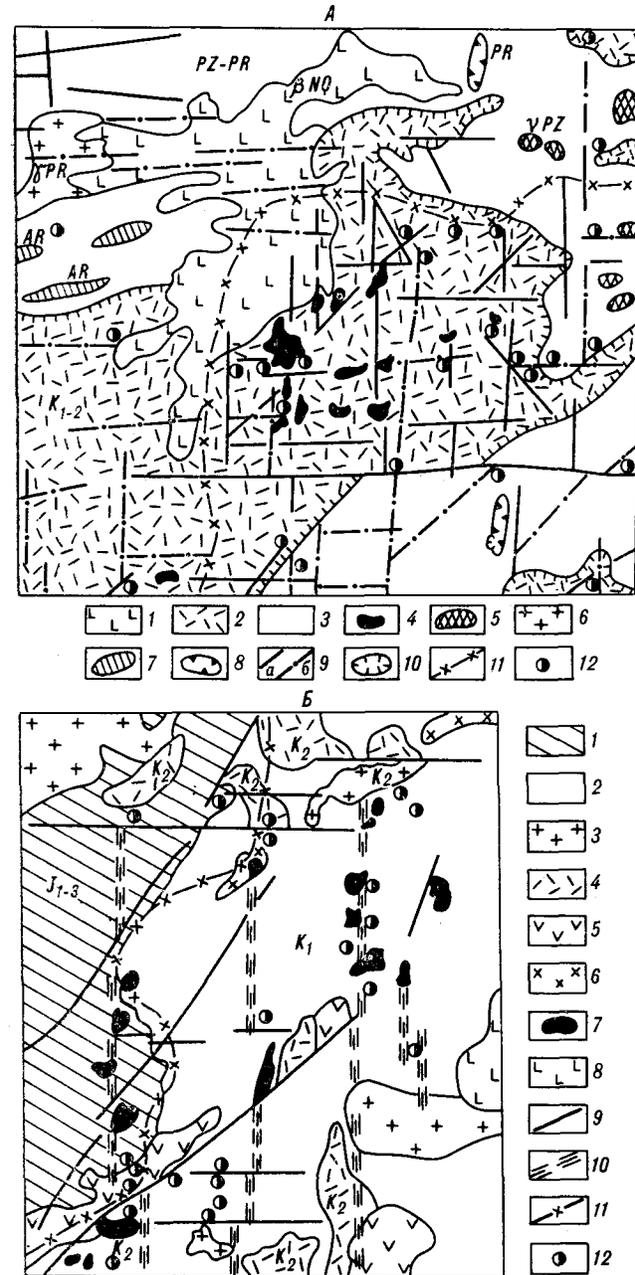


Рис. 5. Структурно-металлогенические схемы регионов: А — Буреинский массив (фрагмент), Б — Северный Сихотэ-Алинь (фрагмент) (по А. М. Жирнову, Г. А. Павлову, И. П. Войкову и др.).

А: 1 — базальты (BN-Q); 2 — эффузивы, преимущественно кислого состава (K_{1-2}); 3 — палеозойско-протерозойский фундамент (PZ-PP); 4 — интрузии гранит-порфиров позднемелового возраста (ул K_2); 5 — раннепалеозойские интрузии габбро-диоритов (vPZ); 6 — протерозойские гранитоиды (vPP); 7 — оси антиклиналей архейских пород (AR); 8 — оси синклиналей протерозойско-кембрийских пород; 9 — разрывные нарушения (а — по геологическим данным, б — по геофизическим (грави- и магнитометрия) данным); 10 — границы мезозойских вулканотектонических полей; 11 — ось хр. Мал. Хинган; 12 — месторождения и проявления эндогенных руд. Б: 1 — глинистые сланцы и песчаники юрского возраста (J_{1-3}); 2 — алевролиты и песчаники мелового возраста (K_1); 3 — граниты раннемеловые (K_1); 4 — кислые эффузивы (K_2); 5 — вулканы среднего состава (K_{1-2}); 6 — гранодиориты (K_2); 7 — мелкие тела гранитоидного состава; 8 — базальты (BN-Q); 9 — разрывные нарушения; 10 — меридиональные сквозные зоны, частично дайко- и магмоконтролирующие; 11 — ось хр. Сихотэ-Алинь; 12 — проявления эндогенных руд.

жение данной структуры по сведениям из более детальных работ [6, 15, 37, 43]. В рамках долгот 135—137° отчетливо выделяются два меридиональных линеамента: Кавалерово-Алданский (на 135° в. д.), простирающийся через Кавалерово, Хабаровск, Чумикан и меридиональный отрезок р. Алдан, контролируемый отдельными разломами, интрузивами и линейными геоморфологическими элементами, и Кема-Улаханский (136°30' в. д.), простирающийся от р. Кема на юге через меридиональный участок долины р. Амур, Тугурский залив и хр. Улахан-Бом на севере. Соответственно указанным структурам можно выделить в пределах пояса две структурно-металлогенические зоны одноименного названия. На крайнем юге в первой из них расположен Кавалеровский рудный район. Далее к северу спорадически отмечаются проявления и рудные районы олова, золота, полиметаллов, редких металлов (Арминский, Вяземский, Кербинский, Аллах-Юньский и др.). В пределах Кема-Улаханской металлогенической зоны распространены в южной части вольфрам-оловорудные районы (Катэнский, Хорский, Комсомольский), в центральной части — золоторудные (Сетте-Дабанский и др.). Северный отрезок пояса маркируется меридиональной полосой бассейна рек Адыча — Яна.

Амуру-Юдомский (Японо-Юдомский) металлогенический пояс охватывает острова Хоккайдо (частично) и Хонсю на юге, Северный Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье и простирается далее на север вдоль западной окраины Охотского массива. Эта тектономагматогеническая структура как в целом, так и в отдельных частях выделялась многими геологами [14, 26, 28, 33]. Она четко проявлена в тектоническом плане и контролируется сериями меридиональных разломов, цепочек интрузивных массивов и полей вулканогенных пород, линейными геоморфологическими элементами. Этот пояс хорошо выражен в металлогеническом отношении и характеризуется на всем протяжении высокой концентрацией полезных ископаемых. В Японии наиболее развиты медь, золото, вольфрам; в Приамурье — золото, вольфрам, олово, ртуть; в Приохотье — преимущественно золото.

На крайнем северо-востоке региона, в восточной части Охотского массива, намечается Кольмо-Индибирский металлогенический пояс (145—148° в. д.). Он контролируется Прииндибирской системой субмеридиональных разломов, прослеживающихся от Селляхской губы

на берегу океана до Охотского моря на юге [36, 44]. В узлах пересечения разломов ортогональной и диагональной систем концентрируются разнообразные месторождения эндогенных руд [33, 44].

В пределах металлогенических поясов оруденение распространено неравномерно. Повышенные концентрации полезных ископаемых образуются, как теперь все более выясняется, на пересечении металлогенических поясов с крупными трансрегиональными тектоническими зонами широтного направления и диагональными разломами в узлах длительной тектономагматической активности (рис. 5). Именно такова структурная позиция наиболее крупных рудных районов — Кавалеровского, Комсомольского, Хингано-Олонойского, Буту-Коппинского [7—12, 33, 41, 44].

В рудных районах и крупных рудных полях нередко четко выражены магмо- и рудоконтролирующие структуры северо-восточного или северо-западного направлений, что является одной из причин устойчивости представлений об их региональном металлогеническом значении. Но, как показывают приведенные данные, тектономагматические структуры диагонального плана сформировались в более поздние периоды геологической истории региона и наложены на более древние, имеющие главным образом ортогональную ориентировку. Поэтому древние структуры в той или иной мере завуалированы, геологически выражены лишь фрагментарно и их массовое выделение стало возможным лишь при широком внедрении в практику новых методов тектонического анализа территорий (космофотогеологического, морфоструктурного) и проведении региональных геофизических исследований глубинного строения территорий. Следует иметь в виду и то обстоятельство, что древние разломы многократно подновлялись, вплоть до неоген-четвертичного времени, часто четко проявлены в неотектонических формах рельефа и гидросети и нередко воспринимаются как молодые разломы.

Изложенные представления о меридиональных металлогенических поясах Дальнего Востока в определенной мере находятся в рамках концепции о зональном строении Тихоокеанского рудного пояса. Они имеют также и самостоятельное значение как тип сквозных металлогенических поясов, унаследовавших элементы древнего структурного каркаса [31, 32]. Вопросы природы меридиональных поясов требуют дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анерт Э. Э. Богатства недр Дальнего Востока/Акц. общ. «Книжное дело». — Хабаровск; Владивосток, 1928.

2. Билибина Т. В., Крутиховская З. А., Титов В. К. Региональные аномалии и тектоника Алданского щита // Сов. геология. — 1986. — № 1. — С. 106—114.

3. *Воларович Г. П.* Сочленение тихоокеанских и монгольских структур и особенности размещения золотоносных районов в пределах южной части Дальнего Востока // Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 167—172.
4. *Воларович Г. П.* Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке // Золоторудные формации Дальнего Востока.— М.: Наука, 1969.— С. 7—35.
5. *Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М.* Основы образования рудных месторождений.— М.: Недра, 1986.
6. *Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали, М-б 1:1 500 000/Под ред. Л. И. Красного/Мингео СССР.— Л., 1978.*
7. *Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений.— М.: Недра, 1974.*
8. *Гуменюк В. А., Вольский А. С.* Влияние палеогеоморфологических условий на размещение рудно-метасоматических образований // Рудные формации Приамурья/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.— С. 127—139.
9. *Жирнов А. М.* О поясовой зональности оруденения в Буту-Коппинском оловорудном районе // Сов. геология.— 1970.— № 7.— С. 128—133.
10. *Жирнов А. М.* Локализация золотого оруденения в кольцевой структуре // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 3.— С. 98—111.
11. *Жирнов А. М., Малышев Ю. Ф., Сахьянов Л. А., Степанов О. А.* Металлогенетические пояса Дальнего Востока // Металлогенетическое районирование вулканических поясов: Тез. докл. совещ. Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР.— Хабаровск, 1988.— С. 84—85.
12. *Жирнов А. М., Степанов О. А.* Рудоконцентрирующие структуры Малого Хингана и их значение для прогноза эндогенного оруденения // Сквозные рудоконтролирующие структуры.— М.: Наука, 1989.— С. 197—204.
13. *Ильин К. Б.* Тектоническое районирование Кореи и закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории // Сов. геология.— 1962.— № 5.— С. 114—130.
14. *Ицкисон М. И.* Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР // Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 62—68.
15. *Карта вулканотектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР, М-б 1:1 500 000/Под ред. Н. А. Шилю, Ю. А. Косыгина/ГУПЦ.— М., 1982.*
16. *Карта полезных ископаемых континентов мира, М-б 1:15 000 000/Под ред. П. М. Татаринова/Мингео СССР.— М., 1972.*
17. *Кравцов В. С., Томсон И. Н.* Секущие золотоносные и медно-порфировые пояса в Тихоокеанском регионе // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза.— М.: Наука, 1963.— С. 25—31.
18. *Крюков В. Г., Щербак Л. И.* Геология и металлогения Баджалского оловорудного района // Сов. геология.— 1986.— № 3.— С. 55—65.
19. *Кушев В. Г., Тюленев А. Е.* Петрохимия и закономерности размещения щелочно-базальтоидных комплексов Приморья и Приамурья // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 228, № 1.— С. 172—180.
20. *Малышев Ю. Ф.* Геофизические исследования докембрия Алданского щита.— М.: Наука, 1977.
21. *Малышев Ю. Ф., Брянский Л. И., Карсаков П. П. и др.* Глубинное строение срединных массивов Северо-Востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины // Тихоокеан. геол.— 1983.— № 3.— С. 27—34.
22. *Маргынюк М. В., Васькин А. Ф., Вольский А. С.* Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области м-ба 1:500 000: (объяснительная записка).— Хабаровск, 1983.
23. *Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур.— М.: Недра, 1984.*
24. *Онихимовский В. В., Гаврилов В. И.* Оловоносность Дальневосточного региона СССР.— Хабаровск, 1985.
25. *Полеванов В. П.* Тенденции открытия крупнейших золоторудных месторождений мира // Колыма.— 1987.— № 7.— С. 33—36.
26. *Радкевич Е. А.* Роль разрывных нарушений в развитии Тихоокеанского рудного пояса // Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 203—218.
27. *Радкевич Е. А.* К истории развития металлогенетических идей // Геология и геофизика.— 1974.— № 2.— С. 3—12.
28. *Радкевич Е. А.* Металлогенетические зоны Тихоокеанского рудного пояса/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.
29. *Радкевич Е. А.* Региональная металлогения.— М.: Недра, 1987.
30. *Радкевич Е. А., Гурулев Ю. Т.* Закономерная сеть разломов юго-восточной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1983.— № 8.— С. 119—125.
31. *Радкевич Е. А.* Системы разломов Земли // Докл. АН СССР.— 1989.— Т. 304, № 1.— С. 171—174.
32. *Радкевич Е. А.* Закономерная сеть трещин и ее роль в локализации оруденения // Сквозные рудоконцентрирующие структуры.— М.: Наука, 1989.— С. 58—65.
33. *Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения.— М.: Недра, 1983.*
34. *Смирнов С. С.* О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1946.— № 2.— С. 13—27.
35. *Сухин М. В., Шапочка И. И.* Ортогональная система линеаментов восточной части региона БАМ // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 4.— С. 87—92.
36. *Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.*
37. *Усенко С. Ф., Чеботарев М. В.* Геология и оловоносность Приамурья.— М.: Недра, 1973.
38. *Ходак Ю. А., Сунь-Шу.* Главнейшие структуры Северо-Востока Китая и сопредельной территории советского Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1961.— № 10.— С. 97—110.
39. *Ходак Ю. А.* Геологическое строение Малого Хингана и его положение в структуре Дальнего Востока // Сов. геология.— 1963.— № 6.— С. 20—31.
40. *Черкасов Р. Ф.* Архей Алданского щита.— М.: Наука, 1979.
41. *Чернов С. А.* Генетические типы и условия локализации оруденения в пределах Учуро-Амгинской рудоконтролирующей структуры // Сквозные рудоконцентрирующие структуры: Тез. Всесоюз. совещ.— М.: Наука.— С. 175—176.
42. *Чернов С. А., Печерская В. А.* Место рудоконцентрирующих структур в системе линеаментов юго-

востока Сибирской платформы // Там же.— С. 176—177.

43. Эпштейн Ю. А. Структурные особенности пространственного размещения золотого оруденения Южно-Приморского золотоносного района // Тр. ЦНИГРИ.— 1967.— Вып. 72.— С. 97—109.
44. Шур В. И. Полиминеральные рудные районы Верхояно-Колымской складчатой области // Сквозные

рудоконцентрирующие структуры: Тез. Всесоюз. совещ.— М.: Наука, 1986.— С. 200—201.

45. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.
46. Ren Jishun, Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun, Qin Deyu. Geotectonic Evolution of China.— Berlin; Heidelberg; New York; London; Paris; Tokyo: Springer-Verlag, 1987.

ИТИГ ДВО АН СССР
ПГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
8 декабря 1989 г.

УДК 552.32

В. Т. Старожилев

БАЗИТЫ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИХ ГОР

На основе новых данных в Восточно-Сахалинских горах выделяются тектонически обособленные от расчлененных габброидно-пироксенит-дунит-перидотитовых тел пластины базитов габброидных уровней офиолитовой ассоциации. Рассматриваются петрографические, петрохимические и геохимические особенности и структурно-тектоническое положение магматитов пластин: Лысинской, Гераньской, Березовкинской, Корейской, Таежинской, Марсовской, Кругозоринской, Зловещен-

Изученность базитов и гипербазитов зоны перехода Азиатского континента к Тихому океану на юге Дальнего Востока для оценки их рудоносности остается в настоящее время недостаточной. Это в полной мере относится и к магматитам Восточно-Сахалинских гор о. Сахалин, по которым приводятся сведения, достаточные лишь для решения односторонних, преимущественно геотектонических, задач [5—8]. Все еще не изучены многие тела базитов и гипербазитов, не разработана их классификация и номенклатура. В литературе приведены детальные сведения только по Березовскому и Шельтингскому телам [10, 11], хотя, как показали наши исследования, в этом районе выделяется еще около 25 крупных тел базитов и гипербазитов, которые для оценки их рудоносности нуждаются в доизучении.

За период с 1985 г. в Восточно-Сахалинских горах в наиболее насыщенной офиолитами Пионерско-Шельтингской зоне нами исследовано 19 наиболее крупных тел базитов и гипербазитов (рис. 1). По опорным разрезам через эти тела с выходом во вмещающие породы изучено их структурное положение, петрографические, петрохимические и геохимические особенности. Для характеристики петрохимических особенностей использовано более 400 оригинальных полных силикатных анализов. На этой основе составлялись диаграммы зависимости содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Al_2O_3 , CaO , TiO_2 и отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ от содержания кремнекислоты, а также содержания K_2O от содержания Na_2O . Поиск петрохимического сходства, отличия и закономерно-

стей и Нерпиченской. Выделяются нормальные и гранитизированные их разновидности. Базиты относятся к габброидному и гранитизированному метагабброидному парагенезисам, по химизму — к океаническому петрохимическому генотипу, выделяются их петрохимические типы по титанистости, щелочности и глиноземистости. Предполагается, что базиты формировались в пределах Тихоокеанской плиты и претерпели значительную тектоническую эволюцию.

стей в распределении соответствующих параметров производился по расположению фигуративных точек, их полей и тенденций изменчивости в соответствующих системах координат. Проведена типизация пород по химическому составу: титанистости, глиноземистости и другим параметрам. На диаграммы для сравнения наносились химические составы базитов и гипербазитов Срединно-Атлантического хребта и океана в целом [3].

Большое внимание уделено изучению состава, строения и тектонического положения вулканогенно-кремнисто-терригенных, вулканогенно-терригенных, туфотерригенных и граувакковых комплексов, меланжей и олистостромов. В настоящей статье излагается только часть полученных материалов.

В Восточно-Сахалинских горах широко распространены базиты и гипербазиты офиолитовой ассоциации, но не наблюдается их полных разрезов. Они залегают в виде тектонических блоков (пластин). Выделяются две группы состыкованных по зонам серпентинового меланжа обособленных пластин. Первая группа сложена базитами габброидного парагенезиса, вторая — расчлененными базит-гипербазитами габброидно-пироксенит-дунит-перидотитового (ГПДП) парагенезиса офиолитовой ассоциации. В настоящей статье рассматриваются только обособленные пластины базитов габброидных уровней разрезов офиолитовой ассоциации; базиты, входящие в состав расчлененного ГПДП парагенезиса, будут рассмотрены отдельно. Характеризуемые базиты отличаются интенсивностью вторичных изменений, сохранностью первичного состава и структур и отно-

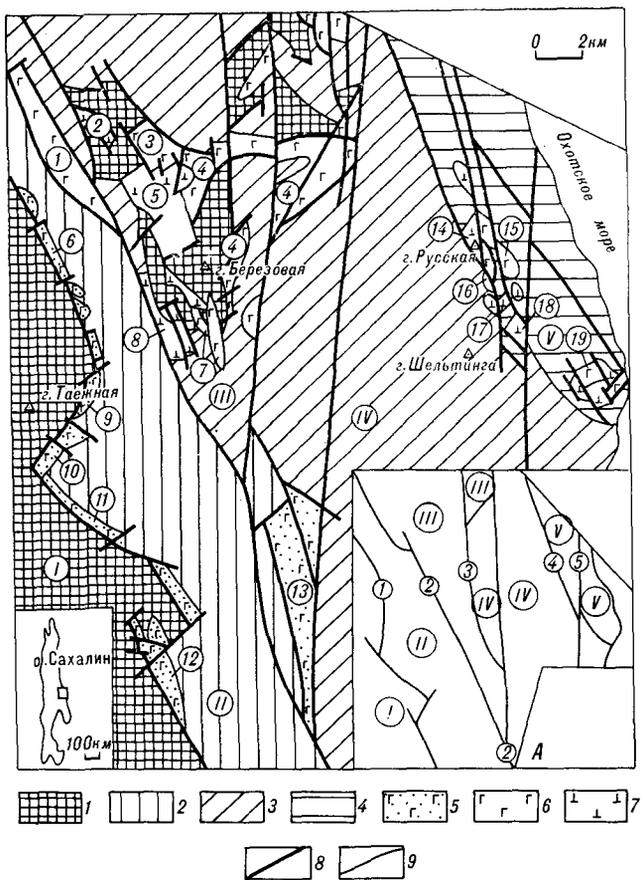


Рис. 1. Структурно-тектоническое районирование Пионерско-Шельтингской зоны Восточно-Сахалинских гор и положение парагенезисов офиолитов (составлена автором с использованием материалов геологических работ Сахалинской ГРЭ).

Структурно-тектонические подзоны: I — Пионерская, II — Клязьменская, III — Березовско-Гераньская, IV — Нерпиченско-Игодинская, V — Шельтингско-Песковская; 1—4 — литологический состав подзон: 1 — вулканогенно-кремнисто-терригенный меланж, 2 — вулканогенно-терригенный, 3 — вулканогенно-терригенный с зонами олигостромов, 4 — вулканогенно-терригенный с зонами вулканогенно-кремнисто-терригенного и серпентинового меланжа, олигостромов; 5—7 — парагенезисы: 5 — гранитизированный метагабброидный, 6 — габброидный, 7 — габброидно-пироксенит-дунит-перидотитовый (ГПДП); 8 — зоны надвигов, трансформированные во взрососдвиговые и сдвиговые; 9 — разрывные нарушения; 1—19 — (цифры в кружках) — пластины офиолитов: 1 — Зловещенская, 2 — Тигровая, 3 — Лысинская, 4 — Гераньская, 5 — Березовская, 6 — Корейская, 7 — Березовкинская, 8 — Комсомольская, 9 — Таежинская, 10 — Клязьменская, 11 — Марсовская, 12 — Кругозоринская, 13 — Нерпиченская, 14 — г. Русская, 15 — Высотинская, 16 — Левопесковская, 17 — Правопесковская, 18 — Левотомаринская, 19 — Шельтингская. На схеме А: 1—5 — надвиговые зоны, трансформированные в неогене во взрососдвиговые и сдвиговые: 1 — Черевальнинская, 2 — Владимировская, 3 — Меридиональная, 4 — Восточная, 5 — Лиманская.

сются к габброидному и гранитизированному метагабброидному парагенезисам офиолитовой ассоциации.

ГАББРОИДЫ ГАББРОИДНОГО ПАРАГЕНЕЗИСА

К габброидному парагенезису относятся габброиды, ранее отнесенные к Гераньскому габбро-плагитгранитному комплексу [9]. Габброиды

слагают Лысинскую, Гераньскую и Березовкинскую пластины, расположенные в Березовско-Гераньской структурно-тектонической подзоне Пионерско-Шельтингской зоны (см. рис. 1).

Участки выходов габброидов характеризуются спокойными гравиметрическими и магнитными полями с низкими значениями интенсивности.

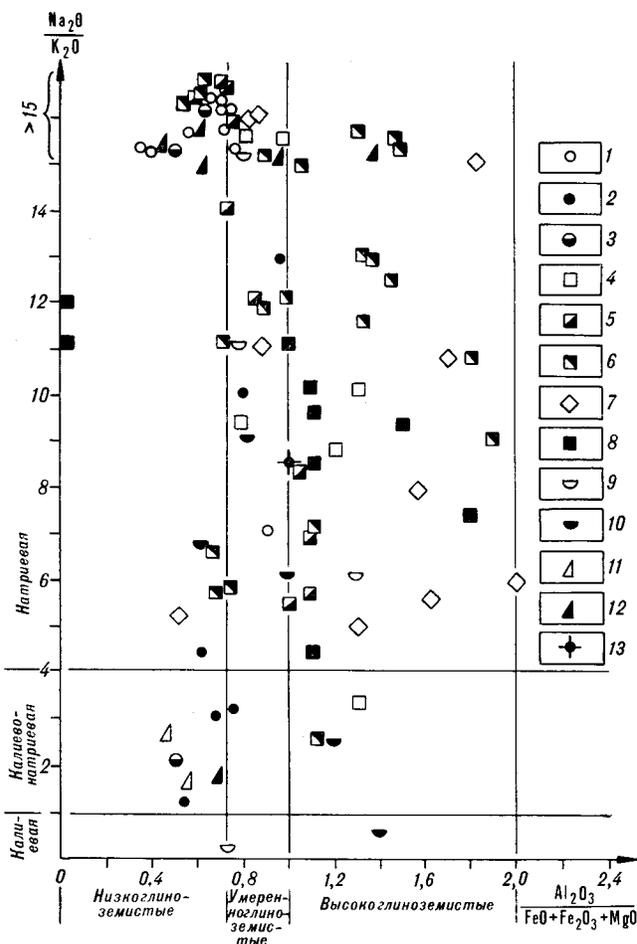
Пластины контактируют с вулканогенно-кремнисто-терригенным меланжевым, вулканогенно-терригенным с олигостромами комплексами и расслоенными базитами и гипербазитами Березовской пластины. Контакты обнажены в верховьях рек Лысая и Герань. В вулканогенно-кремнисто-терригенном меланжевом комплексе в зоне контакта в вулканогенно-терригенном матрикс увеличивается количество обломков габброидов, наблюдаются глыбы гипербазитов, обычно превращенных в серпентиниты. Отмечается увеличение интенсивности брекчирования и рассланцевания, многочисленные трещины с зеркалами и бороздами скольжения. На контакте с вулканогенно-терригенным комплексом прослеживаются зоны интенсивной тектонизации пород мощностью до 100 м. Встречаются трещины с зеркалами и бороздами скольжения. На контакте с Березовской пластиной наблюдается зона серпентинового меланжа мощностью до 80 м. Среди габброидов пластин иногда залегают небольшие глыбы гипербазитов.

Минеральный состав габброидов во многом зависит от степени катаклаза, метаморфизма и локального дробления. В совокупности они характеризуются совмещением разных типов изменений. В Лысинской, Березовкинской и западной части Гераньской пластины кроме амфиболитизации наблюдаются окварцевание, калишпатизация и альбитизация. В зависимости от первичного состава, степени регионального метаморфизма и катаклаза выделяются доминирующие габброиды и развитые среди них несогласными участками гранитизированные метагабброиды.

Габброиды слагают Лысинскую, Березовкинскую и западную часть Гераньской пластин. Они характеризуются вариациями структурно-текстурных особенностей и минерального состава. Среди преобладающих мелко- и среднезернистых габброидов крупнозернистые разновидности встречаются отдельными несогласными участками. Обычны массивные и брекчиевые, редко нечеткополосчатые текстуры, габбровые, гипидиоморфно-зернистые, редко сидеронитовые микроструктуры.

Габброиды сложены плагиоклазом (лабрадор-битовнит), ортопироксеном (чаще гиперстен, реже бронзит), клинопироксеном (авгит, реже диопсид). По пироксенам развивается

Рис. 2. Положение базитов офиолитовых зон Восточно-Сахалинских гор в координатах $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$.



Пластины: 1 — Лысинская, 2 — Гераньская, 3 — Березовкинская, 4 — Корейская, 5 — Клязменская, 6 — Кругозорнинская, 7 — Нерпиченская, 8 — Зловещенская, 9 — Шельтинская, 10 — Березовская, 11 — Правопесковская, 12 — г. Русская, 13 — Тигровая. Парагенезисы офиолитов: 1—3 — габброидный, 4—8 — гранитизированный метагабброидный, 9—13 — расслоенный габброидно-пироксенит-дунит-перидотитовый. Породы: 1—3 — габброиды, 4—8 — габброиды и метагабброиды, 9—13 — габброиды.

уралитовая роговая обманка, редко тремолит-актинолитовые агрегаты. Вторичные минералы иногда образуют псевдоморфозы. В оливиновых габбро-норитах по оливину развивается серпентин. В соответствии с вариациями первичного минерального состава выделяются различные разновидности: амфиболовые, клинопироксеновые габбро, габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты. В каждой пластине не обязательно присутствие всех разновидностей.

Гранитизированные метагабброиды также характеризуются вариациями структурно-текстурных особенностей и минерального состава, зависящими от интенсивности окварцевания, калишпатизации и альбитизации. Среди доминирующих мелко- и среднезернистых метагабброидов крупнозернистые разновидности встречаются отдельными незакономерно распространенными участками. Обычны массивные и брекчиевые текстуры, бластогаббровые, местами пойкилобластические и гипидиоморфно-зернистые микроструктуры. Породы состоят из варьирующих количеств плагиоклаза (андезин-лабрадор-битовнит), часто деанортизированного до альбит-олигоклаза и неравномерно гидрослюдизированного и сосюртитизированного, иногда хлоритизированного. Наблюдают-

Химические составы базитов офиолитовых зон Восточно-Сахалинских гор, мас. %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	57,98	56,50	54,72	53,38	50,46	45,13	47,03	49,02	48,44	48,69
TiO_2	0,50	0,35	0,43	0,56	0,26	0,62	0,51	0,36	0,13	0,59
Al_2O_3	14,07	14,75	15,31	15,97	14,42	15,23	14,09	11,90	12,83	13,45
$\text{Fe}_{\text{общ}}$	10,55	8,98	9,14	9,47	9,47	13,45	14,48	11,68	6,94	10,61
MnO	0,18	0,14	0,5	0,17	0,14	0,18	0,18	0,18	0,11	0,17
MgO	3,09	4,18	3,95	4,39	8,04	7,02	7,04	9,69	10,94	9,69
CaO	6,69	7,01	7,02	8,18	9,41	12,99	12,22	12,03	13,97	11,85
Na_2O	3,62	3,72	3,60	3,28	2,16	2,22	2,47	1,46	1,17	2,03
K_2O	0,44	0,31	0,46	0,61	0,21	0,07	0,05	0,06	0,34	0,36
P_2O_5	0,12	0,04	0,07	0,06	0,03	0,15	0,09	0,04	0,01	0,08
П. п. п.	2,59	3,48	4,42	3,40	4,86	2,89	1,37	3,05	4,62	1,95
Σ	99,46	99,47	99,47	99,47	99,46	99,45	99,45	99,47	99,50	99,47
<i>n</i>	8	14	24	12	12	6	5	6	7	6

Примечание. 1—5 — метагабброиды; 6 — габбро-норит; 7 — оливиновый габбро-норит; 8—10 — габбро. Парагенезисы: 1—5 — гранитизированный метагабброидный; 6—10 — габброидный. Пластины: 1 — Корейская; 2 — Клязменская; 3 — Кругозорнинская; 4 — Нерпиченская; 5 — Зловещенская; 6—8 — Лысинская; 9 — Гераньская; 10 — Березовкинская; *n* — количество анализов.

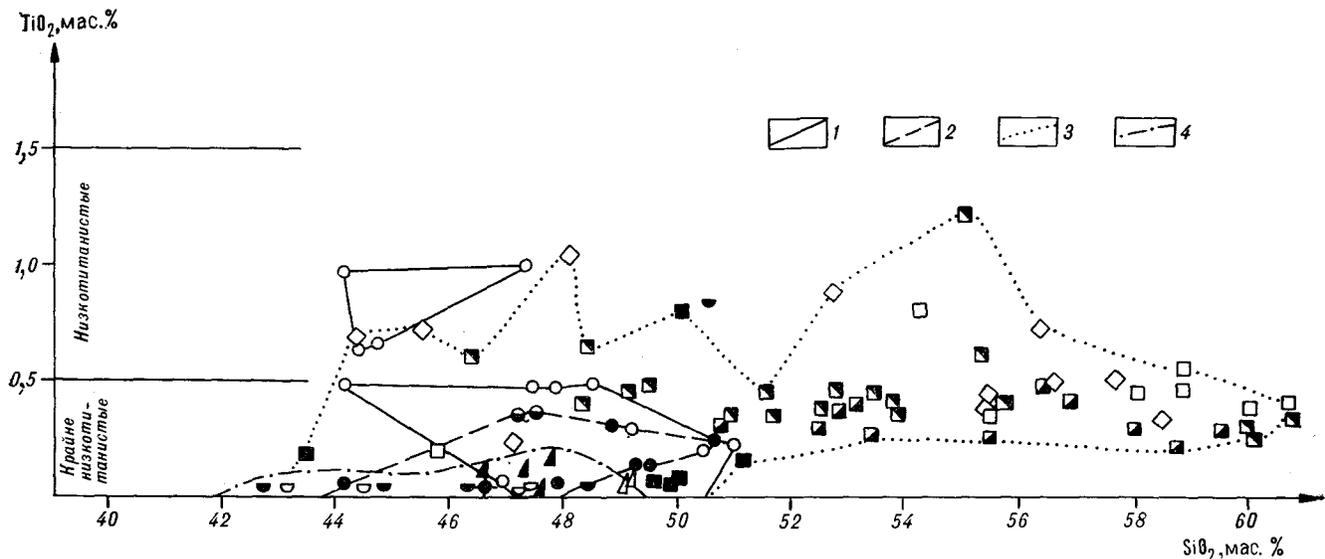


Рис. 3. Положение базитов офиолитовых зон Восточно-Сахалинских гор в координатах $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$.

Поля фигуративных точек пластин: 1 — Лысинской; 2 — Гераньской, Березовкинской; 3 — Ко рейской, Клязменской, Кругозоринской, Нерпиченской, Зловещенской; 4 — Шельтингской, Березовской, Правопесковской, г. Русской, Тигровой. Остальные обознач. см. на рис. 2.

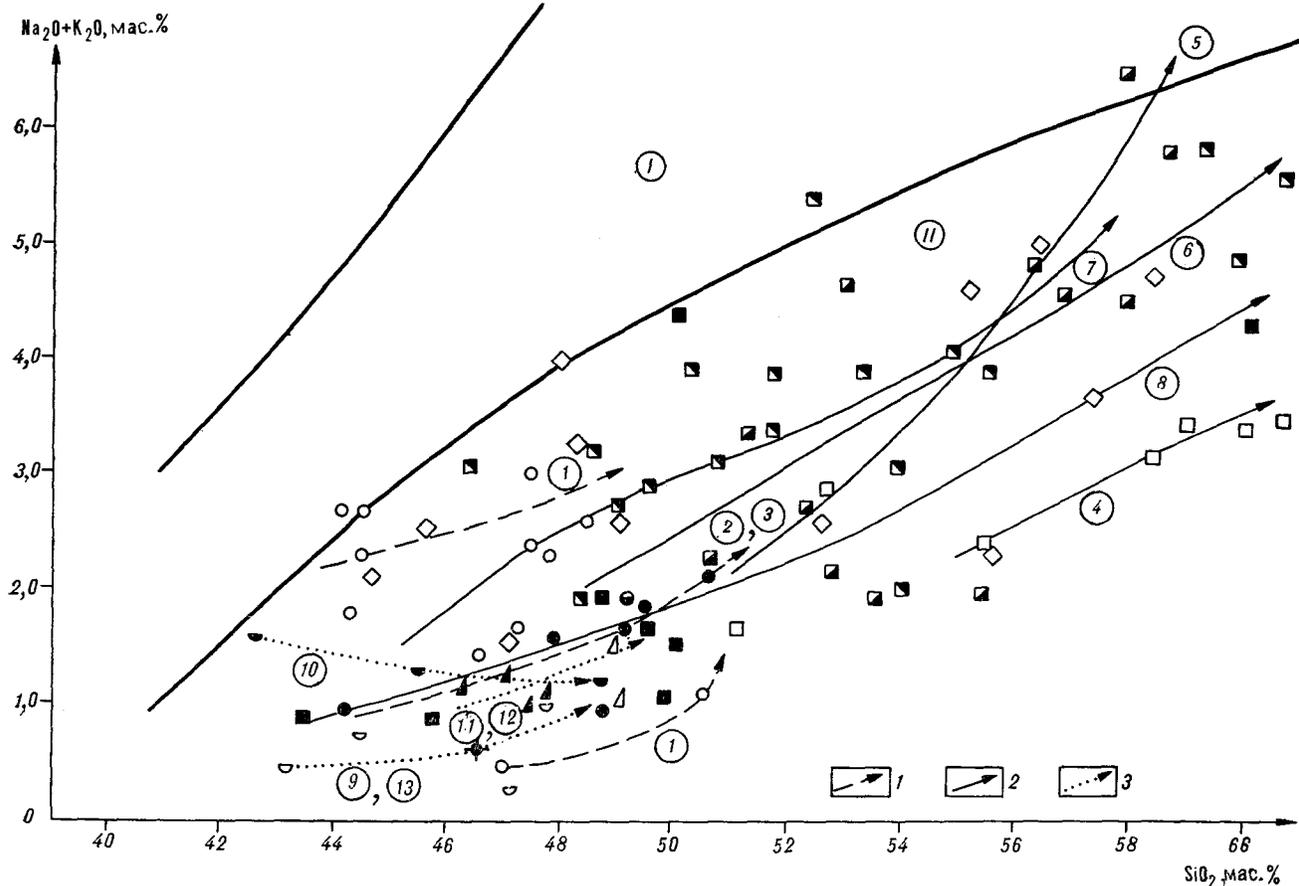


Рис. 4. Положение базитов офиолитовых зон Восточно-Сахалинских гор в координатах $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$.

1—3 — тенденции изменения щелочности пород по парагенезисам: 1 — габброидного, 2 — гранитизированного метагабброидного, 3 — расслоенного ГПДШ. Цифры в кружках — тенденции изменения щелочности пород по пластинам в соответствии с номенклатурой рис. 2. I, II — поля распространения субщелочных (I) и нормально-щелочных (II) пород. Жирные линии — границы распространения субщелочных пород. Ост. усл. обозн. — фигуративные точки анализов пород пластин (номенклатуру см. рис. 2).

ся реликты орто- и клинопироксенов. Широко развиты амфиболитизация, окварцевание, калишпатизация. Гранитизированные метагабброиды отличаются от габброидов присутствием вторичных минералов: кварца, калиевого полевого шпата и альбита. В соответствии с вариациями первичного минерального состава выделяются гранитизированные разновидности: амфиболовые, клинопироксеновые габбро, габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты.

Характерным для пород является катаклаз, их кристаллы часто раздроблены, растащены и изогнуты. Регионально развита амфиболитизация.

Варьирующий характер минерального состава габброидов отражается в петрохимических особенностях. В содержаниях основных петрогенных элементов наблюдаются колебания (см. таблицу). По содержанию глинозема габброиды относятся к низко- и умеренноглиноземистым (рис. 2), по содержанию титана — к крайне- и низкотитанистым (рис. 3) типам. По титанистости они близки к океаническим габброидам, по содержанию щелочей относятся к нормально-щелочным типам (рис. 4), к натриевой и калиево-натриевой сериям. Конкретно по пластинам это показано на рис. 2.

БАЗИТЫ ПАРАГЕНЕЗИСА ГРАНИТИЗИРОВАННЫХ МЕТАГАББРОИДОВ

Отнесенные к этому парагенезису магматиты слагают Корейскую, Таежнинскую, Клязменскую, Марсовскую, Кругозорнинскую, Нерпиченскую и Зловещенскую пластины (см. рис. 1). Ранее при геолого-съёмочных работах они относились в группу нерасчленённых габбро-кварцевых диоритов (Шейко и др., 1963 г), а в опубликованной литературе — в габбро-диабазовую формацию [8], в габбро-плагиогранитный комплекс [9], считались интрузивным комплексом [4]. По нашим данным, по структурно-тектоническому положению выделяются две группы пластин: к первой относятся Корейская, Таежнинская, Марсовская и Кругозорнинская, ко второй — Зловещенская и Нерпиченская.

Пластины первой группы почти линейно вытянуты в субмеридиональном направлении, значительны по площади выходов на дневную поверхность (до 8 км²) и приурочены к Перевальнинской надвиговой зоне, трансформированной в кайнозой во взбрососдвиговую. Они имеют тектонические контакты с вмещающими породами. Такие контакты наблюдались в коренных обнажениях рек Кругозорная и Зловещая, а также прослеживались по свалам. С запада к пластинам примыкает вулканогенно-кремнисто-терригенный меланжевый комплекс, на востоке пластины контактируют с

вулканогенно-терригенным комплексом, который в граничной зоне тектонизирован.

Вулканогенно-кремнисто-терригенный меланжевый комплекс изучался в бассейнах рек Кругозорная, Таежняя, Зловещая и Клязма. Наиболее полно он обнажен по дороге из долины р. Кругозорная в бассейн р. Таежняя. Главная особенность комплекса — это интенсивная тектонизация пород и присутствие хорошо выраженных на выветрелых поверхностях обломков и глыб различного размера и формы базальтоидов, яшмовидных кремней и туфов основного состава в туфогенном, туфогенно-глинистом и кремнисто-глинистом брекчированном и рассланцеванном матриксе. Преобладают округлые, изометричные с рваными краями, угловатые, иногда линзовидные их формы размером от первых миллиметров до 1—2, иногда 10—20 м. Количество обломков варьирует в широких пределах, в разрезе выделяются насыщенные и обедненные ими интервалы, отделённые друг от друга зонами интенсивного тонкого рассланцевания и брекчирования. Наблюдаются многочисленные нарушения и трещины. На плоскостях разрывов отмечаются зеркала и борозды скольжения.

Вулканиды основного состава обломков, глыб и линз представлены базальтоидами и их туфами. Среди базальтоидов выделяются пироксеновые и титан-авгитовые разновидности. Они в различной степени изменены. Наблюдаются карбонатизированные, альбитизированные, калишпатизированные и хлоритизированные разновидности. Иногда развиваются актинолит-тремолитовые радиально-лучистые, волокнистые, иглочатые агрегаты и идингсит. Преобладающие пироксеновые базальты относятся к нормально-щелочным, низкотитанистым и низкоглиноземистым разновидностям. Титан-авгитовые разновидности также низкотитанистые и низкоглиноземистые, но щелочные. По разрезу комплекса щелочность базальтоидов с востока на запад закономерно изменяется от щелочных к нормально-щелочным. По химическому составу низкотитанистые базальты близки к океаническим и этим намечается их генетическая аналогия и принадлежность, как и в целом вулканогенно-кремнисто-терригенного меланжевого (с радиоляриями) комплекса, к тектонизированным разрезам океанической коры. На это указывает и то, что в кремнях меланжа содержится комплекс радиолярий, общий с тремя видами радиолярий кампанского возраста, описанных К. Эмпсон-Морен в осадках хр. Лайн Тихого океана [2].

Вулканогенно-терригенный комплекс изучался в бассейнах рек Зловещая, Кругозорная, Клязма и ручьев Вилка, Узкий и Корейский. Комплекс представлен тонко- и грубообломочными, часто флишпоидно переслаиваю-

щились туфами, туффитами, кремнисто-глинистыми и глинистыми алевродитами и аргиллитами. Наблюдаются псефитовые и псаммитовые туфы и туфобрекчии, количество которых увеличивается у контакта с меланжевым комплексом и пластинами. Встречаются единичные слои мощностью до 2—3 м двупироксеновых базальтов. Тектонизация пород слабая, но наблюдается ее увеличение в интервале 70—110 м у контакта пород комплекса с пластинами и с вулканогенно-кремнисто-терригенным меланжевым комплексом. Проявлена она в возрастании степени расланцевания и брекчирования. В тектонизированном туфогенном матриксе появляются обломки и мелкие глыбы метагабброидов и туфов основного состава. Породы разбиты сериями мелких разломов и трещин, на плоскостях разрывов отмечаются зеркала и борозды скольжения. Этот комплекс сопоставляется с отложениями системы континентального склона — глубоководного желоба, близкими, как показывают петрографические исследования, к туфогенно-кремнисто-граувакковой формации, характерной для такой системы [4].

Зловещенская и Нерпиченская пластины второй группы также вытянуты в близмеридиональном направлении и приурочены к Владимировской тектонической зоне. Непосредственные их контакты не наблюдались, но по свалам в области контакта прослеживается интенсивная тектонизация пород, встречаются глыбы с трещинами, с зеркалами и бороздами скольжения, наблюдается расланцевание. Пластины контактируют с вулканогенно-терригенным комплексом, аналогичным описанному выше. На восточном контакте иногда наблюдаются блоки вулканогенно-кремнисто-терригенного меланжевого комплекса.

Пластины обеих групп в современном эрозионном срезе сложены различными метабазиитами. Первичный состав часто трудно распознаем и, судя по реликтовым структурам, отвечает базитам, среди которых преобладают мелко-, средне- и, реже, крупнозернистые габброиды. Среди них встречаются участки слабо измененных массивных и полосчатых габброидов, соотношение которых с интенсивно измененными различным. Интенсивно измененные преобладают в Корейской пластине. Степень изменения уменьшается на юг и на восток. В южной Кругозоринской пластине Перевальнинской зоны уже наблюдаются участки хорошо распознаваемых макроскопически габброидов. В Зловещенской и Нерпиченской обычно западные части сложены трудно распознаваемыми, а восточные — полосчатыми хорошо распознаваемыми габброидами.

Минеральный состав метабазитов во многом зависит от степени катаклаза, метаморфизма и

локального дробления. В совокупности они характеризуются совмещением разных типов изменений: окварцевания, калишпатизации, альбитизации, пренитизации, оталькования, цеолитизации и амфиболитизации.

Метагабброиды характеризуются вариациями структурно-текстурных особенностей и минерального состава. Среди доминирующих среднезернистых метагабброидов крупнозернистые до гигантозернистых разновидности встречаются отдельными незакономерно распространенными участками. Обычны массивные, неравномерно-зернистые, нечеткополосчатые, полосчатые и брекчиевые текстуры, blastогаббровые, blastогаббро-офитовые, местами пойкилобластические, габбровые и гипидиоморфно-зернистые микроструктуры. Метагабброиды преимущественно состоят из варьирующего количества плагиоклаза, роговой обманки, реликтов первичных пироксенов, аксессуарных и вторичных минералов: кварца, калиевого полевого шпата, альбита и роговой обманки. В соответствии с вариациями первичного минерального состава выделяются различные разновидности: амфиболовые, клинопироксеновые габбро, нориты, габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты. В конкретной пластине не обязательно присутствие всех разновидностей.

Плагиоклаз (андезин-лабрадор, иногда битовнит) часто деанортизирован до альбит-олигоклаза и неравномерно гидрослюдизирован, сосюритизирован, спорадически по нему развит пренит.

Темноцветные минералы представлены реликтами ортопироксена (гиперстен, реже бронзит) и реже клинопироксена (авгит, реже диопсид). Темноцветные минералы замещаются вторичными минералами. По клинопироксену развивается уралитовая роговая обманка, тремолит, актинолит, иногда образуя псевдоморфозы. Они иногда рассеяны трещинками, vyplоненными пренитом. По ортопироксену развиваются эти же минералы и иногда тальк. Оливиновые габбро-нориты иногда карбонатизированы, по оливину развивается серпентин.

Для массивных и полосчатых габброидов, встречаемых, как отмечалось, незакономерными участками среди метагабброидов, также характерны вариации состава и структурно-текстурных особенностей. Они сложены плагиоклазом (лабрадор, битовнит), ортопироксеном (чаще гиперстен, реже бронзит), клинопироксеном (авгит, реже диопсид), роговой обманкой и вторичными минералами — уралитовой роговой обманкой и хлоритом. Их отличает отсутствие кварца, калиевого полевого шпата и альбита. В соответствии с вариациями минерального состава выделяются различные разновидности: амфиболовые, клинопироксеновые габбро, по-

риты, габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты.

В полосчатых разновидностях габброидов полосчатость обусловлена чередованием участков обогащения и обеднения темноцветными минералами. Отдельные изометричные зерна пироксенов или амфиболов сливаются в цепочки и в некоторых случаях образуют «слойки» мощностью от первых миллиметров до 3 см. Такие «слойки», отвечающие по составу пироксенитам, залегают во вмещающих габбро с резкими контактами или с постепенными переходами и, возможно, являются элементами расслоенного строения метагабброидных аллохтонов в целом.

Характерным для пород является катаклаз. Многие кристаллы раздроблены, растащены, изогнуты. В интенсивно катаклазированных разновидностях плагиоклазы перекристаллизованы в гранобластовые агрегаты альбита, а темноцветные минералы растащены и окружают целевшие плагиоклазы. В раздробленных участках интенсивно развиваются вторичные минералы: кварц, актинолит, тремолит, пренит и тальк. В таких случаях образуются зоны метасоматитов актинолит-тремолитового, андезитидиопсид-кварцевого и другого состава.

Регионально развиты окварцевание, калишпатизация и амфиболлизация. Калишпат иногда образует крупные метакристаллы размером до 5 мм с включениями плагиоклазов. Вторичные изменения наиболее интенсивно развиты в пластинах с меньшей мощностью.

Базиты прорываются гранитными пегматитами с абсолютным возрастом 130 млн лет [1], иногда наблюдаются гидротермальные жилы кварца (кварц — полевошпатового состава с вкрапленностью сульфидов).

Варьирующий характер минерального состава метагабброидов отражается в петрохимических особенностях. В содержаниях основных петрогенных элементов наблюдаются колебания (см. таблицу). Количество кремнезема в метагабброидах пластин колеблется (в мас. %): в Корейской — 54,27—60,07 (среднее 54,98), Таежнинской и Клязменской — 50,56—66,92 (среднее 56,50), Кругозорнинской — 46,42—61,82 (54,72), Нерпиченской 44,59—62,26 (53,38), Зловещенской 43,54—66,34 (50,46). Повышение содержания кремнекислоты в метагабброидах соответствует изменению петрографического состава пород соответствующих пластин. В наиболее окварцованных разновидностях больше кремнекислоты и наоборот. Кроме изменения кремнекислотности пород в отдельных пластинах устанавливается изменение ее по латерали. В Перевальнинской зоне кремнекислотность уменьшается с севера на юг от Корейской к Кругозорнинской пластине, а во Владимирской зоне — наоборот, с юга

на север от Нерпиченской к Зловещенской. Это соответствует изменению степени окварцевания пород пластин.

Количество глинозема колеблется в метагабброидах (в мас. %): Корейской пластины — 11,94—15,54 (среднее 14,07), Таежнинской и Клязменской — 12,68—19,54 (14,75), Кругозорнинской 12,11—19,48 (15,31), Нерпиченской — 11,42—17,15 (15,97) и Зловещенской — 7,58—17,11 (14,42). По содержанию глинозема среди метагабброидов выделяются низко-, умеренно- и высокоглиноземистые их разновидности (см. рис. 2).

Содержание MgO составляет (в мас. %): в Корейской пластине — 2,16—5,91 (среднее 3,09), в Таежнинской и Клязменской — 4,86—12,22 (8,98), в Кругозорнинской — 5,43—15,72 (9,14), в Нерпиченской — 2,31—6,51 (4,39) и Зловещенской — 3,06—7,64.

По содержанию щелочей метагабброиды относятся к нормально-щелочным типам (см. рис. 4), к натриевой серии (см. рис. 2). По содержанию титана выделяются крайне- и низкотитанистые их группы (см. рис. 3).

Распределение концентраций микроэлементов характеризуется резко пониженными содержаниями сидерофильных элементов. Во всех метагабброидах повышено содержание олова (2—3 г/т) и молибдена (2—6 г/т). Концентрация платиноидов ниже чувствительности нейтронно-аквационного метода.

В породах не выявлено повышенных концентраций апатита, хрома, титаномагнетита. На отсутствие повышенных концентраций этих компонентов указывают и данные шлихового опробования Сахалинской ГРЭ. Важным с точки зрения возможной наложенной рудоносности является повышенный геохимический фон олова и молибдена.

Выходы близких по составу магматитов наблюдаются не только в Восточно-Сахалинских горах, но и на полуостровах Шмидта и Тонино-Анивском, в Набильской зоне, бассейнах рек Сокол и Комиссаровка о. Сахалин, зоне Краевого Сихотэ-Алинского офиолитового шва Приморья. Сравнение петрохимических, петрографических и геохимических особенностей и структурно-тектонической эволюции магматитов отмеченных районов показывает, что в их пределах наиболее распространены базиты габброидного парагенезиса. Соответствующие базиты имеют определенное сходство, но есть и отличие, которое зависит во многом от интенсивности и типа метаморфизма. Первичный состав их близок, если судить по их титанистости и реликтовым минералам, за исключением Набильской зоны и бассейна р. Сокол, где кроме низкотитанистых часто присутствуют высокотитанистые габброиды (TiO_2 более 1,5 мас. %). Метагабброиды гранитизированно-

го метагабброидного парагенезиса в том виде, в каком они наблюдаются в Восточно-Сахалинских горах, не имеют в других районах широкого распространения. Исключение составляют Партизанско-Киевские пластины Краевого Сихотэ-Алинского офиолитового шва Приморья. Они сложены также метагабброидами этого парагенезиса.

Предполагается, что первичные базиты пластов формировались в пределах Тихоокеанской плиты. Затем они претерпели сложную тектоническую эволюцию. Современное их положение, как показывают наши палеорекострукции, определяется двумя генеральными этапами геологического развития о. Сахалин — аккреционным и постаккреционным. Первый отвечает аккреции палеохребта Тихоокеанской плиты, затем в кайнозойский постаккреционный этап в результате преимущественно взбросовых дислокаций базиты основания па-

леохребта (возможно, его передового фронта) были выведены на более высокий уровень, эродированы и заняли современное положение. В ходе тектонической эволюции базиты под воздействием магматических флюидов и динамометаморфизма изменялись, а на заключительных этапах аккреции гранитизировались, что имеет металлогеническое значение. В метагабброидах иногда наблюдаются гранитные пегматиты и кварцевые жилы, установлен повышенный геохимический уровень олова, молибдена и меди. Ранее на этом внимание не акцентировалось и специализированных работ не проводилось. Поэтому считаем необходимым отметить, что районы развития рассматриваемых базитов заслуживают изучения на рудогенные элементы. Базиты могут выступать как низкотитанистая, низкоглиноземистая и низкокальцевая рама.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 33, ч. I. Остров Сахалин. — М.: Недра, 1970.
2. Казинцова Л. Н. Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиоларий // Тихоокеан. геология. — 1988. — № 2. — С. 90—96.
3. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. Т. 1. — М.: Наука, 1983.
4. Меланхолина Е. Н. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо // Геотектоника. — 1975. — № 3. — С. 88—104.
5. Пушаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Там же. — 1983. — № 6. — С. 30—45.
6. Разницын Ю. Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан) // Там же. — 1975. — № 2. — С. 68—83.
7. Разницын Ю. Н. Серпентиновый меланж и олистострома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор // Там же. — 1978. — № 2. — С. 96—108.
8. Речкин А. Н., Семенов Д. Ф., Шейко В. Т. Офиолитовые ассоциации Сахалина и их структурное положение // Вопросы тектоники и магматизма Дальнего Востока. — Владивосток, 1975. — С. 88—100.
9. Речкин А. Н. Роль офиолитов в структуре Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР. — Владивосток, 1984. — С. 102—120.
10. Слодкевич В. В. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы Сахалина: Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук/ВСЕГЕИ. — Л., 1975.
11. Слодкевич В. В., Леснов Ф. П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин). — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 305).

ДВГУ
Владивосток

Поступила в редакцию
15 декабря 1989 г.

ДИСКУССИЯ

Автор относит тела габброидов и гранитизированных габброидов в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор к габброидному уровню океанической офиолитовой ассоциации. Более нижние уровни этой ассоциации представлены, по мнению автора, расслоенными пластинами габбро-пироксенит-дунит-перидотитов. Предполагается, что эта ассоциация формировалась в пределах Тихоокеанской плиты в юрское — раннемеловое время и в настоящее время слагает тектонические блоки в зоне аккреционного меланжа восточного Сахалина.

Судя по геологическим описаниям как автора, так и других геологов, непрерывные разрезы океанической офиолитовой ассоциации в районе отсутствуют. Описанные в статье габброиды представляют собой вытянутые цепочки линзовидных и полукольцевые интрузивные тела (см. рис. 1), не обнаруживающие близкой пространственной связи с изометричными по форме расслоенными телами габбро-пироксенит-дунит-перидотитов. Большинство геологов, в отличие от автора, называют эту формацию перидотит-пироксенит-норитовой или норит-пироксенит-гардбургитовой.

Находящиеся в пространственной ассоциации с габброидами кремнистые породы и спилиты богатинской и ракитинской свит и стратиграфически согласно перекрывающие их терригенные отложения березовской свиты содержат на ряде участков включения мелководной фауны иноцерамов кампанского возраста. Таким образом, их нельзя отнести к океаническим отложениям.

Восточнее пояса гипербазитов и габброидов выделяется пояс кампан-маастрихт-датских прибрежно-морских и континентальных с линзами каменных углей отложений учирской свиты и котиковской серии (заслоновская, туровская, ольдонская свиты), видимо,

*ИМГиГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

островодужного происхождения (Грабник, 1978; Рождественский, Речкин, 1982).

Поэтому объединение расчлененных массивов перидотит-пироксенит-норитов и габброидов в единую океаническую офиолитовую ассоциацию является искусственным. Эти массивы располагаются в зоне тектонического контакта между позднемеловыми кремнисто-вулканогенными отложениями морского и прибрежно-морского происхождения и терригенно-вулканогенными островодужными образованиями, и, видимо, представляют собой тектонические блоки, сформировавшиеся в корневой части островной дуги и выведенные на поверхность в зоне разлома.

В. С. Рождественский

УДК 551.24 . 551.79(571.66)

А. И. Кожурин

МОЛОДЫЕ СДВИГИ ХР. КУМРОЧ И ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ (Восточная Камчатка)

Проанализированы данные о позднечетвертичных смещениях вдоль разрывов северного сегмента север-северо-восточного Начикинско-Кумроцкого пояса молодых разрывов Центральной Камчатки. Показано, что преобладающим типом движений вдоль разрывов пояса являются правосторонние горизонтальные перемещения, осуществляющиеся со средней скоростью 1—1,5 см/год в условиях субширотного горизонтального сжатия. Дополняющие сдвиговые сбросовые переме-

Вопрос о существовании горизонтальных движений вдоль структур Центральной Камчатки (параллельно ее границе с океаном) достаточно давно обсуждается в печати. По сути он сводится к выяснению направленности перемещений по так называемому разлому Передового фаса, который в современной структуре полуострова разграничивает горст-антиклинальное поднятие Восточных хребтов и грабен-синклинальную впадину Центральной Камчатской депрессии (рис. 1). В рельефе разлом Передового фаса выражен крутым обращенным на запад уступом, высота которого, достигающая полутора километров, соответствует размаху сбросовых движений за время примерно с середины среднего плейстоцена [1, 7, 11].

Если сбросовые движения по разлому Передового фаса сомнению обычно не подвергаются, то разновозрастные им сдвиговые перемещения являются в большей степени дискуссионными. Во многом это связано с тем, что западное крыло разлома на всем его протяжении перекрыто позднечетвертичными и современными рыхлыми образованиями выполнения Центральной Камчатской депрессии, что резко ограничивает возможность картирования и изучения смещений рассматриваемых геологических образований. Такие данные известны лишь для северной части хр. Кумроч, где примерно на продолжении разлома Передового фаса И. В. Флоренским и П. В. Флоренским были установлены миоценовые северо-восточные правые сдвиги [8]. Что касается собственно разлома Передового фаса, то предположе-

нения, значительно варьирующие по величине в зависимости от изменений в простирании разрывов в пределах северо-восточных направлений, связаны с развитием впадины Центральной Камчатской депрессии. На основе данных о динамической и кинематической независимости горизонтальных и вертикальных перемещений сделан вывод о двух тенденциях в тектоническом развитии хр. Кумроч и п-ова Камчатский в средне-позднечетвертичное время.

ния о сдвиговых перемещениях вдоль его плоскости в четвертичное время основываются, главным образом, на кулисообразности в расположении частных структур его восточного крыла (например, поднятий-хребтов Ганальский, Валагинский, Тумрок и Кумроч). Э. Н. Эрлих, В. М. Зобин и А. Г. Цикунов высказали предположение о правом сдвиге вдоль разлома с суммарной амплитудой за четвертичное время до 10—15 км, а за миоцен-четвертичное — до 150—210 км [10]. По их мнению, правосторонние движения по разлому Передового фаса и отдельным северо-восточным (60°) разрывам в пределах поднятия Восточных хребтов обусловлены движением единого блока Восточной Камчатки по закону левого сдвига вдоль выхода на поверхность фокальной зоны землетрясений [10, 11].

Определенным шагом в изучении горизонтальных движений явились работы В. А. Леглера [3, 4]. Дешифрировав аэрофотоснимки всей территории Восточной Камчатки, он выделил целый пояс молодых, деформирующих рельеф разрывов, названный им Начикинско-Кумроцским. Одни из разрывов пояса протягиваются непосредственно в подножье уступа разлома Передового фаса и могут считаться, таким образом, проявлением его позднечетвертичной активности, другие, с тем же общим северо-восточным простиранием — в пределах впадины Центральной Камчатской депрессии и поднятия Восточных хребтов. Как оказалось, полоса молодых разрывов в своем северо-восточном окончании, где она имеет максимальную ширину, продолжается за район замыкания

Центральной Камчатской депрессии (соответственно, за окончание уступа разлома Передового фаса), пересекает поднятие северной части хр. Кумроч и выходит к побережью залива Озерный. Это обстоятельство любопытно в том отношении, что оно накладывает определенные ограничения на возможность интерпретации системы молодых разрывов как связанной исключительно с контрастными вертикальными движениями в пограничной между поднятием хребтов и впадиной Центральной Камчатской депрессии зоне.

Опираясь на то же явление кулисообразности и приняв, что субмеридиональные впадины, разделяющие отдельные хребты-поднятия, имеют структуру грабенов, В. А. Леглер предположил левосдвиговую природу Начикинско-Кумрочского пояса. Однако, выделив его прежде всего как систему молодых (позднететвертичных) разрывов, он главное внимание обратил на признаки смещений дочетвертичных образований, слагающих поднятие Восточных хребтов. Результатом этих работ был вывод о левом сдвиге вдоль пояса с суммарной амплитудой около 20 км за плейстоцен-четвертичное время (примерно 5 млн лет)*. Для четвертичного времени В. А. Леглер высказал очень интересное, правда, оставшееся нераскрытым, предположение о параллельном развитии двух процессов: с одной стороны — левостороннего сдвигания блоков земной коры Камчатки, с другой — образования Центральной Камчатской депрессии, выразившегося в интенсивных сбросовых движениях по отдельным разрывам пояса, т. е. в формировании разлома Передового фаса.

Таким образом, изложенное позволяет констатировать определенную противоречивость имеющихся данных о горизонтальных перемещениях в пределах Центральной Камчатки и необходимость дополнительных исследований.

Автором настоящей статьи в течение ряда лет проводилось изучение позднечетвертичных разрывов восточных районов Центральной Камчатки [2]. Обращение к молодым разрывам как к объекту исследования имеет свои основания: возможность получения информации о реальных тектонических движениях в

закрытых районах, неискаженность результатов движений какими-либо позднейшими процессами, относительно высокая детальность и точность извлекаемых значений кинематических параметров (морфологии, направления и скорости перемещений и т. д.), а также возможность сопоставления получаемой информации с различного рода геофизическими данными. Если же говорить об ограничениях метода, то они связаны с необходимостью определения временного интервала, в пределах которого экстраполяции данных изучения позднечетвертичных разрывов будут оправданными. Наблюдения деформаций форм рельефа различного возраста и генезиса привели к выводу о наличии отчетливо выраженной правосдвиговой компоненты смещений вдоль разрывов северо-восточных направлений. Ниже приводятся дополнительные данные, полученные при изучении разрывов в районе хр. Кумроч и п-ова Камчатский.

Как видно из рис. 1, молодые разрывы хр. Кумроч и п-ова Камчатский образуют единую систему нарушений, меняющих простирание от север-северо-восточного (южнее р. Камчатка) до северо-восточного и восток-северо-восточного. В главных чертах их размещение соответствует схеме В. А. Леглера для северного сегмента Начикинско-Кумрочского пояса (дополнением к ней являются лишь разрывы в юго-восточной части п-ова Камчатский). Собственно разлом Передового фаса, ступенеобразный в плане, занимает в выделенной системе нарушений крайнее западное положение и как границная между впадиной Центральной Камчатской депрессии и поднятием хр. Кумроч структура может быть продолжен на север примерно до широты оз. Нерпичье.

Один из молодых разрывов, в подвижках по которому проявлена позднечетвертичная активность разлома Передового фаса, изучен на отрезке от верховьев р. Бол. Хапица до р. Первый Бекеш (1 на рис. 1). В рельефе разрыв выражен обращенным на северо-запад уступом (реже — двумя близко расположенными уступами) или, при проявлении встречного уступа, — узкой трогообразной депрессией, протягивающимися у основания фасет склона хребта. При общем север-северо-восточном простирании линия разрыва испытывает локальные изгибы: на водоразделах рек она отклоняется к востоку, а в долинах — к западу, что говорит о падении плоскости сместителя в сторону от хребта, согласно наклону фасет. Таким образом, несомненно, что уступы и трогообразные приразломные депрессии связаны со сбросовыми перемещениями.

К югу от ур. Стланцовый Мыс разрыв приобретает субмеридиональное направление. Здесь к нему со стороны опущенного крыла

* При этом В. А. Леглер был вынужден предположить резкую смену в характере тектонических движений на границе миоцена и плейстоцена, поскольку в северной части хр. Кумроч левосдвиговой Начикинско-Кумрочский пояс в плане перекрывает того же простирания миоценовые правые сдвиги, установленные И. В. Флоренским и П. В. Флоренским [8]. Также ему пришлось отметить как довольно редкий случай наличие перпендикулярного пояса левосдвигового северо-западного разрыва, выявленного по смещениям форм рельефа в северной части п-ова Кроноцкий.

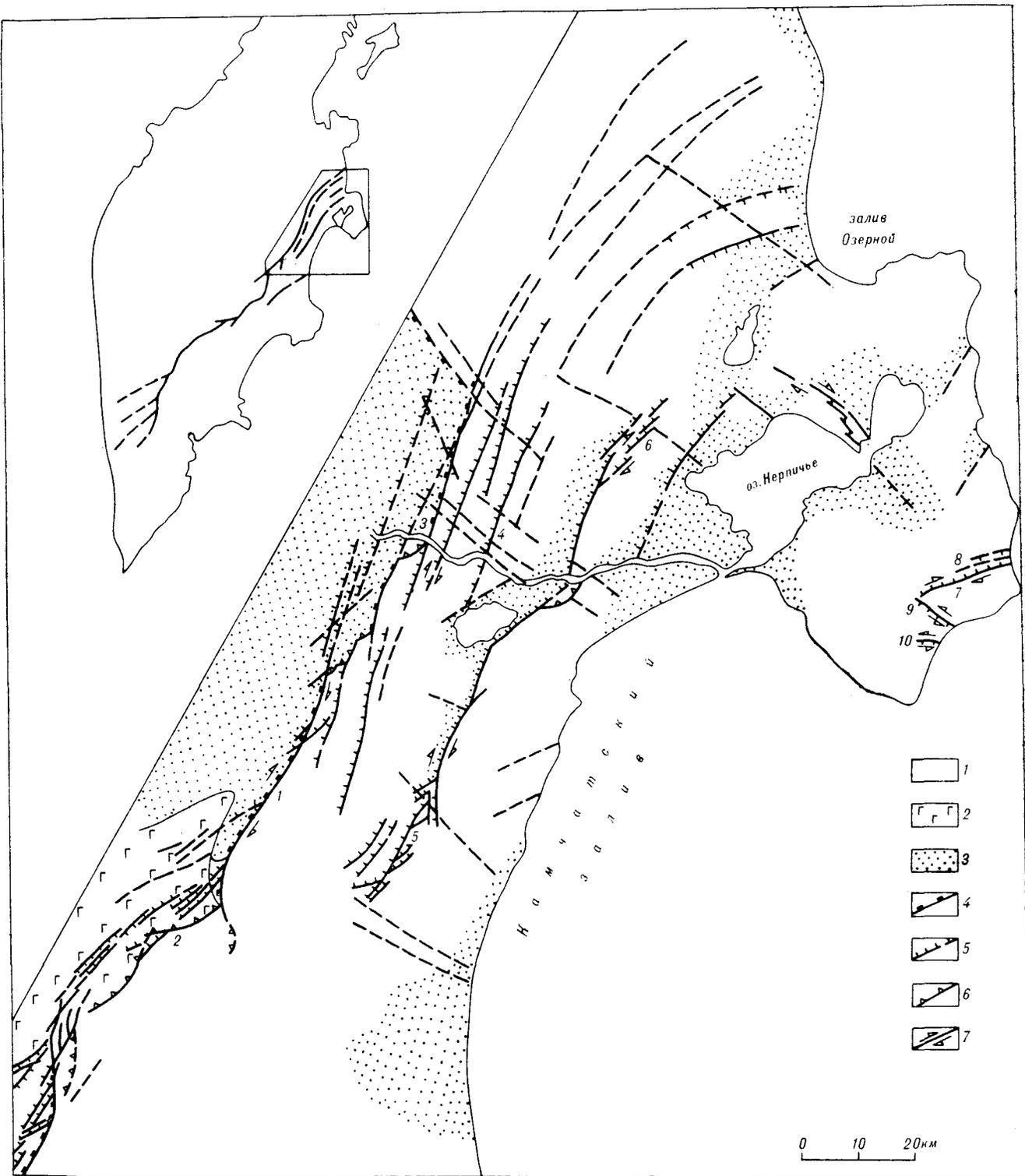


Рис. 1. Молодые разрывы хр. Кумроч и п-ова Камчатский.

1 — дочетвертичные образования поднятий хр. Кумроч и п-ова Камчатский; 2 — основные лавы Удинского и Халичинского долов ($Q_2 - Q_3^1$) во впадине Центральной Камчатской депрессии; 3 — рыхлые позднечетвертичные отложения Центральной Камчатской депрессии и изолированных впадин в пределах поднятий; 4—7 — разрывы: с выраженной в рельефе сбросовой компонентой в сотни метров (4), в метры и десятки метров (5), дугообразные в торцах опускающихся блоков хребта (6), с установленной сдвиговой компонентой смещений (7). Штриховой линией показаны предполагаемые продолжения разрывов. На врезке в генерализованном виде показаны Начикинско-Кумрочский пояс разрывов (в рисовке автора) и контуры описываемого в статье района. Индексы разрывов см. в тексте и табл. 1, 2.

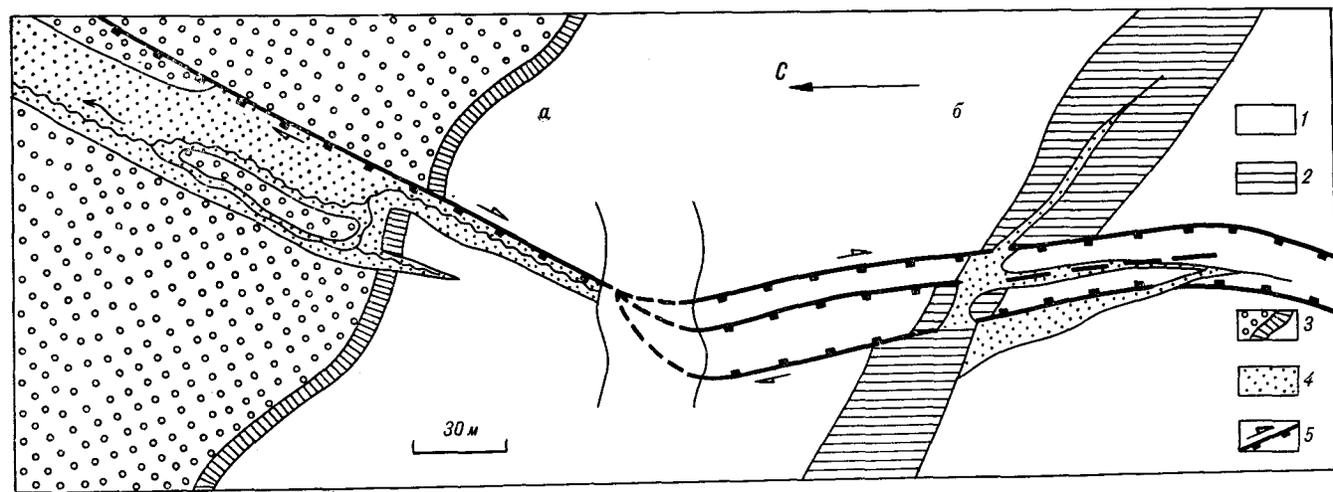


Рис. 2. Сбрососдвиговые смещения элементов рельефа по разрыву западного подножья хр. Кумроч (разрыв 1 на рис. 1, замеры 6 и 8 в табл. 1).

1 — поверхность моренных отложений; 2 — днище маргинального канала; 3 — поверхность надпойменной террасы и ее тыловой уступ; 4 — русла современных ручьев и промоин; 5 — линия разрыва с указанием направления смещения крыльев. В центральной части рисунка — внемасштабная врезка.

подходят несколько северо-восточных нарушений, продолжающих разрывы, выраженные уступами в поверхности лав Хапичинского дола (см. рис. 1).

Очевидно, что возраст и амплитуды проявленных в рельефе смещений связаны прямой зависимостью с возрастом рельефа. В опущенном крыле разрыва на его отрезке от ур. Сланцовый Мыс примерно до слияния рек Бол. Хапица и Горно-Тополовая наиболее древние участки аккумулятивного рельефа образованы моренными и флювиогляциальными отложениями второй стадии позднелепестового оледенения (Q_3^4). Севернее, за пределами области аккумуляции материала, выносового ледниками этого возраста, поверхность аккумулятивного рельефа подножья хребта становится моложе. Она образована поверхностями слившихся конусов выноса двух генераций — предположительно ранне- (сохранились фрагменты) и позднеголоценового возраста.

Южнее области распространения гляциальных и флювиогляциальных образований второй фазы рельеф по генезису может быть отнесен к эрозионно-тектоническому. Ледниковые отложения сохранились здесь в виде фрагментов донных, боковых и конечных морен и флювиогляциальных образований, а для долин водотоков характерно развитие аккумулятивных надпойменных террас.

Изучение деформаций форм рельефа вдоль линии разрыва показало, что помимо сбросовых, очевидных при самом беглом осмотре, происходили одновременные им сдвиговые перемещения правого знака (рис. 2). Результаты замеров амплитуд сбросовых и сдвиговых

смещений и значения их соотношений сведены в табл. 1. В целом амплитуды вертикальной компоненты выраженных в рельефе перемещений составляют от 1,7 до примерно 30 м, а горизонтальной — от 2 до 30—35 м. Неопределенными остались величины сдвиговых смещений, соответствующих 30-метровому смещению поверхности морены второй фазы (р. Березнячишковая) и примерно 7-метровому — по поверхности конуса выноса первой, более древней, генерации (правый борт р. Аласная), что связано с отсутствием необходимых для этого реперов. С учетом приведенных в табл. 1 соотношений величин разновозрастных вертикальных и горизонтальных смещений (отношений сдвиг — сброс), сдвиговое смещение моренных отложений должно достигать величины порядка 60 м.

Сбрососдвиговые смещения по разрыву (и, что то же самое, по разлому Передового фаса) завершились в начале голоцена. Ими деформированы поверхности и тыловые уступы наиболее древней из послеледниковых террасы (Q_4^1) и ее верхнего подуровня (в верховьях р. Бол. Хапица). Более молодые надпойменные террасы следов деформаций не несут.

Возможно, как результат горизонтальных перемещений, более продолжительных, чем изученные, можно рассматривать некоторое несоответствие в плане линий водоразделов в опущенном и поднятом крыльях разлома Передового фаса на протяжении его субмеридионального отрезка, т. е. там, где рельеф в опущенном крыле имеет эрозионно-тектоническое происхождение. Амплитуда возможного правостороннего сдвига водоразделов около 600—700 м.

Амплитуды смещений по молодым разрывам хр. Кумроч

Номер замера	Разрыв	Азимут простирания в точке наблюдения	Характеристика смещенных образований, относительный возраст	Амплитуда пративного сдвига, м	Амплитуда сброса, м	Отношение сдвиг/сброс
1	1	45—50°	Поверхность и тыловой уступ террасы, Q_4^1 (верховья р. Бол. Хапица),	4—5	4	1
2		50—55°	То же	4—5	4	1
3		55—60°	Поверхность террасы (руч. Успенский)		2—2,5	
4		40°	Днище, борта и тальвег неглубокой ложбины	4—4,4	4	1
5		0°	Водораздел и борт маргинального канала, Q_3^4 (северный склон ур. Стланцовый Мыс)	27—30	17—18	1,7
6		30°	Поверхность и тыловой уступ террасы, Q_4^1 (там же)	6—8	6	1
7		30°	Поверхность и тыловой уступ подуровня террасы Q_4^1 (там же)	2	1,7	1
8		350°	Днище и борта маргинального канала, Q_3^4 (там же)	30(35?)	13,5—15	2
9		30°	Водораздел и борт маргинального канала, Q_3^4 (левый борт р. Озерная)	25—30	15	2
10		30°	Поверхность морены, Q_3^4 (1,2 км к югу от р. Ледниковая) Борт маргинального канала, Q_3^4 (там же)		25,5	
11			Флювиогляциальная (?) поверхность (р. Ледниковая)	≤ 30		
12		40°	Поверхность и тыловой уступ террасы, Q_4^1 (р. Березнячишковая)	4—5	17	
13			Поверхность морены, Q_3^4 (там же)		30	
14	2	90°	Поверхность и тыловой уступ террасы, Q_4^1 (?) (руч. Чудный)	нет	12	
15	3	30°	Водоразделы врезов на склоне руч. Орлиная Падь		5—6,5	
16			Днища, тальвеги и борта врезов (там же)	4—5	1—1,7	3—4
17	4	30°	Поверхность озерной террасы, Q_3^4 , поверхность водоразделов врезов в террасу (р. Горбуша, руч. Лев. Новиковская)		6,5	

Севернее, примерно от р. Аласная до р. Камчатка, аккумулятивный рельеф подножья хр. Кумроч имеет средне-позднеголоценовый возраст и поверхность его не деформирована. Однако вполне определенные данные о характере молодых подвижек были получены нами при изучении двух разрывов, протягивающихся параллельно разлому Передового фаса внутри поднятия хребта. Один из них (разрыв 3 на рис. 1) прослеживается в виде обращенного

на запад уступа вдоль руч. Орлиная Падь до р. Камчатка и к северу от нее. Замеренные амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений приведены в табл. 1. Из них следует, что нарушение по кинематике относится к правым сбросодвигам. Интересным представляется возрастание, по сравнению с разрывом 1, величины отношения сдвиг/сброс от 1—2 до 3—4 при одной и той же амплитуде последнего сдвигового смещения.

Второй разрыв (4 на рис. 1) изучен на отрезке от р. Камчатка до руч. Лев. Новиковская. Вертикальными движениями по разрыву деформирована поверхность озерной террасы (Q_3^4), заполняющей долины р. Горбуша и руч. Лев. Новиковская. Амплитуда сброса ее поверхности к северо-западу (6,5 м) равна величине сброса водоразделов мелких врезов на склоне руч. Орлиная Падь. Следов древних и более молодых смещений не обнаружено: величины сброса водоразделов между р. Камчатка и р. Горбуша, р. Горбуша и руч. Лев. Новиковская составляют те же 6,5 м, а поверхность голоценовой аккумулятивной террасы левого борта р. Камчатка не нарушена. Определение сдвиговой компоненты, одновозрастной с вертикальной, на изученном отрезке затруднено, так как тыловые уступы озерной террасы в местах их пересечения разрывом изменены позднейшей эрозией вдоль разломного уступа.

К востоку от разлома Передового фаса выделена протяженная зона молодых разрывов, протягивающаяся вдоль восточных крутых бортов депрессий рек Пятая, Бушуйка, Радуга и Асхава. Борты депрессий образуют уступ, морфологически идентичный уступу разлома Передового фаса и разделяющий поднятие хр. Кумроч на два продольных блока — западный и восточный (Прибрежный хребет). Изучены разрывы северного и южного окончания зоны.

Разрыв 5 (см. рис. 1) протягивается вдоль восточной границы долины р. Пятая в ее верховьях. Большая часть площади долины занята поверхностью послеледниковой озерной террасы, аналогичной озерной террасе в долинах р. Горбуша и руч. Лев. Новиковская. Недалеко от места слияния рек Пятая и Юртишкина основное нарушение выражено в поверхности террасы сбросовым уступом с опущенным северо-западным крылом. Амплитуда сброса (6,5—6,6 м) равна таковой в долинах р. Горбуша и руч. Лев. Новиковская. Поверхность единственной надпойменной террасы р. Пятая движениями по разрыву не деформирована. Абсолютный возраст образца из средней части ее разреза, определенный радиоуглеродным методом, равен $10\,300 \pm 150$ лет (ГИН-3031). Видимо, поверхность террасы образовалась во время климатического оптимума голоцена 7—7,5 тыс. лет назад [1]. В таком случае, движения в южном окончании зоны разрывов закончились примерно в начале голоцена, а скорость вертикальных перемещений может быть оценена величиной порядка 1—1,5 мм/год. Большая скорость вертикальных перемещений характерна для разрыва той же зоны, пересекающего долину р. Пятая ниже по течению от места ее слияния с р. Юртишкина. Здесь ве-

личина сброса поверхности озерной террасы увеличивается до 10—14,5 м, а скорость, соответственно, до 2—3 мм/год.

Разрыв 5 в долине р. Пятая нигде не пересекает какие-либо элементы рельефа, изучение которых позволило бы зафиксировать горизонтальные перемещения вдоль его плоскости. Однако, в целом рисунок, образуемый в плане нарушениями зоны, типичен для правого сдвига (см. рис. 1). Имеются в виду эшелонированное расположение относительно друг друга составляющих зону разрывов, существование широкой депрессии оз. Ажабачье (грабен), длинная ось которого расположена под острым углом к простиранию зоны, а также развитие ряда узких восток-северо-восточных грабенов, оперяющих разрыв 5 в его южной части.

О реальности горизонтальных движений вдоль зоны свидетельствуют результаты изучения разрыва северо-восточного простирания, проявленного кулисным рядом уступов в поверхности позднплейстоценовой [1] морской террасы восточного склона хр. Кумроч (разрыв 6 на рис. 1). Типичные примеры сдвиговых деформаций показаны на рис. 3. Максимальное из выраженных в рельефе сбросовое смещение равно сбросу поверхности морской террасы и соответствующих ей водоразделов на величину от 10 до 15 м. Амплитуда одновозрастного правостороннего смещения достигает 60—70 м. Более молодое сдвиговое смещение составляет 25—30 м (три наблюдения) Последняя сдвиговая подвижка величиной около 3—4 м устанавливается по смещению осей тальвегов маломощных врезов. Амплитуды

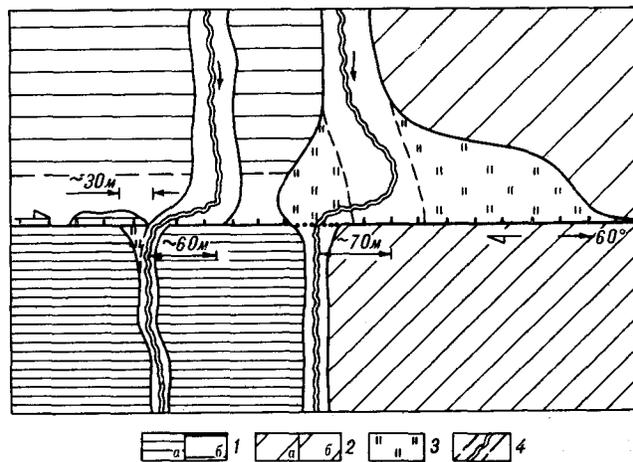


Рис. 3. Сбрососдвиговые смещения элементов долины р. Быстрая и параллельного ей водотока (слева) по разрыву на восточном склоне хр. Кумроч (разрыв 6 на рис. 1).

1 — поверхность позднплейстоценовой морской террасы в поднятом (а) и опущенном (б) крыльях; 2 — поверхность надпойменной террасы в поднятом (а) и опущенном (б) крыльях; 3 — заболоченная низина, образовавшаяся при подпруживании реки разломным уступом; 4 — русла рек.

вертикальных смещений, одновозрастных 3—4-метровому и 25—30-метровому сдвиговым, определить трудно, поскольку они «скрыты» в 10—15-метровом уступе, маркирующем разрыв. Лишь в долине р. Быстрая наблюдалось смещение поверхности единственной надпойменной террасы величиной 5,5—6 м, видимо, соответствующее сдвиговому смещению величиной 25—30 м. Таким образом, изученное нарушение по кинематике относится к правым сбрососдвигам с отношением сдвиг/сброс, равным примерно 4—5.

В отличие от разрывов южной части зоны, разрыв восточного склона хр. Кумроч активно развивался и в голоцене. Об этом свидетельствуют мелкие (3—4 м) сдвиговые смещения и явно голоценовый возраст единственной надпойменной террасы р. Быстрая. В таком случае скорость правого сдвига могла достигать величины порядка 7—10 мм/год (минимальное значение получается при соотношении 70-метрового горизонтального смещения с продолжительностью всего голоцена). Скорость сбросовых смещений не превышала 1,4—2 мм/год, что примерно равно скорости вертикальных перемещений по разрывам южной части зоны.

Данные о времени завершения активных подвижек по разрыву в долине р. Пятая позволяют примерно оценить и скорость перемещений по разрыву Передового фаса хр. Кумроч. Смещенные на 30 м вправо маргинальные каналы (см. табл. 1, разрыв 1), как наиболее молодые из ледниковых образований, имеют возраст около 10,5 тыс. лет (завершение второй фазы позднеплейстоценового оледенения). Верхний возрастной предел подвижек, по аналогии с нарушениями в верховьях р. Пятая, — 7—7,5 тыс. лет. Исходя из приведенных цифр, среднюю скорость правого сдвига следует принять равной 1 см/год, а скорость сбросовых движений — 5 мм/год.

Определенные данные о характере молодых перемещений получены при изучении разрыва 7 в юго-восточной части п-ова Камчатский. Разрыв, имея восток-северо-восточное простирание, протягивается от р. Первая Перевальная вдоль подножья крутого северного склона хр. Камчатский Мыс, пересекает северный склон массива горы Африка и выходит к побережью вдоль правого борта руч. Заячий Ключ (см. рис. 1). Несколько наиболее наглядных примеров сдвиговых деформаций элементов рельефа показано на рис. 4 и 5. Измеренные амплитуды вертикальных (сбросовых) и горизонтальных правых смещений сведены в табл. 2. Эти данные не нуждаются в особых комментариях, но стоит отметить максимальные среди всех полученных ранее значения величины сдвиг/сброс, достигающие 12—14.

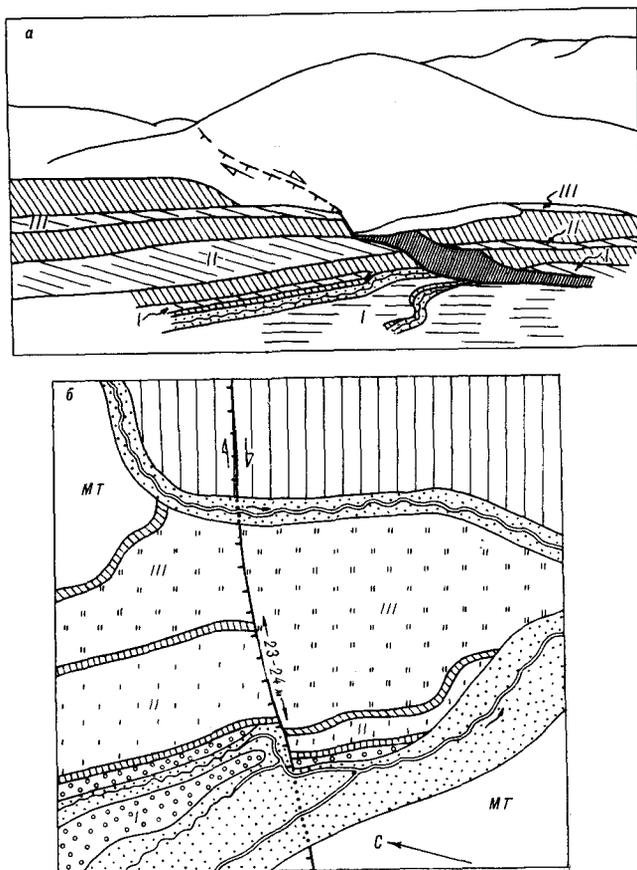


Рис. 4. Сбрососдвиговые смещения надпойменных террас верховьев левого притока р. Первая Перевальная по разрыву в юго-восточной части п-ова Камчатский (разрыв 7 на рис. 1, замеры 12 в табл. 2).

а — зарисовка по фотографии; б — план; I, II, III — надпойменные террасы; МТ — морская терраса; остальные усл. обозн. см. на рис. 2, 3.

Существует два определения абсолютного возраста отложений, учитывая которые можно оценить скорость сдвига по разрыву 7. Одно из них относится к западному окончанию разрыва (см. рис. 4). Возраст образца из средней части разреза террасы, тыловой уступ которой смещен вправо на 23—24 м, равен 6000 ± 50 лет (ГИН-3223). Сопоставление цифр дает среднее значение скорости правого сдвига порядка 4 мм/год. Поверхность террасы, очевидно, моложе. Кроме того, следует учитывать отсутствие деформаций пойменных отложений. Видимо, реальная скорость правого сдвига была выше.

Второе определение — 2300 ± 700 лет (ГИН-5713) — показывает возраст покровных бурых суглинков мощностью около 45 см, перекрытых современным дерном. Суглинки развиты на водоразделе водотока, смещенного вправо на 32 м (см. рис. 5, в). Отсюда предельные значения скорости сдвига равны 20 и 10 мм/год, а среднее — 15 мм/год.

Таблица 2

Амплитуды смещений по молодым разрывам полуострова Камчатский

Номер замера	Разрыв	Азимут простира-ния в точке наблюдения	Амплитуда сдвига, м	Знак	Амплитуда сброса, м	Отноше-ние сдвиг/сброс
1	7	70°	5,5(7—8)	Прав.	1	5(8?)
2		60°			1,7—2	
3		70°	32	Прав.		
4		70°	65—70	Прав.	6—6,5	11
			7	Прав.		
			30	Прав.		
5		70°	70	Прав.	5,5—6	11—12
6		70°	8—10	Прав.		
			19—20	Прав.		
			70—75	Прав.	5,5—6	12—14
7		70°	72—75	Прав.	5,5—6	12—14
			37—40			
			35			
			15			
8		70°	57—58	Прав.	5,5—6	11
			43—45	Прав.		
			14—15	Прав.		
			2	Прав.		
			20—22	Прав.		
9		70°	30—32	Прав.		
			25	Прав.		
10		70°	65	Прав.	6—6,5	10
11		80°	10—12	Прав.	1(0,8—0,9)	10—12
12		70	13—14	Прав.	1,1—1,2	12—13
			23—24	Прав.	1,2—1,3	18—19
					1,7—1,8	
13	9	330°	2	Лев.	1	2
14	10	290°	15	Лев.	7,5—8	2

Примечание. Точки наблюдения с замерами 1 и 2 расположены на линии разрыва между двумя правыми притоками руч. Сев. Быстрый в его верхнем течении, с замерами 3—11 — между верховьями правого притока р. Ольховая Вторая и р. Вторая Перевальная, с замерами 12 — в верховьях левого притока р. Первая Перевальная.

Следов горизонтальных смещений, превышающих приведенные в табл. 2, обнаружить не удалось, что обусловлено относительной молодостью водотоков, прорезающих склон хр. Камчатский Мыс и его подножье. Что касается сбросовых смещений, то по поверхности позднеплейстоценовой морской террасы они достигают 25—30 м (одно наблюдение).

Несколько севернее разрыва 7 в рельефе прослеживается параллельное ему восток-северо-восточное нарушение (8 на рис. 1). По его плоскости к северу с видимой амплитудой около 20 м опущена поверхность морской террасы начала позднего плейстоцена (перекрывается моренными отложениями первой фазы позднеплейстоценового оледенения), но все более молодые элементы рельефа подвижками по разрыву не затронуты. Очевидно, развитие этого нарушения завершилось уже в начале — середине позднего плейстоцена.

Обобщение данных по всем рассмотренным молодым нарушениям хр. Кумроч и п-ова Камчатский приводит к следующим выводам.

1. Все молодые нарушения северо-восточных ориентировок по кинематике относятся к правым сбрососдвигам.

2. Вне зависимости от вариаций в простира-нии (от север-северо-восточного через северо-восточное до восток-северо-восточного) и времени завершения подвижек (ранний голоцен, поздний голоцен) обнаруживается, в пределах точности оценок, сохранение значения скорости сдвига — порядка 1—1,5 см/год. На качественном уровне к выводу о постоянстве скорости сдвига по разрывам с различным положением в структуре описываемой территории приводит и сравнение характеризующих разрывы отношений сдвиг/сброс и амплитуд тех

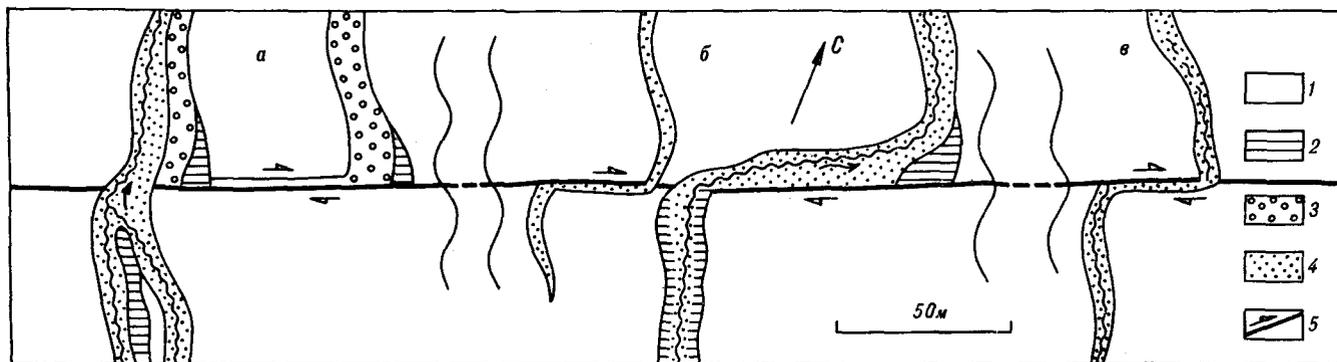


Рис. 5. Сдвиговое смещение водотоков по разрыву в юго-восточной части полуострова Камчатский (разрыв 7 на рис. 1, замеры 6 (а), 4 (б) и 3 (в) в табл. 2; рисунки а, б и в относятся к точкам на линии разрыва соответственно в 575, 850 и 1600 м, на запад от р. Вторая Перевальная).

1 — водораздельные пространства и коренные борта водотоков; 2, 3 — террасовые поверхности более высокие (2) и более низкие, соответствующие также днищам брошенных при сдвиге русел (3); 4 — современные русла водотоков; 5 — линия разрыва с указанием направления сдвига.

или иных перемещений за одинаковые интервалы времени: увеличение отношения сдвиг/сброс от 1—2 до 12—14 обусловлено исключительно уменьшением сбросовой компоненты перемещений (сравнение разрывов 1 и 3, 6 и 7 на рис. 1).

Как было отмечено ранее, северо-восточные тектонические нарушения хр. Кумроч и п-ова Камчатский представляют собой элементы северного сегмента Начикинско-Кумрочского (по В. А. Леглеру) пояса разрывов. С учетом данных о правосторонних перемещениях по разрывам, развитым в зоне сочленения Центральной Камчатской депрессии с поднятием Валагинского и северной части Ганальского хребтов (южный отрезок пояса) и поднятием хр. Тумрок (центральный отрезок) [6], Начикинско-Кумрочский пояс предстает в виде единой правосдвиговой структуры.

Сделав этот вывод, остановимся на элементах структуры хр. Кумроч и п-ова Камчатский, характеризующих общую тектоническую ситуацию, в которой в позднечетвертичное время происходили горизонтальные движения по разрывам Начикинско-Кумрочского пояса.

На рис. 1 помимо северо-восточных, доминирующих в структуре района, показан и ряд северо-западных разрывов. Они прослеживаются прямолинейными отрезками водотоков разного порядка (в том числе — р. Камчатка) или же выступают в виде линий, разграничивающих относительно приподнятые и опущенные блоки (например, линия юго-западного ограничения поднятия гор Токильженки в пределах Центральной Камчатской депрессии) и т. д. Молодые смещения, которые можно считать характерными для северо-западных разрывов, наблюдались нами вдоль линии нарушения, протягивающегося в правом борту р. Первая Перевальная (разрыв 9 на рис. 1). По кинематике оно относится к левым сбрососдвигам с отношением сдвиг/сброс, равным примерно 2. Такими же параметрами обладает и запад-северо-западный разрыв в левом борту р. Пикеж (см. 10 на рис. 1; табл. 2). Предположительно левыми сдвигами являются разрывы в центральной части п-ова Камчатский [5].

Рассматривая северо-восточные правые сдвиги Начикинско-Кумрочского пояса и северо-западные левые сдвиги как структуры сопряженные, можно сделать вывод, что развитие и тех, и других связано с субширотным сжатием земной коры района. С этим согласуются и некоторые данные о молодых складчатых деформациях субмеридионального простирания, определяющих отчетливо выраженную субмеридиональную зональность (до север-северо-западной) рельефа западного и восточного блоков хр. Кумроч и п-ова Камчатский [2]. В пределах полуострова в меридиональном

направлении протягивается, например, поднятие с горой Командная в вершинной части. Пологий западный склон поднятия хорошо прослеживается по обширным останцам двух наиболее высоких морских террас, наклоненных к западу под углом 3—4°. Восточный борт более крутой. Возможно, что формирование подобной асимметричной структуры связано с правосторонними перемещениями по восток-северо-восточным разрывам полуострова. В западном блоке хр. Кумроч (южнее р. Камчатка) субмеридиональными структурами определяется, по нашему мнению, направление долин рек Тополовая, Петуховая, Аласная, Первый Бекеш и Бекеш в их средних и верхних течениях.

Разнонаправленные сдвиги и связанные с ними дислокации, складчатые деформации поверхностей различного генезиса, по-видимому, не охватывают всей совокупности наблюдаемых молодых структур и вызывающих их движений. Так, на формирование позднечетвертичной структуры хр. Кумроч и п-ова Камчатский и рельефа района несомненно наложили отпечаток процессы растяжения, о чем свидетельствует повсеместно фиксируемая сбросовая компонента смещений по разрывам. Ее величина, значительно варьируя по площади, максимальна для север-северо-восточных разрывов. Но, в таком случае, связь сбросовых перемещений с однородным полем напряжений субширотного горизонтального сжатия выглядит маловероятной. Другими словами, в динамическом и кинематическом отношении сбросовая компонента может быть независима от сдвиговой.

Возможность проверки справедливости этого, на первый взгляд, парадоксального предположения вытекает из того факта, что наиболее интенсивные вертикальные движения характерны для тех разрывов Начикинско-Кумрочского пояса, которые продолжают развитие высокого уступа между хр. Кумроч и впадиной Центральной Камчатской депрессии (уступ разлома Передового фаса). Поэтому рассмотрим некоторые закономерности соотношения линии уступа с системой молодых разрывов.

1. В плане линия уступа состоит из отдельных отрезков, смещенных один относительно другого (при прослеживании с юга на север) к востоку, однако молодые разрывы подножья уступа продолжают от мест подставления как в пределы Центральной Камчатской депрессии, так и в пределы поднятия хр. Кумроч. Такая ситуация наблюдается в районе рек Бекеш и Широкая, сразу к югу от р. Камчатка, а также на стыке хребтов Кумроч и Тумрок (см. рис. 1). Линия уступа, смещаясь, как бы «перескакивает» с одного нарушения Начикинско-Кумрочского пояса на другое.

2. Окончания отрезков уступа соединяются посредством одного или нескольких дугообразных (полукольцевых) разломов. Можно утверждать, что видимое в плане смещение линии уступа (западного склона) не является действительным горизонтальным правым смещением по северо-восточным или любого другого простирания разрывам. Показательно, что в местах подставления линии уступа не происходит одновременного смещения в плане линии водораздела хребта. Это прекрасно видно при взгляде на хребет со стороны депрессии в районе рек Бекеш и Широкая — после подставления уступ как бы приближается к водоразделу (рис. 6). При непосредственном изучении полукольцевых разломов обнаруживается относительное возрастание величины вертикальных смещений и исчезновение горизонтальных. Так, в месте пересечения таким разломом (2 на рис. 1) руч. Чудный (примерно в 8 км юго-западнее слияния р. Бол. Хапица и руч. Успенский) поверхность первой пост-флювиогляциальной террасы сброшена на 12 м, а горизонтальное смещение ее тылового уступа отсутствует. Для сравнения напомним, что по поверхности террасы того же возраста в верховьях р. Бол. Хапица величина сброса составляет 4 м и на 4 м смещен вправо ее тыловой уступ.

Можно предположить, что интенсивные сбросовые движения на границе хр. Кумроч и впадины Центральной Камчатской депрессии и ступенчатый в плане характер этой границы отражают процесс опускания (обрушения) блоков хребта, приводящий, при погружении блоков под уровень аккумуляции, к прогрессирующему расширению Центральной Камчатской депрессии. На существование такого процесса ранее указывал А. Е. Шанцер [9]. Северо-северо-восточные сдвиги играют при этом роль первичных структурных неоднородностей, определяющих конфигурацию погружающихся блоков. В этом смысле сбросовая компонента представляется наложенной, т. е. независимой по отношению к сдвиговой. Примерно на широте влк. Шивелуч уступ между хребтом и депрессией (уступ разлома Передового фаса) разворачивается от север-северо-восточного к северо-западному направлению (используя разлом северо-западного простирания), а северо-восточные сдвиги протягиваются, не меняя своего направления, в пределы сводового поднятия хребта (см. рис. 1).

Вероятнее всего, сбросовые движения связаны с процессом активного развития Централь-

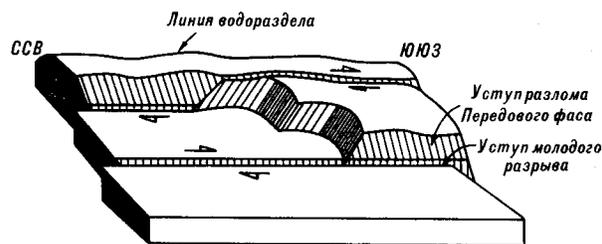


Рис. 6. Блок-схема, показывающая соотношение сдвиговых север-северо-восточных молодых разрывов, уступа разлома Передового фаса и дуговых сбросов, соединяющих его отрезки (вид на хр. Кумроч со стороны депрессии в районе рек Бекеш и Широкая).

ной Камчатской депрессии; именно поэтому величина сбросовой компоненты смещений по разрывам Начикинско-Кумрочского пояса закономерно уменьшается как с удалением от оси депрессии, так и с увеличением степени отклонения простирания разрывов от север-северо-восточного к восток-северо-восточному.

Таким образом, в позднечетвертичном развитии хр. Кумроч и п-ова Камчатский выявляются две тенденции. Одна из них привела к формированию парагенеза разнонаправленных сдвигов и субмеридиональных складчатых структур (сдвиговый структурный план), в котором доминирующее значение имеют правые сдвиги Начикинско-Кумрочского пояса. Развитие этого структурного парагенеза может быть объяснено сжатием всего района в субширотном направлении. Вторая тенденция проявилась в структурах и движениях, обусловленных процессом развития, прогрессирующего расширения Центральной Камчатской депрессии (структурный план «обрушения»). Одно из ее следствий — разделение поднятия хр. Кумроч на два асимметричных продольных блока. При этом напряжения растяжения более локализованы в пространстве, чем напряжения сжатия, и независимы от них. Они охватывают западные периферические части хр. Кумроч, ослабевая к востоку.

В заключение отметим, что опубликованные ранее данные показывают справедливость вывода о двух структурных планах для всей Центральной Камчатки [6]. Тогда же была предложена одна из возможных моделей ее тектонической эволюции в средне-позднечетвертичное время, включающая в качестве основных положений представления о разноглубинности процессов, отвечающих за формирование элементов различных структурных планов и о тектоническом расслоении ее литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Камчатка, Курильские и Командорские острова. — М.: Наука, 1974.
2. Кожурин А. И. Четвертичная тектоника хребта Кумроч и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка) // Геотектоника. — 1985. — № 2. — С. 76—87.

3. *Леглер В. А.* Деформация погружающейся литосферы плиты и продольные сдвиги Курило-Камчатской островной дуги // *Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига)*.— М.: Наука, 1976.— С. 103—147.
4. *Леглер В. А., Парфенов Л. М.* Системы разломов островных дуг // *Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии*.— М.: Наука, 1979.— С. 134—156.
5. *Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долмагов Б. К.* О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги // *Геотектоника*.— 1969.— № 5.— С. 52—61.
6. *Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов*.— М.: Наука, 1988.
7. *Святловский А. Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки.— М.: Наука, 1967.
8. *Флоренский И. В., Флоренский П. В.* Об этапах горизонтальных движений на Восточной Камчатке // *Докл. АН СССР*.— 1969.— Т. 184, № 1.— С. 187—190.
9. *Шанцер А. Е.* Некоторые особенности эволюции тектономагматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое // *Бюл. вулканол. станции АН СССР*.— 1979.— № 57.— С. 53—65.
10. *Эрлих Э. Н., Зобин В. М., Цикунов А. Г.* Система сдвигов Камчатки и вопросы геодинамики островных дуг // *Тектоника дна морей, океанов и островных дуг*. Вып. 3.— Южно-Сахалинск, 1972.— С. 39—40.
11. *Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
11 марта 1990 г.

УДК 550.837

Ю. Ф. Мороз

ГЛУБИННЫЕ ПРОВОДЯЩИЕ ЗОНЫ КАМЧАТКИ И ИХ СВЯЗЬ С ДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ И ОРУДЕНЕНИЕМ

Выявлены основные особенности в распределении электропроводности земной коры и верхней мантии Камчатки. Обнаружены слои повышенной электропроводности под вулканическими зонами. Определена возможная динамика глубинных процессов вулканических зон. Показано, что главная роль в активизации коры принадлежит астеносферным выступам. Динамические процессы получили наиболее полное развитие в земной коре Центрально-Камчатской вулканической дуги, где образовалась высокопроницаемая зона, выраженная повышенной электропроводностью. Здесь в осадочно-вулканогенном чехле сформировалась крупная металлогеническая зона. Установлена связь рудопроявля-

ний с коровыми аномалиями повышенной электропроводности. Крупнейший металлогенический пояс приурочен к коровой зоне с аномально высокой электропроводностью. При этом наивысшая плотность оруденения связана с аномалиями более высокого порядка, которые максимально приближены к дневной поверхности. Размещение рудопроявлений контролируется структурами осадочно-вулканогенного чехла. Выявленные закономерности являются одним из критериев прогноза при поисках месторождений цветных и благородных металлов. Даны рекомендации о проведении электромагнитных исследований.

Для современной геологии исключительно важное значение приобретает изучение глубинного строения активных районов в зоне перехода от материка к Тихому океану. Большой интерес представляет Камчатка, где наиболее ярко выражены современный вулканизм и высокая гидротермальная активность. Тектоника Камчатки определяется особенностями строения островных дуг, проявляющимися в четкой линейной зональности основных тектонических элементов. На территории Камчатки выделены три крупных зоны, различные по своему строению: Западная соответствует краевому Западно-Камчатскому прогибу, Центрально-Камчатская является внутренней вулканической дугой, Восточно-Камчатская представляет собой внешнюю вулканическую дугу. В пределах зон выделяются следующие крупные тектонические элементы, ориентированные в северо-восточном направлении: Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатский прогибы; Камчатско-Корякский, Восточно-Камчатский антиклинорий и поднятия восточных полуостровов. На структуры полуострова наложены Центральный и Восточный вулканические пояса, вытянутые в северо-восточном направлении. Возникновение этих поясов связывается с существованием зоны глубинных разломов [3].

На Камчатке с помощью геофизических методов можно получить принципиально новые сведения о динамике, эволюции земной коры и основных закономерностях формирования месторождений полезных ископаемых. Существу-

ющие представления о глубинном строении Камчатки в основном базируются на данных сейсмометрии и гравиметрии. К сожалению, этой информации крайне недостаточно. Большие перспективы связываются с изучением электропроводности земной коры и верхней мантии, которая характеризует физическое состояние горных пород.

Успешное решение проблемы достигнуто применением в последние годы комплекса электромагнитных методов, освещающих разрез от приповерхностных частей земной коры до глубин 150—200 км. В качестве основных использованы магнитотеллурические методы, обладающие достаточно большой глубиной и высокой геологической эффективностью. К настоящему времени Камчатка в этом отношении является одним из наиболее изученных районов на Дальнем Востоке.

В результате обобщения большого объема экспериментальных данных с привлечением современных методов анализа, численного и физического моделирования составлена глубинная геоэлектрическая модель Камчатки [7]. В дальнейшем по мере накопления данных по низкочастотным зондированиям эта модель уточнялась, особенно в наименее надежной ее глубинной части. Результаты приближенной интерпретации МТЗ обобщены в виде сводного глубинного геоэлектрического разреза по линии, пересекающей Камчатку в ее средней части (рис. 1). Из него видно, что под центральной частью Камчатки на глубине 10—40 км

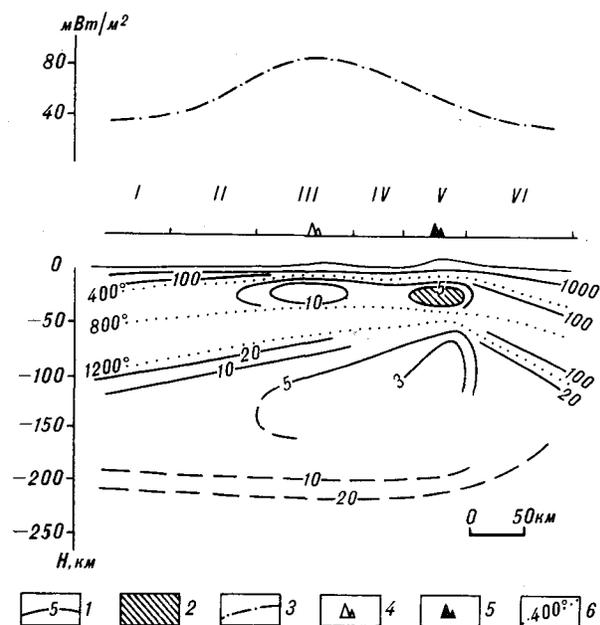


Рис. 1. Глубинный геоэлектрический разрез Камчатки. 1 — изоомы; 2 — аномалия пониженных скоростей распространения сейсмических волн; 3 — график регионального теплового потока [7]; 4 — вулканическая зона; 5 — зона современного вулканизма; 6 — изотермы. Римскими цифрами обозначены тектонические зоны с различным геоэлектрическим разрезом: I — область сочленения Камчатки с Охотской эпимезозойской платформой; II — Западно-Камчатская складчатая область; III — Центрально-Камчатская вулканическая зона; IV — Центрально-Камчатский прогиб; V — Восточно-Камчатский вулканический пояс; VI — Восточно-Камчатская складчатая зона.

развит слой повышенной электропроводности. Сопротивление слоя уменьшается до 10 Ом·м в районе Центрально-Камчатского вулканического (III) и до 5 Ом·м в районе Восточно-Камчатского (VI) вулканических поясов. В верхней мантии на глубине 50—160 км выделяется слой повышенной электропроводности. Отмечается подъем этого слоя под центральной частью Камчатки. Соответственно происходит уменьшение сопротивления слоя до 5 Ом·м и менее. Данный слой наиболее приближен к дневной поверхности в районе Восточно-Камчатского вулканического пояса. Здесь кровля слоя поднимается до глубины 50 км.

Относительно природы слоев повышенной электропроводности можно отметить следующее. Согласно стандартному геоэлектрическому разрезу сопротивление пород земной коры и верхней мантии на указанных глубинах не менее сотен — тысяч Ом на метр. Лабораторные эксперименты показывают, что повышение температуры до 1100—1200 °С приводит к частичному плавлению ультраосновных пород. Появление расплава в объеме первых процентов при полной его связанности достаточно для уменьшения электрического сопротивления на несколько порядков. Поэтому возникновение нижнего слоя повышенной электропроводности мо-

жет быть связано с астеносферной зоной частичного плавления. Связывая кровлю этого слоя с геоизотермой 1200 °С, можно оценить геотермический разрез, используя известный закон изменения температуры для эв- и миогеосинклинальных зон [8]. Согласно этой оценке, коровый проводящий слой располагается в интервале геоизотерм 400—800 °С. При указанных температурах возможна дегидратация пород. При высоких давлениях и температурах вода обладает высокой растворяющей способностью, что приводит к образованию высокоминерализованных растворов. При их наличии в указанном интервале температур возможно также фракционное плавление пород гранулитовой фации. Обогащение пород жидкой фазой приводит к резкому уменьшению электрического сопротивления на несколько порядков [11]. Грубые оценки показывают, что достаточно сотых — десятых долей процента относительного объема флюида в связанных каналах, чтобы обеспечить уменьшение сопротивления горной породы до первых десятков — единиц Ом на метр.

В районах современной и четвертичного вулканизма аномалии электропроводности в земной коре сопротивлением в первые десятки — единицы Ом на метр могут быть связаны с магматическими очагами. Известно, что в результате частичного плавления кислых и основных пород резко возрастает электропроводность, близкая по величине к проводимости жидкой фазы. Так, по данным [5], удельное сопротивление гранита при давлении, соответствующем 10—20 км, и температуре 600—650 °С, понижается до 1 Ом·м. Низкие значения удельного электрического сопротивления (первые единицы Ом на метр) получены также при измерении лавовых потоков на поверхности [1, 12—14].

Таким образом, мы приходим к выводу, что в возникновении проводящих глубинных зон под Камчаткой ведущая роль принадлежит жидкой фазе — гидротермальным растворам и расплавам. Однако не исключено, как будет показано ниже, что в пределах крупных рудных районов отдельные коровые аномалии могут быть также связаны со скоплением электронно-проводящих минералов.

Данные электромагнитных зондирований дают возможность получить информацию об электропроводности земной коры по латерали и вертикали. Ранее нами были приведены сведения по электропроводности коры Камчатки, полученные по осредненным кривым МТЗ [7]. Естественно, что они дают обобщенную характеристику электропроводности тектонических зон. Основная трудность использования кривых МТЗ для более детального изучения связана с тем, что кривые не свободны от влияния

приповерхностных геоэлектрических неоднородностей. Ослабить это влияние можно с помощью редукции кривых зондирований к средней проводимости осадочного чехла, теоретически обоснованной в работе [2]. Редукция сводилась к приведению кривых каждого семейства к средней проводимости осадочного чехла каждого района. По результатам формальной интерпретации нормализованных кривых определена глубина залегания кровли корового слоя. На значительной территории удалось оценить его полную проводимость. Сложнее обстоит дело с вулканическими зонами, где лишь отдельные кривые имеют правую восходящую асимптотическую ветвь. В этих районах мы ограничились определением кажущейся проводимости (S_k) на периоде 900 с. Данный период в большинстве случаев приурочен к минимуму кривой. Поэтому величина S_k не характеризует полной проводимости слоя, но дает возможность выявить районы с аномальной проводимостью коры.

По данным интерпретации составлена более детальная карта электропроводности земной коры (рис. 2). Она свидетельствует о существовании крупной проводящей зоны в земной коре, вытянутой вдоль Камчатки на расстояние свыше 1000 км, при ширине 40—150 км. Зона приближена к дневной поверхности и обладает аномально высокой проводимостью. В ее пределах выделяются аномалии более высокого порядка с глубиной залегания верхней кромки 7—10 км, проводимостью свыше 5000 См. Северная из них расположена в районе Камчатского перешейка. Она имеет простирание, близкое к северо-восточному, размеры 40 × 200 км. В современном тектоническом плане аномалия приурочена к Восточному борту Лесновского поднятия меловых пород. В южной части полуострова фиксируются аномалии, отвечающие северному и южному погружению Срединного массива. Несмотря на редкую сеть наблюдений, можно предполагать наличие крупной единой аномалии, соответствующей поднятию домеловых пород. В районах Восточно-Камчатского вулканического пояса, изученных площадными МТЗ, выявлены локальные аномалии, приуроченные к современным действующим вулканам. Такие аномалии с проводимостью, превышающей 6000 см, обнаружены под Авачинско-Корякской и Ключевской группами вулканов. Не исключено, что в результате дальнейших исследований подобные аномалии будут обнаружены и под другими современными вулканами.

Совместный анализ глубинной электропроводности с тепловым потоком и другими геолого-геофизическими данными позволяет выявить основные особенности глубинных динамических процессов, определяющих различие в

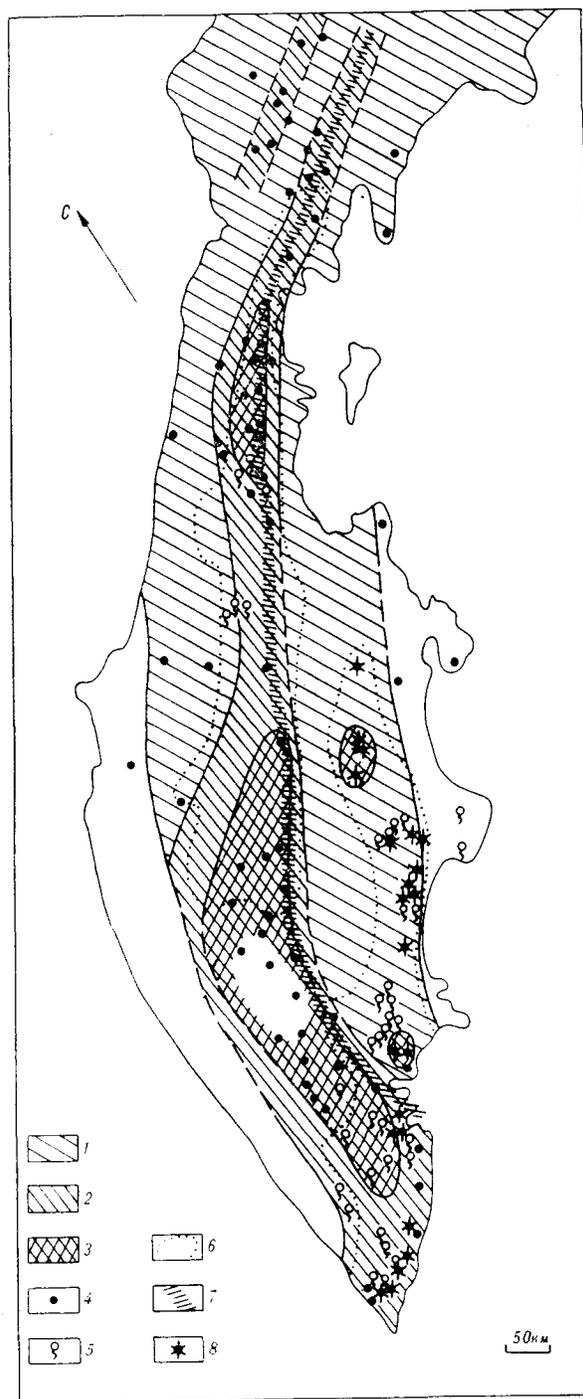


Рис. 2. Карта электропроводности земной коры Камчатки.

Зоны с глубиной залегания корового проводящего слоя и проводимостью: 1 — 20—30 км и $S_R = 1000—2000$ См; 2 — 10—15 км и $S_R = 3000—4000$ См; 3 — 7—10 км и $S_R = 5000$ См; 4 — рудопроявления; 5 — гидротермальные проявления; 6 — вулканический пояс; 7 — главный Камчатский глубинный разлом; 8 — действующие вулканы.

строении вулканических зон Камчатки. При общем соответствии в увеличении регионального теплового потока и подъеме астеносферного

проводящего слоя под Камчаткой обращает на себя внимание нарушение этой связи в районе Восточно-Камчатского вулканического пояса (см. рис. 1). Максимум регионального теплового потока приурочен к Центрально-Камчатской зоне с глубиной залегания кровли проводящего слоя 90 км. В то же время для Восточно-Камчатского вулканического пояса, где кровля данного слоя в виде выступа поднимается до глубины 50 км, региональный тепловой поток не превышает 60 мВт/м². Это различие можно объяснить тем, что проводящий слой фиксирует термическое состояние верхней мантии в настоящее время, а региональный фоновый тепловой поток отражает действие тепловых источников, возникших в прошлые геологические эпохи. Поэтому можно предполагать, что дополнительный источник тепла, связанный с астеносферным выступом, не находит выражение в региональном тепловом потоке, поскольку возник он сравнительно недавно в геологическом времени. Следовательно, мы имеем здесь дело с нестационарной тепловой моделью, на которую было указано Я. Б. Смирновым и В. М. Сугробовым [9] при изучении динамики теплового поля Курило-Камчатского региона. Если за начало возникновения астеносферного выступа условно считать время первых проявлений магматизма и гидротермальной активности, то его возраст будет равен примерно первым миллионам лет. Отсюда, согласно [8], максимально возможный тепловой поток за счет этого источника тепла проявится на поверхности не ранее, чем через первые десятки миллионов лет. Грубые оценки показывают, что кондуктивный тепловой поток еще не проник в полной мере в земную кору. Следовательно, динамические процессы здесь не получили такого полного развития, как в Центрально-Камчатской зоне. В Восточно-Камчатском вулканическом поясе преобладают конвективные формы переноса тепла в виде магматических расплавов и гидротермальных растворов. Предполагается, что основная зона магнообразования располагается в верхней мантии. Сквозь земную кору магма проникает по узким каналам [10]. Скопление магмы и глубинных флюидов в земной коре приводит к дополнительному плавлению и образованию коровых магматических очагов, которые фиксируются в виде локальных аномалий повышенной электропроводности.

В районе Центрально-Камчатской вулканической зоны магматизм проявился с конца палеогена — начала неогена до четвертичного периода. Можно предполагать, по аналогии с Восточно-Камчатским вулканическим поясом, что здесь начало магматизма также было связано с выступом астеносферы, существовавшим 40—50 млн лет назад. Кондуктивный тепловой

поток, связанный с выступом, за этот период достиг дневной поверхности, что согласуется с теоретическими расчетами и подтверждается высоким тепловым потоком на поверхности. Следовательно, земная кора за последние десятки миллионов лет получила дополнительное тепло от астеносферного выступа, что в значительной мере усилило динамические процессы. Активно проявились метаморфизм, магматизм, вулканическая и гидротермальная деятельность. Определенную роль также сыграли глубинные флюиды и магматические расплавы, проникающие по глубинным разломам из верхней мантии в земную кору. Все это привело к формированию в земной коре зоны, насыщенной жидкой фазой. Данная зона выделяется повышенной электропроводностью и к ней на значительном ее протяжении приурочен вулканический пояс с ярко выраженной гидротермальной активностью. Длительная проработка земной коры магматическими расплавами и гидротермальными растворами привела к усиленному рудообразованию. В итоге здесь образовался крупный металлогенический пояс.

Рассмотрим возможную связь выявленных коровых проводящих аномалий с оруденением. Для этой цели на полученную карту электропроводности земной коры нанесены известные рудопроявления и выходы гидротермальных источников [4]. Здесь также показан Главный Камчатский глубинный разлом и границы кайнозойского вулканического пояса (см. рис. 2). Оказалось, что рудопроявления Камчатки располагаются в пределах Центрально-Камчатской аномальной зоны повышенной электропроводности. При этом наиболее высокая плотность рудопроявлений, как правило, приурочена к аномалиям более высокого порядка, которые характеризуются максимальным приближением к дневной поверхности, аномально низким сопротивлением и высокой суммарной продольной проводимостью. Данный вывод подтверждается статистическим анализом, свидетельствующим о приуроченности большинства рудопроявлений к районам с глубиной залегания проводящей зоны 7—10 км (рис. 3). Следует отметить, что проводящая коровая зона выражена на поверхности большим числом гидротермальных проявлений.

Природу выявленной связи аномалий повышенной электропроводности и рудопроявлений можно объяснить следующим образом. Как мы уже отмечали, возникновение крупной проводящей зоны в земной коре, по-видимому, связано с динамическими процессами (магматизм, метаморфизм, дегидратация, частичное плавление и т. д.). Проводящая зона приурочена к вулканическому поясу, в возникновении которого большая роль отводится Главному Камчатскому глубинному разлому. Этот разлом имеет широкую

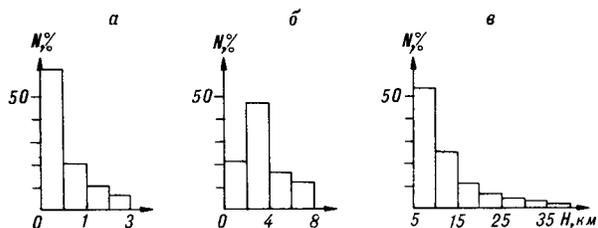


Рис. 3. Гистограммы распределения рудопроявлений цветных и благородных металлов на Камчатке в зависимости от глубины залегания верхнемелового комплекса (а), домелового кристаллического фундамента (б) и кровли проводящего слоя (в).

сеть оперяющих тектонических нарушений в земной коре. Они на протяжении многих лет являлись каналами, по которым глубинные флюиды проникали в верхние толщи земной коры и насыщали ее растворами и расплавами. Высокоминерализованные растворы, поднимаясь вверх, охлаждаются и из них выделяются различные рудные компоненты, заполняющие трещины в горных породах. В результате этого в зонах наиболее активного влияния гидротермальных растворов и расплавов в приповерхностных частях разреза образуются рудные узлы. Анализ показывает, что размещение рудопроявлений в значительной мере контролируется структурой осадочно-вулканогенного чехла. Большинство рудопроявлений Центральной зоны приурочено к периферическим частям Лесновского поднятия на севере и Среднего массива на юге полуострова. Оба поднятия находят отражение по поверхности кристаллического фундамента, что указывает на преобладающее восходящее движение данных блоков земной коры в течение длительного времени. Возможно, они являются наиболее активизированными участками земной коры и в настоящее время. Интенсивное воздымание блоков привело к формированию большого числа трещин и разрывов, способствующих проникновению вадозных вод на глубину. Это способствовало созданию необходимых гидрогеохимических условий и температурных барьеров для выделения из глубинных флюидов рудных компонентов на глубинах

от первых сотен метров до первых километров и, возможно, более. Наглядное представление о размещении рудопроявлений цветных и благородных металлов в зависимости от глубины залегания верхнемелового комплекса и кристаллического фундамента дают гистограммы, приведенные на рис. 3. Большинство рудопроявлений цветных и благородных металлов располагаются в районах с мощностью осадочно-вулканогенного чехла не более 2—4 км, а кайнозойской толщи до 0,5—1 км ниже уровня моря.

Выявленная связь аномалий повышенной электропроводности в земной коре и структурных особенностей осадочно-вулканогенного чехла с размещением рудопроявлений цветных и драгоценных металлов на поверхности представляет собой важный критерий прогноза. Зона высокой проводимости в земной коре является районом, где целесообразно сконцентрировать основные поиски. Наибольший интерес представляют аномалии повышенной электропроводности более высокого порядка, фиксирующие рудные узлы. В пределах этих аномалий наиболее высокая вероятность обнаружения рудных месторождений в районах длительно развивающихся поднятий, где мощность осадочно-вулканогенного чехла составляет 2—4, а кайнозойских образований не превышает 0,5—1 км.

На основе полученных результатов целесообразно изучить аномальную зону площадными работами МТЗ по сети 2×2 км с целью обнаружения аномалий более высокого порядка, которые, с учетом структурных особенностей осадочно-вулканогенного чехла, будут являться первоочередными объектами для дальнейших поисковых геолого-разведочных работ на цветные и благородные металлы.

По аналогии с Камчаткой следует рекомендовать проведение глубинных магнитотеллурических исследований в других металлогенических провинциях Дальнего Востока с целью изучения электропроводности земной коры и выявления глубинных проводящих зон, имеющих непосредственную связь с рудопроявлениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамчук Ю. В., Трубников Б. А. Электропроводность текущей лавы Южного Ново-Толбачинского прорыва, 2841/ИАЭ.— М., 1977.
2. Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И., Фельдман И. С. и др. Интерпретация глубинных МТ-зондирований в Тунгусской синеклизе // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1988.— № 7.— С. 73—80.
3. Геология СССР. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание.— М.: Недра, 1964.
4. Геология СССР. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Полезные ископаемые.— М.: Недра, 1977.
5. Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Начало плавления гранита и электропроводность расплава в зависимости от высокого давления паров воды // Геохимия.— 1964.— № 3.— С. 756—780.
6. Мороз Ю. Ф. Слой повышенной электропроводности в земной коре и верхней мантии под Камчаткой // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1985.— № 9.— С. 61—69.
7. Мороз Ю. Ф. Глубинный геоэлектрический разрез Камчатки // Там же.— 1988.— № 8.— С. 45—52.
8. Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и мантии // Геотектоника.— 1968.— № 6.— С. 3—25.

9. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма // Геодинамика, магмообразование и вулканизм.— Петропавловск-Камчатский, 1974.— С. 175—196.
10. Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 4.— С. 5—16.
11. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых.— М.: Недра, 1984.
12. Frischecht F. C. Fields about an oscillating dipole // Colorado school of Mines.— 1967.— V. 62, N 326.— P. 118.
13. Murase T., McBirney A. R. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1973.— V. 84, N 11.— P. 3563—3592.
14. Carrara E., Rapolla A., Jacobucci F., Pinne E. Summary Report on the 1974 Etna Eruption // Inst. Internazionale di Vulcanologia.— 1974.— N 12.— P. 135—151.
15. Keller G. V., Rapolla A. Physical volcanology ESPC.— Amsterdam; New York, 1974.

*Институт вулканологии ДВО АН СССР
Петропавловск-Камчатский*

*Поступила в редакцию
28 декабря 1989 г.*

УДК 553.982 : 551.462/571.66/

Т. Ю. Тронова

**ЗОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ШЕЛЬФА
ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ**

По материалам региональных сейсмических работ дана оценка условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления шельфа Западной Камчатки. Выделены основные зоны нефтегазообразования, даны оценки их эмиграционного потенциала. В разрезе зон нефтегазонакопления установлена катагенетическая зональность пород, оценен их аккумуляционный потенциал и выделены перспективные комплексы — основные поисковые объекты. При этом использованы материалы по скоростным параметрам, эталонные литолого-катагенетические модели эмиграционного потенциала, разработанные по Сахалинской нефтегазонаосной области

Западно-Камчатский шельф относится к числу наиболее перспективных на полезные ископаемые районов Охотского моря и, наряду с Северо-Охотским и Сахалинским шельфами, оценивается как один из самых реальных источников прироста разведанных запасов углеводородов (УВ) в регионе. Статья посвящена зональному прогнозу нефтегазонаосности Ичинско-Колпаковского района как наиболее перспективного участка Западно-Камчатского шельфа. В основу прогноза положены закономерности размещения в регионе зон нефтегазонакопления, оценки ресурсов УВ в зонах и на локальных структурах.

Методические аспекты качественного и количественного прогноза нефтегазонаосности слабоизученных шельфовых осадочных бассейнов дальневосточных морей СССР изложены в работе [3]. Критерии качественного прогноза определяются общей оценкой условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления: выделением в разрезе главных катагенетических зон нефтегазообразования (ГЗНО) и нефтегазонакопления (ГЗНН), оценкой мощности, структуры и состава резервуаров в ловушках, мощности и литофациального состава пород основных очагов ГЗНО, способности ловушек аккумулировать и сохранять скопления нефти и газа. Отличительными признаками крупных зон нефтегазонакопления с высокой концентрацией ресурсов являются:

(НГО), и литолого-катагенетическая модель изменения аккумуляющих свойств отложений сухопутной части Западно-Камчатской НГО. В результате комплексного анализа условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления проведено районирование шельфа Западной Камчатки по перспективности и удельным плотностям прогнозных ресурсов углеводородов, выделены наиболее перспективные зоны нефтегазонакопления и локальные структуры, являющиеся первоочередными объектами для постановки параметрического бурения.

пространственное совмещение или расположение в первом эшелоне по отношению к крупному очагу нефтегазообразования;

мощность осадочного разреза в очаге более 9 км, присутствие в разрезе глинисто-кремнистых отложений с преобладанием алинового ОВ (мощностью 2—3 км и более), прошедших стадию максимальной эмиграции УВ (степень катагенеза ОВ соответствует газовой и более высоким стадиям углефикации);

присутствие в разрезе пластово-массивного и (или) пластового резервуара с оптимальным соотношением коллекторов и покрышек (доля коллекторов — 10—40%), по уровню литогенеза соответствующих главной катагенетической зоне нефтегазонакопления;

существование крупных (более 50 км²) ловушек с благоприятными условиями сохранности залежей (оптимальной интенсивностью структуры, слабой нарушенностью ее разрывами, пониженным уровнем эрозии отложений в своде).

При количественном прогнозе используются комплексные количественные показатели условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления: эмиграционный и аккумуляционный потенциал. Для слабоизученных шельфовых бассейнов эти показатели оцениваются по эталонным моделям, отражающим нефтегазопроизводящую и аккумулирующую способность типичных литофаций терригенного разреза региона в различных катагенетических условиях [3].

Из геологических параметров, необходимых для оценки критериев, особое значение имеют вещественный состав и степень катагенетической преобразованности отложений осадочных комплексов. Для Западно-Камчатского шельфа оценка этих параметров опирается на данные традиционных исследований в пределах сухопутной части района (Воямпольский, Ичинский и Колпаковский прогибы) с использованием сведений, полученных при интерпретации материалов сейсморазведки, выполненной с применением методических приемов [4].

По результатам морских геофизических исследований в разрезе Западно-Камчатского шельфа выделяются пять сейсмокомплексов. Сейсмокомплекс (СК) Д соответствует отложениям акустического фундамента, кровля которого регистрируется повсеместно. По сопоставлению с разрезом сухопутной части района сейсмокомплекс относится к верхнему мелу и представлен терригенными сильно литифицированными образованиями. Сейсмокомплексы Г, В, Б и А слагают кайнозойский осадочный чехол максимальной мощностью 8—9 км.

Отложения СК Г коррелируются с палеоцен-эоценовыми образованиями ковачинской и тигильской серий Западной Камчатки, где их разрез сложен преимущественно низкопроницаемыми туфопесчаниками и туфоалевролитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, местами угленосными с существенной примесью грубообломочного материала континентального и прибрежно-морского происхождения. Исключение составляют глубоководные морские глины и аргиллиты ковачинской свиты, установленные лишь в отдельных скважинах Воямпольского и Ичинского прогибов [1]. Глубоководные морские отложения ковачинской свиты вместе с вышележащим глинисто-кремнистым олигоцен-раннемиоценовым комплексом могут расцениваться как региональная покрывка для более грубообломочных нижележащих пород, создавая вместе с ними пластово-массивный резервуар, промышленная газоносность которого установлена открытием в отложениях эоценового возраста Кшукского, Нижне-Квакчического и Северо-Колпаковского газоконденсатных месторождений. Палеоцен-эоценовые отложения на шельфе обычно выполняют узкие грабенообразные впадины и являются, по-видимому, более глубоководными, чем на суше, преимущественно глинистыми, песчано-глинистыми угленосными разностями. Мощность СК Г сильно изменчива и достигает максимума (4 км) в Шелиховском прогибе. В Колпаковском прогибе его отложения распространены фрагментарно, их мощность не превышает 1,5 км. Образования сейсмокомплекса существенно литифицированы, предполагаются локальное разви-

тие поровых коллекторов и их низкие фильтрационно-емкостные свойства.

Аналогом СК В на Западной Камчатке являются терригенные, вулканогенные и кремнистые породы олигоцен-раннемиоценового возраста, которые иногда согласно, иногда трансгрессивно с угловым несогласием перекрывают образования эоцена и верхнего мела. Отложения олигоценового возраста имеют более грубообломочный состав. В отдельных разрезах гакхинской (олигоцен) и утхолокской (нижний миоцен) свит наблюдаются относительно мощные линзовидные тела песчано-алевритовых пород [1]. Новые данные по Колпаковскому прогибу свидетельствуют об отсутствии здесь олигоценовой части разреза [5]. Нижнемиоценовая часть разреза, сформировавшаяся в условиях максимальной трансгрессии, представлена преимущественно туфоаргиллитами и туфоопоками вивентекской и кулувенской свит. В области шельфа отложения СК В соответствуют акустически «прозрачной» толще и, судя по относительно повышенной скоростной характеристике интервала сейсмокомплекса, представлены в основном глинисто-кремнистой толщей. Мощность сейсмокомплекса варьирует от 1 км в Колпаковском прогибе до 4 км в прогибе Шелихова. По своему составу отложения СК В рассматриваются как региональная покрывка для палеогенового нефтегазоносного комплекса, но имеют значение и как возможный нефтегазоносный комплекс, перспективы которого связаны с поровыми коллекторами более грубообломочной олигоценовой части разреза, а также с порово-трещинными коллекторами кремнистых горизонтов нижнего миоцена.

Верхние СК Б и А сложены образованиями среднемиоцен-плиоценового возраста и синхронны отложениям кавранской серии на суше, где последние трансгрессивно, иногда с угловым несогласием ложатся на подстилающие породы и представлены обычно дельтовыми и прибрежно-морскими, угленосными, вулканогенно-осадочными отложениями с преобладанием песчаников и алевролитов. В составе какертской свиты (средний миоцен) преобладают кремнистые разности, туфодиазомиты и опоки. Прослой диазомитов характерны и для этолонской свиты верхнего миоцена. Весь разрез содержит примесь туфогенного материала, встречены туфы и туффиты. На Западной Камчатке промышленно газоносными являются образования ильинско-какертского возраста (Средне-Кушжикское месторождение), а также туфопесчаники этолонской и эрмановской свит (Кшукское месторождение). Скоростные характеристики миоцен-плиоценовой части разреза в шельфовой зоне в сопоставлении со скоростными моделями различных литотипов сахалин-



Рис. 1. Ичинско-Колпаковский участок шельфа Западной Камчатки. Карты основных критериев зонального прогноза нефтегазоносности для отложений сейсмокомплексов В, Г (а), А, Б (б) и схема катагенетической зональности палеоген-неогеновых отложений в разрезах зон нефтегазоаккумуляции (в).

1 — отсутствие отложений сейсмокомплекса А; 2—4 — изогипсы, км: 2 — поверхности акустического фундамента, 3 — подошвы сейсмокомплекса В, 4 — подошвы сейсмокомплекса А; 5 — зоны нефтегазоаккумуляции; 6 — локальные антиклинальные структуры; 7, 8 — эмиграционный потенциал, млн т/км²: 7 — 2,5—5, 8 — 5—10; 9—13 — катагенез отложений в зонах нефтегазоаккумуляции: 9 — ПК₂, 10 — ПК₃, 11 — МК₁, 12 — МК₂, 13 — МК₃. Зоны нефтегазообразования: 1 — Западно-Камчатская, 2 — Шелиховская, 3 — Хайрюзовская. Зоны нефтегазоаккумуляции: I — Куняжикская, II — Кисунская, III — Крутогоровская, IV — Инушская.

ского и западно-камчатского разрезов говорят о ее глинизации по сравнению с сушей. Так, интерпретация литологического выполнения разреза по его скоростным параметрам по сейсмпрофилю, проходящему вдоль осевой зоны Колпаковского прогиба, показывает закономерную смену литотипов: от глинисто-песчаного, обычного для береговых разрезов, через песчано-глинистый с оптимальным для нефтегазоаккумуляции соотношением пластов-коллекторов и пластов-флюидоупоров до преимущественно глинистого с долей пластов-коллекторов в отложениях комплекса менее 10%. Характер глинизации обычен для регрессивного типа разреза и отражается в последовательном со-

ращении мощности разреза, содержащего песчано-алевритовые пласты, за счет его нижней части. Практически полная глинизация отложений СК А и Б (за исключением самой верхней слаблитифицированной и бесперспективной части) отмечается в районе бровки шельфа. Суммарные максимальные мощности СК А и Б составляют в Колпаковском прогибе 4,2 км, в Шелиховском — 4,6 км. Наиболее вероятно пластовый резервуар — чередование песчано-алевритовых и глинистых, глинисто-кремнистых пластов.

На данной стадии изученности Западно-Камчатского шельфа оценка катагенетической преобразованности пород сейсмокомплексов воз-

Катагенетическая модель изменения аккумулярующих свойств отложений Западной Камчатки

Зоны по аккумуляющим свойствам разреза	Глубина максимального погружения, км	Градации катагенеза	Физические свойства глинистых пород			Емкостные и фильтрационные свойства			
			открытая пористость, m_0 , %	абсолютная пористость, m_a , %	плотность в абсолютно сухом состоянии, γ , г/см ³	песчаные породы		алевроитовые породы	
						открытая пористость, %	проницаемость, 10^{-3} мкм ²	открытая пористость, %	проницаемость, 10^{-3} мкм ²
Слабоуплотненных отложений с низкими экранящими свойствами глинистых пород	До 1—1,5	ПК ₂ , ПК ₃ , МК ₁	>31	>33	<1,9	>27	>100	>30	>10
Оптимального сочетания коллекторских и экранящих свойств пород	От 1—1,5 до 3,5	ПК ₃ , МК ₁ , МК ₂ ¹	6—31	7—33	1,9—2,5	6—27	1—100	4—30	0,1—10
Пониженных коллекторских свойств пород	Более 3,5	МК ₂ ² и более	<6	<7	> 2,5	<6	< 1	<4	<0,1

можно только по скоростным параметрам разреза. Последние используются для реконструкции глубин максимального погружения по разработанному для Охотоморского региона литофизическим моделям [4]. Для перехода от глубин максимального погружения к шкале катагенеза (по отражательной способности витринита) использована зависимость между этими параметрами, полученная нами для суши Западной Камчатки: ПК₃ — менее 1,3 км; МК₁ — 1,3—2,9 км; МК₂ — 2,9—3,8 км; МК₃ — более 3,8 км.

Выявленная таким образом схема катагенетической зональности в разрезе и по площади

распространения отложений сейсмокомплексов Западно-Камчатского шельфа в совокупности с данными об их мощности, предполагаемом составе и при использовании уже упомянутых эталонных эмиграционной и аккумуляционной моделей позволяет оценить нефтегазопроизводящую и аккумуляющую способности осадочного разреза — основные критерии его нефтегазоносности.

Результаты такой оценки отражены на картах основных критериев зонального прогноза нефтегазоносности (рис. 1). В районе выделяются три зоны нефтегазообразования: Западно-Камчатская, Шелиховская и Хайрюзовская.

Таблица 2

Характеристика зон нефтегазоаккумуляции

Перспективные зоны нефтегазоаккумуляции	Сейсмокомплекс	Плотность эмиграции УВ в зоне питания, млн т/км ²	Мощность, км	Глубина залегания подошвы комплекса, км	Интервальная скорость распространения сейсмических волн, км/с	Градации катагенеза	
Кунжикская	А	5—10	0,2—1,0	0,2—1,0	—	ПК ₃	
	Б		0,3—0,5	0,5—1,3		ПК ₃	
	В	2,5—5	0,7—1,0	1,4—2,3		МК ₁	
	Г		0,8—1,1	2,0—3,2		МК ₂	
Кисунская	А	5—10	0,3—0,8	0,3—0,8	—	ПК ₃	
	Б		0,3—0,4	0,7—1,2		ПК ₃	
	В	2,5—5	1,0—1,8	1,6—3,0		МК ₁	
	Г		0,9—1,0	2,6—3,4		МК ₂	
Крутогоровская	А	5—10	1,1—2,3	1,3—2,5	1,6—2,7	ПК ₂ , ПК ₃ , МК ₂	
	Б		0,5—1,2	2,0—3,4		МК ₁	
	В	5—10	0,8—1,5	2,9—4,8		2,9—3,6	МК ₁ , МК ₂
	Г		0,9—1,5	4,2—6,5		3,5—5,9	МК ₂ , МК ₃
Инушская	А	5—10	0,6—1,9	0,7—2,0	1,7—3,2	ПК ₃ , МК ₁	
	Б		0,9—2,2	1,7—4,2		2,6—4,2	МК ₁ , МК ₂ , МК ₃
	В	5—10	1,4—1,9	3,2—6,0		4,0—5,3	МК ₃
	Г		1,3—2,8	5,8—7,2		4,3—6,3	МК ₃

Примечание. Катагенез отложений сейсмокомплексов Кунжикской и Кисунской зон нефтегазоаккумуляции дан по материалам прибрежных скважин.

По результатам комплексной оценки перспектив рассматриваемых зон по условиям нефтегазообразования и нефтегазонакопления с учетом основных признаков крупных зон нефтегазонакопления они выстраиваются в следующий ряд (по убыванию перспективности): Крутогоровская, Кисунская, Кунжикская, Инушская (рис. 2). При благоприятном литологическом разрезе Крутогоровская зона уверенно оценивается как крупная зона нефтегазонакопления. С ней связывается около 30 % прогнозных нефтегазовых ресурсов всего Западно-Камчатского шельфа, а по результатам оценки локализованных ресурсов выявленные структуры этой зоны перспективны для поисков крупных и средних месторождений. Оценки возможных размеров месторождений по локаль-

ным структурам остальных зон говорят о наиболее вероятном распространении здесь месторождений с запасами, соответствующими категориям средних и мелких.

Таким образом, результаты зонального прогноза нефтегазоносности позволяют считать Крутогоровскую возможно нефтегазоносную зону и ее локальные структуры, в частности Тогатонскую и Кыываямскую, первоочередными объектами для постановки параметрического бурения на шельфе Западной Камчатки. Решение вопроса о промышленной нефтегазоносности этой зоны, в силу ее высокого удельного веса в ресурсах области, во многом определит роль и возможности Западно-Камчатского шельфа как ресурсной базы для нефтегазодобывающей промышленности региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карнюшина Е. Е. Вулканогенно-осадочные породы нефтегазоносных бассейнов Северо-Востока СССР.— М.: Изд-во МГУ, 1988.
2. Коблов Э. Г., Бругман В. Ш., Буценко Р. Л. и др. Модель формирования месторождений Сахалина как теоретическая основа прогноза нефтегазоносности Сахалинской нефтегазоносной области // Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона.— М.: Наука, 1982.— С. 57—64.
3. Коблов Э. Г., Бругман В. Ш., Буценко Р. Л. Система прогноза нефтегазоносности осадочно-породных бассейнов о. Сахалина и Дальневосточных морей СССР: Тез. докл. на II Всесоюзной конференции // Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты). Ч. III.— М., 1986.— С. 47—50.
4. Коблов Э. Г., Бругман В. Ш., Буценко Р. Л. Определение литолого-катагенетических параметров разреза по его скоростным характеристикам // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. III.— Владивосток, 1987.— С. 102—104.
5. Моговилов Ю. В. К вопросу о нефтегазоносных толщах Колпаковского прогиба Западной Камчатки // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 6.— С. 58—62.

СахалинНИПИморнефть
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
19 января 1990 г.

УДК 551.781/782(571.66—11)

А. Ф. Литвинов, В. Б. Лопатин, Н. Ф. Крикун,
Л. Н. Конова, А. В. Белый

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ П-ОВА ОЗЕРНОЙ (Восточная Камчатка)

На основе среднемасштабного геологического картирования и специализированных стратиграфических исследований, проведенных авторами, разработана новая стратиграфическая схема палеоген-неогеновых отложений п-ова Озерной с комплексным биостратиграфическим обоснованием возраста подразделений. Для каждого из них приводятся списки комплексов органических остатков (моллюсков, фораминифер, радиолярий, диатомовых водорослей) и характеристика па-

линоккомплексов. Приведены литологическая и фациальная характеристики подразделений, схемы корреляции послышних разрезов. Выделены конская (средний — верхний эоцен), шагаевская (олигоцен), македонская (миоцен) свиты и столовогорская (миоцен) толща. Материалы, приведенные в статье, будут представлять интерес в плане подготовки к III Региональному межведомственному стратиграфическому совещанию по кайнозою Дальнего Востока.

П-ов Озерной занимает положение на сочленении Восточно-Камчатского поднятия, Литкинского прогиба и Паланско-Командорской зоны поперечных дислокаций [4]. В его строении (рис. 1) принимают участие доверхнемеловые метаморфические образования хавывенской серии, верхнемеловые вулканогенные образования хапицкой свиты, полимиктовый серпентинитовый меланж, широкий комплекс осадочных и вулканогенно-осадочных отложений эоцен-миоценового возраста, плиоцен-четвертичные вулканогенные образования.

Вопросам стратиграфии палеоген-неогеновых отложений п-ова Озерной были посвящены работы Ю. Б. Гладенкова [2], А. С. Арсанова [4], обширные сведения были получены в ходе геолого-съёмочных работ под руководством Б. И. Сляднева. На основе среднемасштабного геологического картирования и специализированных стратиграфических исследований, проведенных в последние годы авторами, значительно уточнено геологическое строение полуострова, разработана новая стратиграфическая схема этих отложений (рис. 2) с комплексным биостратиграфическим обоснованием возраста подразделений, выделенных в ранге свит и толщ.

Отложения палеоценового возраста в пределах п-ова Озерной не обнаружены. В основании кайнозойского разреза залегают отложения эоценового возраста, выделенные в конскую свиту.

Средний — верхний эоцен. Конская свита развита в восточной части рассматриваемой территории. Ее отложения с резким угловым несогласием перекрывают верхнемеловые вулканогенные образования хапицкой свиты. Конская свита представлена конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко отмечаются (в верхней части разреза) туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты (до туфов кислого состава). По всему разрезу встречаются конкреции и отложения мергеля, линзы песчаников и гравелитов с карбонатным цементом. Внутреннее строение свиты отличается рядом особенностей, отражающих условия осадконакопления. На отдельных участках в верховьях рек Рыцарка, Столовая, Четвертая, Третья Речка, Каменистая мощность ее сокращена, а в разрезе преобладают грубообломочные фации, что указывает на относительно мелководные условия осадконакопления. В бассейнах рек Конская, Первая, Вторая Речка мощность отложений свиты значительно возрастает, а в разрезе преобладают алевролиты, аргиллиты, песчаники, отмечаются фрагменты флишоподного переслаивания этих пород, из органических остатков доминируют остатки относительно глубоководных микроорганизмов. Особенности внутреннего строения свиты указывают на то, что она накапливалась на субстрате с весьма расчлененным рельефом. При этом некоторое уменьшение мощности и увеличение доли гру-

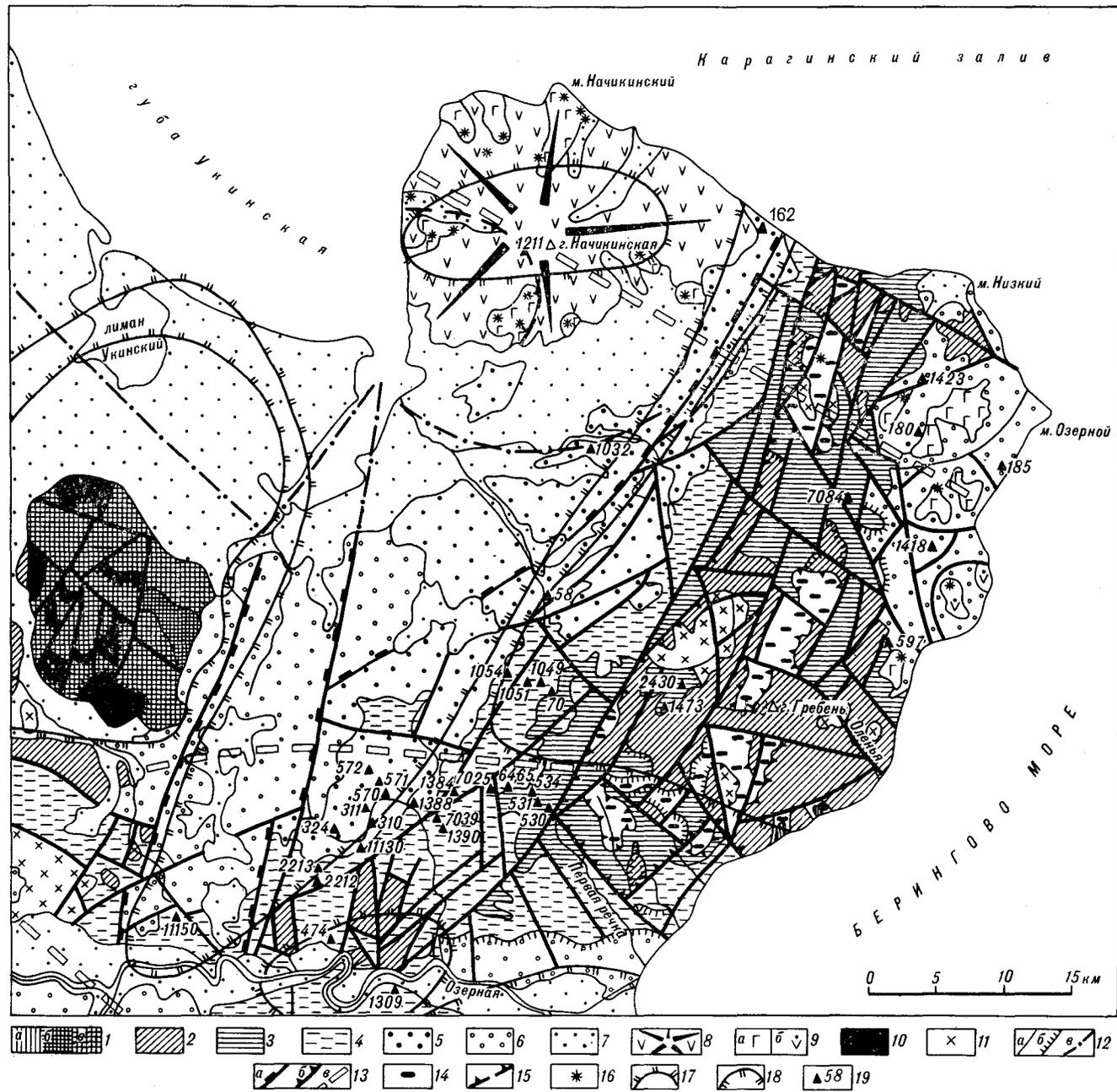


Рис. 1. Геологическая карта п-ова Озерной.

1 — доверхний мел, хавывенская серия (а — неразделенные образования; б — нижняя; в — верхняя толща); 2 — верхний мел, хапичская свита; 3 — эоцен, конская свита; 4 — олигоцен, шагаевская свита; 5 — миоцен, македонская свита; 6 — миоцен, стогогорская толща; 7 — рыхлые четвертичные отложения; 8 — плиоцен-четвертичные вулканогенные образования, связанные с деятельностью Начикинского вулкана; 9 — позднечетвертичные — современные вулканогенные образования, связанные с деятельностью вулканических аппаратов арельного типа (а — основного, б — среднего состава); 10 — допозднемиоценовые гипербазиты; 11 — позднемиоценовые субвулканические тела; 12 — разрывные нарушения малоамплитудные (а — крутопадающие неустановленной морфологии, б — с установленным направлением падения плоскости сместителя, в — выделенные по данным аэровысотных и космических съемок); 13 — разрывные нарушения высокоамплитудные (а — сбросы, б — взбросы, в — выделенные по гравиметрическим данным); 14 — полимиктовый серпентинитовый меланж; 15 — границы вулканотектонической кальдеры проседания; 16 — эруптивные центры арельного типа; 17 — локальные гравиметрические максимумы; 18 — локальные гравиметрические минимумы; 19 — пункты составления послойных разрезов, их номера.

бообломочных отложений, которое наблюдается в западной, северо-западной части поля развития свиты, видимо, обусловлено общим ее выклиниванием в этом направлении. Единый раз-

рез конской свиты составить не удалось, за исключением тех участков, где она присутствует в сокращенных мощностях. Однако достаточно представительные фрагменты разреза в

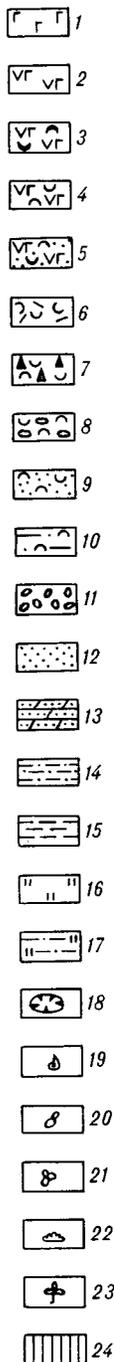
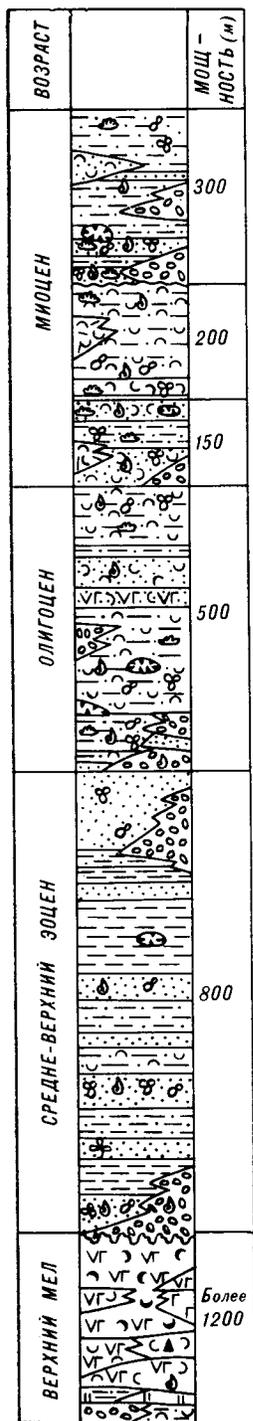


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка палеоген-неогеновых отложений п-ова Озерной.

1 — базальты; 2 — андезитобазальты; 3 — туфы агломератовые; 4 — туфы псаммо-псефитовые среднего и разного состава; 5 — туфы псаммитовые среднего и разного состава; 6 — пемзокластические, пепловые и витрокластические туфы кислого состава; 7 — туфобрекчии; 8 — туфогравелиты, туфоагломераты; 9 — туфопесчаники; 10 — туфоалевролиты, алевроитовые туффиты; 11 — конгломераты, гравелиты; 12 — песчаники; 13 — песчаники с карбонатным цементом; 14 — алевролиты; 15 — аргиллиты; 16 — кремни; 17 — кремнистые алевролиты; 18 — карбонатные конкреции; 19—23 — органические остатки (19 — моллюски, 20 — фораминиферы, радиолярии, 21 — споры и пыльца, 22 — диатомовые водоросли, 23 — листовая флора); 24 — задернованные интервалы.

бассейнах рек Конская, Первая Речка, Ольховая и др., которые хорошо коррелируются по литологическим и биостратиграфическим признакам, дают возможность составить общее представление о его строении (рис. 3). В качестве стратотипа конской свиты принят разрез, составленный в верховье Первой Речки (т. н. 530, 531, 534). Максимальная мощность свиты оценивается в 800 м.

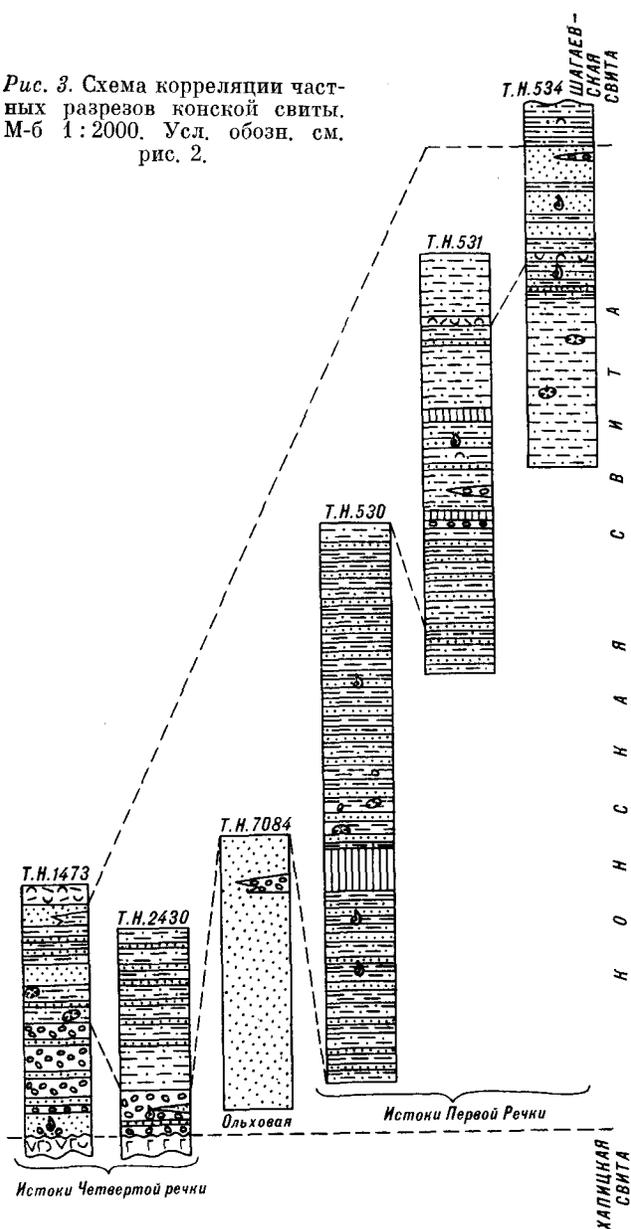
В нижней части свиты обнаружен комплекс фауны: *Acila cf. dicisa* (Conr.), *Nuculana snatolensis* Slod., *Glycymeris grebenkensis* Dev., *G. cf. dickersoni* Weaver and Palmer, *G. ex. gr. cisshuensis* Mak., *Barbatia landesi* (Weaver and Palmer), *Ostrea* sp., *Parvamussium cf. tarasenkoi* L. Krisht., *Lima amaxensis* Yok., *L. cf. oakvillensis* Clark., *L. ex. gr. bella* Dick., *Pododemus cf. inornata* (Gabb), *Mytilus ex. gr. yokoyamai* Slod., *Modiolus kovatschensis* L. Krisht., *Brachidontes aff. ornatus* Gabb, *B. ex. gr. cowlitzensis* (Weaver and Palmer), *Thracia kovatschensis* L. Krisht., *Cardita xenophonti* L. Krisht., *C. cf. tigilensis* L. Krisht., *Venericardia mandaica* (Yok.), *Tivela aff. nana* L. Krisht., *Thyasira cf. snatolensis* L. Krisht., *Lucina cf. packi* Dick., *Miltha cf. kamtschatica* Pronina, *Nemocardium lorenszanum* (Arn.), *Loxocardium cf. olequahensis* (Weav.), *Pitar tigilensis* L. Krisht., *P. quadratus* (Gabb), *Tellina cf. hornii* Gabb, *Solen cf. tigilensis* Slod., *Toredo pugetensis* White, *Acmaea simplex* Dick., *Solariella ex. gr. olequahensis* Weaver and Palmer, *Hemithyris* sp. A., *Terebratalia transversa caurina* (Gould.), *Terebratulina oakvillensis* (Weaver), *Laqueus cf. vancouverensis* Davidson, *Eoscutella cf. coosensis* (Kew.), *Linthia cf. praenipponica* Nagao. По заключению Л. Н. Коновой, он позволяет скоррелировать вмещающие отложения с верхами тигильской серии Западной Камчатки на уровне увучинского фаунистического горизонта (средний эоцен*), а также обнаруживает определенное сходство с фауной килакирнунского горизонта (средний эоцен) Ильинского п-ова. В средней и верхней частях разреза обнаружен комплекс фауны: *Nuculana polunini* Dev., *N. ex. gr. mainensis* Dev., *Yoldia multidentata* Khom., *Malletia cf. poronaica* (Yok.), *Variamussium pillarense* Slod., *Lima ex. gr. twinnensis* Durham, *Thyasira ex. gr. pervulgata* L. Krisht., *Turris cf. snatolensis* L. Krisht., *Cadulus cf. gabbi* Sharp et Pilsbry. По заключению Л. Н. Коновой, его можно скоррелировать с комплексом фауны ковачинского горизонта (верхний эоцен) Западной и Северо-Восточной Камчатки.

с комплексом килакирнунского и ковачинского горизонтов Ильинского опорного разреза.

Комплекс радиолярий, выделенный из свиты, включает: *Cenosphaera veneris* Clark et Campb., *C. cf. oceanica* Campb. et Clark, *Thecosphaera* sp., *Stylosphaera eocenica* Gorbovetz, *Amphisphaera* sp., *Spongodiscus communis* Clark et Campb., *S. cf. americanus* Kozlova, *Spongastericus cruciferus* Clark et Campb., *Theocyrtis cf. litos* (Clark et Campb.), *Lithostrobos* sp. По заключению Н. Н. Литвиновой, он весьма сходен

* Здесь и далее возрастная привязка комплексов органических остатков и региональных стратиграфических подразделений приводится в соответствии с решениями 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина (Петропавловск-Камчатский, 1974 г.).

Рис. 3. Схема корреляции частных разрезов конской свиты. М-б 1:2000. Усл. обозн. см. рис. 2.



Из нижней и частично из средней части разреза конской свиты выделен также комплекс фораминифер: *Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna, *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks, *Cyclammina pacifica* Beck, *C. cushmani* Volosh., *Dentalina dusenburyi* Beck, *Gyroidina condoni* (Cushman et Shenck), *Cancris malloryi* Smith, *Alabama* cf. *californica* Mallory, *Melonis planatum* (Cushman et Thomas), *Cibicides beekii* Serova, *Globigerina inaequispira* Subb., *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* Subb., *Bulimina debilis* Martin, *Uvigerina yazooensis* Cushman, *Pleurostomella alternans* Schwager, *Plectofrondicularia packardii packardii* Cushman et Shenck, который, по заключению Н. А. Фрегатовой,

сопоставим с комплексом снательской свиты (средний эоцен) Западной Камчатки, а присутствие планктонных фораминифер: *Globigerina pseudoeocaena pseudoeocaena* Subb., *G. inaequispira* Subb., *Pseudohastigerina* cf. *voluta* (White), *Globigeropsis* sp., *Acarinina* sp., дает возможность привязать его к нижней части килакирнунской свиты в Ильпинском опорном разрезе. В средней части разреза происходит определенная смена этого комплекса: *Bathysiphon edurus* Volosh., *Ammodiscus concinnus* V. Kuzn., *A. ariakensis* Murata et Sugahara, *Cystamminella elongata* Mjatluk, *Haplophragmoides carinatus* Cushman et Renz., *H. spadix* V. Kuzn., *H. renzi* Asano, *Budashevaella deserta* (Volosh.), *B. multicamerata* (Volosh.), *Cyclammina ezoensis* Asano, *C. pacifica* Beck, *C. cushmani* Volosh., *Popovia maxima* Krymsalova, *Karrerriella* cf. *indigena* Mjatluk, *Martinottiella communis* (Orb.), *Gyroidinoides octocameratus* (Cushman et Hanna), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Cibicides pseudoungerianus* Cushman, *C. praelopjanicus* Mjatluk, *C. natlandi* Beck, *Globobulimina ilpinica* Serova. По заключению Н. А. Фрегатовой и Р. М. Мясниковой, он сопоставим с комплексом ковачинской свиты (верхний эоцен).

В конской свите обнаружены остатки флоры: *Cinnamomum* sp., *Daphanogena* cf. *kani* Heer., *Metasequoia occidentalis* (Newb) Cnancy, *Tetracentron* sp., *Myrica* sp., которые, по заключению М. А. Ахметьева, позволяют датировать вмещающие отложения средним эоценом.

По результатам спорово-пыльцевого анализа (заключение З. Ш. Соколовой) из отложений конской свиты выделены четыре палинокомплекса: два первых — из нижних и средних горизонтов свиты, два вторых — из средних и верхних. Палинокомплексы нижней половины разреза отражают теплый, влажный климат с преобладающим развитием таксодиевых и разнообразных теплолюбивых покрытосеменных. Они отражают флору эоценового, возможно, среднеэоценового возраста и, вероятно, характеризуют условия эоценового постоптимума. Палинокомплексы верхней половины разреза характеризуются развитием таксодиевых и разнообразных широколиственных при возросшем участии пыльцы сосновых и березовых, что позволяет предполагать некоторое похолодание. По своему характеру они весьма сходны с палинокомплексами, выделявшимися из отложений ковачинско-аманинского уровня Западной Камчатки (верхний эоцен — олигоцен).

Выделенные из отложений свиты остатки диатомей обладают плохой сохранностью (определения Л. М. Долматовой).

На основе полученных данных возраст конской свиты принимается эоценовым, в диапазоне средний — верхний эоцен. По биостратиграфическим признакам охарактеризованные

отложения могут быть скоррелированы: на Ильпинском п-ове с отложениями нижней части ильпинской серии, включая килакирнунскую и ковачинскую свиты; на о. Карагинский с отложениями ильпинской серии нерасчлененной; на п-ове Камчатский Мыс с отложениями баклановской свиты. На сопредельной к югу территории с ними частично могут быть сопоставлены отложения киучинской свиты.

Олигоцен. Шагаевская свита развита в бассейнах рек Голубельная, Озерновский Севан, Киучин, Карлович, Первая Речка, Македония, Маламваям, Малая Конская, в долине р. Озерная и по руч. Шагаевский Ключ. В северо-западных отрогах Начикинского хребта она согласно перекрывает конскую свиту. На западе территории шагаевская свита несогласно с размывом залегает на образованиях хапицкой свиты. Свита представлена преимущественно туфоалевролитами, алевролитами, в меньшей степени туфопесчаниками, псаммитовыми туффитами (до туфов кислого и среднего состава). На отдельных участках отмечаются конгломераты, гравелиты, туфогравелиты. По всему разрезу наблюдаются прослои, стяжения, шарообразные конкреции мергеля. На полную мощность разрез свиты вскрывается в бассейне руч. Шагаевский Ключ, по ручьям Далекий и Дружный. За стратотип принят разрез, составленный по ручьям Далекий и Дружный. Внутреннее строение свиты носит достаточно монотонный характер, обусловленный чередованием алевролитов и туфоалевролитов с редкими прослоями туфопесчаников и туффитов. Следует отметить заметное увеличение доли туфогенного материала вверх по разрезу. К югу и юго-востоку от руч. Далекий в нижней части разреза свиты постепенно увеличивается объем песчаников, гравелитов, конгломератов, достигая максимальной мощности (до 100 м) в бассейне левых притоков р. Карлович. Мощные прослои (до 10 м) мелкогалечных конгломератов наблюдаются, при сокращении мощности свиты, на западе территории. Наиболее характерные разрезы и их корреляция приведены на рис. 4. Максимальная мощность свиты оценивается в 500 м.

В отложениях свиты обнаружены остатки моллюсков: *Nucula matschigarica* L. Krisht., *Acila kholmenskensis* L. Krisht., *A. cf. gettysburgensis* (Reagan), *A. cf. praesinnaiensis* L. Krisht., *Yoldia nitida* Slod., *Y. cerussata* Slod., *Y. caudata* Khom., *Y. watasei* Kanehara, *Y. multidentata* Khom., *Chlamys gackhensis* L. Krisht., *Modiolus matschigarensis* Mak., *Laternula* aff. *korniana* L. Krisht., *Cyclocardia* cf. *ilpinensis* Pronina, *Thyasira smekhovi* kriljonensis L. Krisht., *Diplodonta parilis* (Conr.), *Papyridea* cf. *matschigarica* Khom., *Liocyma furtiva* Yok., *Psephaea olutorskiensis* L. Krisht., *Ancistrolep-*

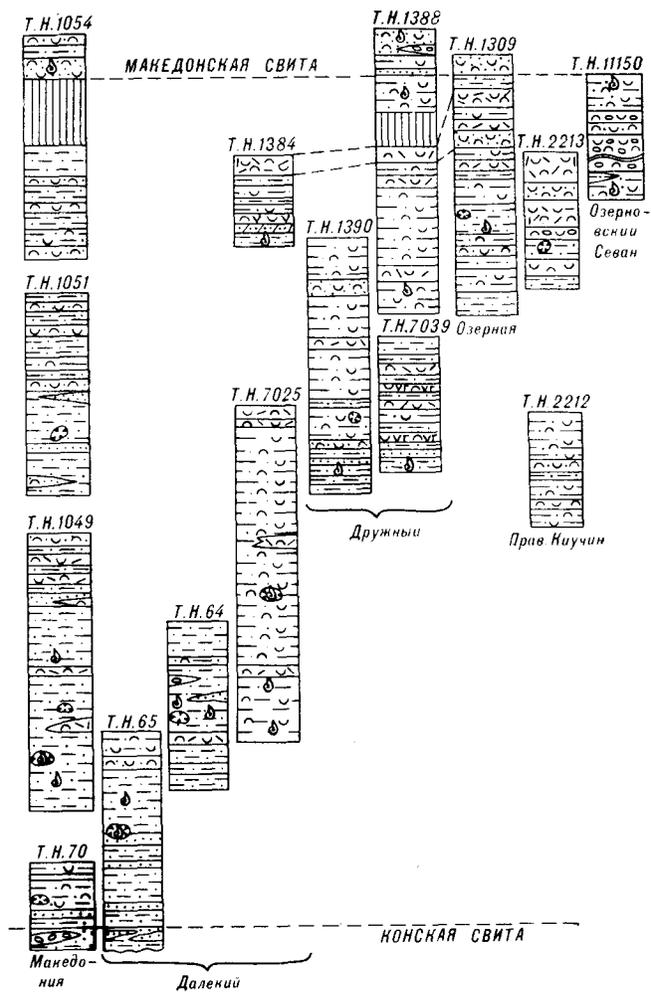


Рис. 4. Схема корреляции частных разрезов шагаевской свиты. Усл. обозн. см. рис. 2.

sis cf. *chikuzensis* (Nagao), *Aforia* ex gr. *clallamensis* Weaver, *Cylichna kamtschatica* L. Krisht. По заключению Л. Н. Коновой, комплекс сопоставим с таковым алугинского горизонта Ильпинского п-ова и мачигарского горизонта Сахалина, что позволяет датировать вмещающие отложения олигоценом. В самой верхней части разреза указанный комплекс сменяется фауной: *Nucula* ex gr. *psjakauphensis* Khom., *Nuculana crassatelloides* Laut., *N. alferovi vengeriensis* (Kogan), *N. majamraphensis* (Khom.), *N. cf. khandasensis* L. Krisht., *N. praerobai sachalinensis* L. Krisht., *Yoldia tokunagai* Yok., *Y. multidentata* Khom., *Y. amaninensis* Sim., *Mirayoldia bersoni* Pronina, *Delectopecten* cf. *pedroanus* (Trask.), *Cyclocardia* cf. *djakovi* L. Krisht., *Tellina clivosa* Böhm, *Macoma simizuensis* L. Krisht., *M. sejugata* (Yok.), *Solemya tokunagai* Yok., *Dentalium weinkanffi* Dunker, *Solariella* cf. *ochotensis* L. Krisht. Данная ассоциация сопоставима с комплексами фауны

нижнепахачинского подгоризонта (миоцен) Ильпинского разреза, холмского и невеликого горизонтов Сахалина, а также тюшевской серии Восточной Камчатки.

Большая часть разреза шагаевской свиты охарактеризована комплексом радиолярий: *Cenosphaera cf. oceanica* Campb. et Clark, *C. verneris* Clark et Campb., *Spongodiscus americanus* Kozlova, *S. cf. gigas* Campb. et Clark, *Spongastericus cf. cruciferus* Clark et Campb., *Prunopyle* sp., который, по заключению Н. Н. Литвиновой, сопоставим с комплексом алугинского горизонта Ильпинского п-ова. В самой верхней части свиты выделен комплекс радиолярий миоценового облика: *Cenosphaera jenkinsi* Campb. et Clark., *C. cristata* Haeckel, *Cenodiscus* sp., *Spongodiscus gigas* Campb. et Clark, *S. craticulatus* (Stör), *S. cf. enodatus* Kozlova, *Ommatogramma cf. dimitricai* Petrushevskaya, *Ellipsoxiphus* sp., *Perichlamidium* sp., *Prunopyle titan* Campb. et Clark, сопоставимый с комплексами олигоцен-миоценовых отложений Сахалина.

Из нижней и средней частей свиты выделен комплекс фораминифер: *Haplophragmoides spadix* V. Kuzn., *Asanospira carinata* (Cushman et Renz), *Budashevaella multicamerata* (Volosh.), *Cyclammina cf. obesa* Cushman et Laiming, *Popovia budashevae* Krymsalova, *Ammomarginulina matschigarica* Volosh., *Martinottiella communis* (Orb.), который по заключениям Р. М. Мясниковой и В. П. Агеевой, сходен с комплексами аманинско-гакхинского (олигоцен), частично утхолок-вивентекского (миоцен) уровней Западной Камчатки. Комплекс фораминифер, выделенный из верхней части разреза свиты: *Bathysiphon edurus* Volosh., *Ammodiscus sachalinicus* V. Kuzn., *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. tortuosus* V. Kuzn., *Budashevaella laevigata* (Volosh.), *Cyclammina japonica* Asano, *C. pilvoensis* Volosh., *Martinottiella communis* (Orb.) — сопоставляется с комплексами нижнепахачинской подсвиты Ильпинского п-ова, пестроцветной свиты о. Карагинский, утхолокской и вивентекской свит Западной Камчатки.

По результатам спорово-пыльцевого анализа из отложений шагаевской свиты выделено три палинокомплекса. Один из них, характеризующий нижнюю часть разреза свиты, с неясно выраженной доминирующей группой и повышенным содержанием спор, по заключению Э. Ш. Соколовой, может соответствовать верхам ковачинского — низам гакхинского уровня Западной Камчатки. Кроме того, он обнаруживает сходство с палинокомплексом ильхатунской свиты о. Карагинский и с палинокомплексом из олигоценовой части разреза залива Корфа. Другой палинокомплекс, характеризующийся либо явной доминантой голосеменных (30—70 %), либо расширением группы покры-

тосеменных (20—60 %) с заметным участием термофильных компонентов и таксодиевых (до 28 %), может быть уверенно сопоставлен с известными на Камчатке олигоцен-миоценовыми палинокомплексами. Третий палинокомплекс, характеризующий верхнюю часть шагаевской свиты и низы македонской свиты, отличается доминантой голосеменных (55—80 %) при содержании сосновых до 35 % и незначительном участии теплолюбивых компонентов (2—5 %) и спор (2—15 %). Он отражает наиболее неблагоприятные климатические условия, что может соответствовать климатическому пессимуму, проявившемуся, по литературным данным, в конце олигоцена — раннем миоцене.

Из отложений большей части шагаевской свиты выделен комплекс диатомовых водорослей: *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., *Stephanopyxis marginata* Grunow, *S. petaliforma* Dolm., *Rocella vigilans* (A. Schmidt), *Actinocyclus insignis* Dolm., *Biddulphia fossa* Gr. et Sturt., *B. levigata* Sheshuk., *Lisitzinia ornata* Jousé, *Hemiaulus* sp., который, по заключению Л. М. Долматовой, соответствует верхнеолигоценовой диатомовой зоне Северного полушария *Stephanopyxis marginata* — *Goniothecium decoratum* и может быть сопоставлен с комплексом гакхинской свиты Западной Камчатки. Комплекс диатомей, выделенный из самой верхней части разреза свиты: *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., *Stephanopyxis marginata* Grunow, *S. petaliforma* Dolm., *Rocella vigilans* (A. Schmidt), *Actinocyclus insignis* Dolm., *Biddulphia fossa* Gr. et Sturt., *B. levigata* Sheshuk., *Lisitzinia ornata* Jousé, *Hemiaulus* sp., *Pseudopyxilla totschienskensis* Dolm., *Goniothecium tenue* Brun., может быть сопоставлен с комплексом диатомей вивентекской свиты (миоцен) Западной Камчатки. Кроме того, систематический состав диатомей указывает на то, что осадконакопление происходило в относительно мелководных условиях слабоопресненного бассейна, имеющего открытую связь с океаном, в умеренных климатических условиях.

На основе комплексного анализа биостратиграфических данных возраст шагаевской свиты принимается олигоценовым, хотя самая верхняя часть свиты характеризуется комплексами органических остатков, получивших основное развитие в нижней части миоцена.

Миоцен. Македонская свита прослежена непрерывной полосой от побережья Карагинского залива до среднего течения р. Малый Севан. Отдельные поля развития свиты отмечены на левобережье р. Клуичин и в долине р. Озерная. Македонская свита согласно залегает на отложениях шагаевской свиты. Нижняя граница проводится по подошве буровато-серых туфопесчаников с обильной фауной, среди которой доминируют крупные раковины

В. П. Агеевой и Н. А. Фрегатовой, является недостаточно выразительным и, вероятно, соответствует нижнему миоцену.

Из отложений свиты выделено три палинокомплекса, которые, по заключению Э. Ш. Соколовой, отражают потепление климата в начале ее накопления и некоторое похолодание в конце. При этом первые два палинокомплекса, выделенные в основном из нижней пачки, отличаются заметным участием термофильных компонентов — либо таксодиевых (до 20%), либо покрытосеменных (до 23%). Они могут отражать флору начала миоценового оптимума, так как обнаруживают общие черты с палинокомплексом из пачки свиты мыса Плоский (о. Карагинский), а также с палинокомплексом 6 из разреза залива Корфа [3]. Третий палинокомплекс, выделенный из верхней пачки, отличается резкой доминантой голосеменных с преобладанием пыльцы ели (до 87%) и, вероятно, может быть сопоставлен с палинокомплексами верхней части какертской и большей части этолонской свит Западной Камчатки.

Из македонской свиты выделено три комплекса диатомовых водорослей: I — *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., *Odontella* aff. *aurita* (Lyngb.) Breb et Godey, *Pseudopyxilla totschi-linskiensis* Dolm., *Goniothecium tenue* Brun, *Kisseleviella carina* Sheshuk.; II — *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., *Stephanopyxis aciculata* Dolm., *Pseudotriceratium notalibe* O. Korotk., *Pseudopyxilla totschi-linskiensis* Dolm., *Goniothecium tenue* Brun, *Kisseleviella carina* Sheshuk., *Raphoneis miocenica* Schrader; III — *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, *S. turris aciculata* Dolm., *Coscinodiscus yabel* Kanaya, *Cymatocella weissflogii* (Grun.) Hendey, *Hemidiscus cuneiformis* Wall., *Xanthiopyxis diaphana* Forti, *Actinocyclus vulgaris* Schum, *Actinocyclus ingens* Rattr., *Rhizosolenia miocenica* Schrader, *Pseudopyxilla totschi-linskiensis* Dolm., *Pterotheca kittoniana kamschatica* Gapon., *Goniothecium tenue* Brun, *Denticulopsis lauta* (Bail.) Sim. По заключению Л. М. Долматовой, они могут быть сопоставлены соответственно с комплексами вивентекской, кулувенской и ильинской-этолонской свит Западной Камчатки. Следует отметить преемственность комплексов шагаевской свиты и нижней части македонской свиты. Систематический состав диатомей указывает на то, что осадконакопление происходило в мелководных условиях открытого морского бассейна нормальной солёности в умеренно теплом — умеренном климате.

Возраст македонской свиты принят миоценовым на уровне пахачинской свиты Северо-Восточной Камчатки.

Миоцен. Столовогорская толща развита вдоль побережья Берингова моря от мы-

са Низкая до устья р. Медвежья. С долей условности к ней отнесены (в основном по биостратиграфическим признакам) отложения на левобережье р. Озерная (в ее нижнем течении) и сходные отложения в бассейнах рек Кварцевая, Алберич, Озерновский Севан. На подстилающих разновозрастных образованиях отложения толщи залегают трансгрессивно. Они представлены туффитами, песчаниками, туфопесчаниками, туфами кислого состава, диатомитами, алевролитами, гравелитами, конгломератами, отмечаются конкреции мергеля, линзы углефицированного вещества. Внутреннее строение толщи на каждом из выделенных участков обладает определенными особенностями. На востоке территории толща отличается полифациальным строением, невыдержанностью мощности отдельных горизонтов по простиранию. Максимальная мощность ее — 350 м. Строение отдельных фрагментов разреза толщи на данном участке и их корреляция приведены на рис. 6. На западе территории в бассейнах рек Кварцевая, Алберич, Озерновский Севан толща имеет двучленное строение. В нижней части залегают слаболитифицированные туфопесчаники с прослоями, линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В верхней части наблюдается моно-

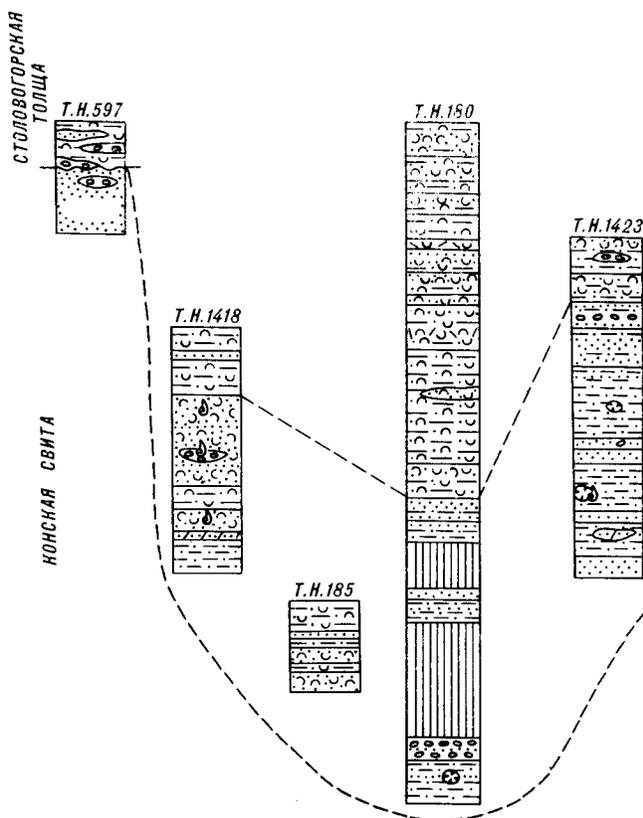


Рис. 6. Схема корреляции частных разрезов столовогорской толщи. М-6 1:2000. Усл. обозн. см. рис. 2.

тонное чередование белесых алевролитовых туффитов (до туфов) и туфоалевролитов. Мощность толщи на этом участке достигает 300 м. На левобережье нижнего течения р. Озерная столовогорская толща представлена переслаиванием псаммитовых и алевролитовых туффитов и туфов кислого состава, туфоалевролитов, в подчиненном количестве присутствуют диатомиты, туфопесчаники и линзовидные прослои конгломератов. Мощность вскрытого разреза здесь около 300 м.

В толще обнаружены остатки моллюсков: *Acila* ex gr. *kamtschatica* Plyina, *A. divaricata* (Hinds), *Nuculana majamraphensis* (Khom.), *Yoldia* cf. *thraciaeformis* (Storer), *Y. scapha* Yok., *Y. epilongissima* Glad., *Arca* ex gr. *kobeltiana* Pilsbry, *Mizuhopecten* cf. *kavranensis* Sim., *Chlamys* cf. *kaneharai* (Yok.), *Swiftopecten* ex gr. *swiftii* (Bernardi), *Crenella noyamina sertunayana* (Kogan), *Thracia* cf. *kavranensis* Plyina, *Cyclocardia* cf. *crebricostata* (Krause), *Clinocardium* cf. *decoratum* Grew., *Serripes grönlandicus* (Chemn.), *Tellina clivosa* Böhm, *T. cf. lutea* Gray, *Macoma nasuta* (Conr.), *M. optiva* (Yok.), *M. obesa* L. Krisht., *M. cf. dissimilis* (Mart.), *Sanguinolaria nuttali* Conr., *Maetra californica* Conr., *Acmaea* cf. *heroldi* (Dunker), *Neptunea* cf. *despecta* L., *Hemithyris* cf. *psittacea* Chemn. По заключению Л. Н. Коновой, данная фауна может быть скоррелирована с комплексом верхнепахачинского подгоризонта — низами медвежинского горизонта (миоцен) Северо-Восточной Камчатки, а также с комплексами какертской — этолонской свит кавранской серии Западной Камчатки.

Из верхней части разреза столовогорской толщи выделен комплекс радиолярий: *Cenosphaera jenkinsi* Campb. et Clark, *C. cristata* Haeckel, *C. coronata* Haeckel, *Thecosphaera miocenica* Nakaseko, *Haliomma* sp., *Lonchosphaera* sp., *Stylosphaera* sp., *Spongodiscus gigas* Campb. et Clark, *S. craticulatus* (Stör), *S. cf. enodatus* Kozlova, *Spongotrochus* cf. *gracialis* Popofsky, *Ellipsoxiphus* sp., *Prunopyle titan* Campb. et Clark, *Perichlamidium* cf. *acutaeforme* Campb. et Clark. По заключению Н. Н. Литвиновой, он сопоставим с комплексами каскадной и венгерийской свит Сахалина, с верхнемиоценовыми комплексами Западной Камчатки, а также с комплексом формации Модело (верхний миоцен) Южной Калифорнии.

Выделенный комплекс фораминифер: *Bathysiphon edurus* Volosh., *Ammodiscus macilentis* Chapman, *A. tenuis* Brady, *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. renzi* Asano, *Martinottiella*

communis (Orb.), *Cibicidoides conoideus* (Galloway et Wissler), по заключениям Р. М. Мясниковой и В. П. Агеевой, не противоречит миоценовому возрасту вмещающих отложений.

В столовогорской толще выделено также два палинокомплекса. По заключению З. Ш. Соколовой, они могут быть скоррелированы с палинокомплексами этолонской — нижней части эрмановской свит Западной Камчатки. При этом один из них, выделенный из нижней и средней части толщи, характеризуется повышенным содержанием термофилов, особенно пыльцы бука (до 32%), при доминанте сосновых и березовых, что однозначно указывает на проявление миоценового климатического оптимума. Другой палинокомплекс характеризуется резкой доминантой голосеменных (до 84%). Он сопоставим с ТПК-4/3 опорного Точилинского разреза, охватывающего верхние слои этолонской свиты и нижнюю часть эрмановской свиты.

Диатомовые водоросли из столовогорской толщи, по заключению Л. М. Долматовой, можно разделить на два комплекса. Первый: *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., *H. dentatus kamtschatica* Dolm., *Stephanopyxis turris aciculata* Dolm., *S. schenskii* Kanaya, *Thalassiosira manifesta* Sheshuk., *Xanthiopyxis diaphana* Forti, *Pseudopyxilla totschiinskensis* Dolm., *Pterotheca kittoniana kamtschatica* Gapon., *P. reticulata* Sheshuk., *Goniothecium tenue* Brun, *Denticulopsis hyalina* (Schrader) Sim., *D. lauta* (Bail.) Sim. — коррелируется с комплексами свиты мыса Плоский (о. Карагинский) и этолонской свиты. Второй: *Stephanopyxis neogenica* Dolm., *Thalassiosira punctata* Jousé, *T. haunaldiella* Jousé, *T. usatschevii* Jousé, *Cosmodiscus insignis* Jousé, *Rhizosolenia barboi* Schrader — хорошо сопоставляется с комплексами юньюньваемской свиты (миоцен, о. Карагинский).

На основе приведенных биостратиграфических данных возраст отложений столовогорской толщи принимается миоценовым на уровне какертской — этолонской свит кавранской серии Западной Камчатки.

Новые материалы по стратиграфии палеоген-неогеновых отложений п-ова Озерной, приведенные в статье, по-видимому, будут представлять интерес в плане подготовки к III Региональному межведомственному стратиграфическому совещанию по кайнозою Дальнего Востока, а также смогут служить основой для стратиграфических построений при геологическом строении п-ова Озерного на геологических работах масштаба 1 : 50 000.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсанов А. С. Олигоцен-миоценовые отложения юго-западной части полуострова Озерного Восточной Камчатки // Корреляция кайнозойских толщ Даль-

него Востока. Ч. I/ГИН АН СССР.— М., 1985.— С. 244—248.

2. Гладенков Ю. В., Луцкина Н. В. Новые данные о геологическом строении п-ова Озерного на Восточной

Камчатке // Докл. АН СССР.— 1967.— Т. 174, № 5.—
С. 1169—1172.

3. *Гладенков Ю. Б., Братцева Г. М., Синельникова В. Н.*
Морской кайнозой залива Корфа восточной части
Камчатки // Очерки по геологии Северо-Западного

*ПГО Камчатгеология
Петропавловск-Камчатский*

сектора Тихоокеанского тектонического пояса.— М.:
Наука, 1987.— С. 5—73.

4. *Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Ку-*
рильских островов масштаба 1 : 500 000/Редактор-со-
ставитель В. К. Ротман/Мингео СССР, ВСЕГЕИ.— Л.,
1984.

*Поступила в редакцию
6 апреля 1990 г.*

УДК 564.1 : 551.763.12(235.47)

Е. А. Калинин

СЛОИ С *BUCHIA* ВАЛАНЖИНА БАСЕЙНА р. ХОР
(Северный Сихотэ-Алинь)

Изучены разрезы толщи песчаников валанжина в бассейнах р. Кабули и р. Левая Сагды-Джагдасу (приток р. Сукпай) на северном Сихотэ-Алине. В них произведены послонные сборы фауны, сопровождающиеся тафономическими, палеоэкологическими и седиментологическими наблюдениями по методике популяционного анализа ориктоценозов [5]. На основе стратиграфического распределения двустворок *Buchia Rouillier* в разрезах выделены и прослежены на расстоянии 20 км фаунистические слои: 1) *B. cf. inflata*, *B. keyselringi* (нижний валанжин), 2) *B. sublaevis*, *B. crassicolis* (верхний валанжин), 3) *B. aff. sublaevis*, *Nomolosomes sp.* (верхний валанжин — нижний готерив). Ран-

ги фаунистических слоев в ярусных единицах Общей стратиграфической шкалы устанавливаются на основе их корреляции с бухизонами биостратиграфических схем неокома Севера Сибири, Арктической Канады. В слоях 3) выявлены автохтонные тонатоценозы, сформированные в непрерывных условиях седиментации на средних участках сублиторали; установлен моновидовой характер ископаемых выборок из этих слоев; разнообразие морфотипов *B. aff. sublaevis* рассматривается как популяционный полиморфизм и включено в ранг внутривидовой изменчивости. Приводится описание разрезов толщи песчаников валанжина.

К берриасу и валанжину в Сихотэ-Алинской складчатой системе относятся таухинский и ключевской горизонты, расчлененные (на территории Приморья) по двустворкам *Buchia Rouillier* на фаунистические слои [9]. В Северном Сихотэ-Алине (Хабаровский край) подобные слои не выделялись, что затрудняло унификацию местных и вспомогательных стратиграфических подразделений [10].

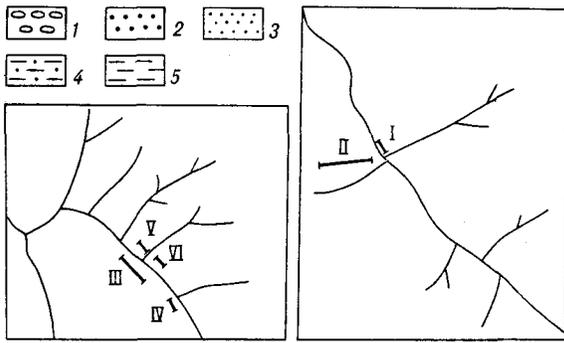
Попытка выделения слоев с бухиями в разрезах толщи песчаников валанжина, расположенных в 100—110 км восточнее г. Хабаровска в бассейнах рек Кабули (приток р. Хор) и Левая Сагды-Джагдасу (приток р. Сукпай), предпринята автором в 1984—1985 гг. [7]. В настоящей статье приводится биостратиграфическое обоснование выделяемых фаунистических слоев и рассматривается их корреляция с аналогичными слоями Приморья.

Биостратиграфические исследования проводились параллельно с геолого-съёмочными работами, осуществлявшимися в бассейне указанных рек сотрудниками ПГО Дальгеология под руководством В. А. Дымовича. Разрез толщи песчаников валанжина на р. Кабули составлялся А. В. Матвеевым, им же произведены первые сборы фауны. Е. Д. Соколовым обнаружена фауна на р. Левая Сагды-Джагдасу. Автором дополнительно изучен разрез на

р. Кабули, составлен схематический разрез этой толщи на р. Левая Сагды-Джагдасу и произведены послонные сборы фауны, сопровождавшиеся тафономическими, палеоэкологическими и седиментологическими наблюдениями по методике популяционного анализа ориктоценозов [3, 5].

Палеонтологическое описание пяти валанжинских видов *Buchia Rouillier* и аммонита *Nomolosomes sp.* приводится в последующей, сданной в печать работе автора. Определения фауны осуществлялись при консультациях с В. А. Захаровым и Ю. И. Богомоловым. Ряд замечаний при подготовке статьи внесен В. А. Дымовичем. Автор глубоко признателен им за помощь.

Наиболее полный разрез толщи песчаников валанжина составлен по обнажению 2 вдоль правого борта долины р. Кабули в ее среднем течении вблизи устья руч. Снеговой (рис. 1, разрез I) и в 2,5 км юго-западнее по канавным выработкам в районе левого безымянного притока р. Кабули (см. рис. 1, разрез II). Здесь толща песчаников с угловым несогласием залегает на кремнях джаурской свиты (верхний триас — юра) и несогласно перекрывается вулканитами кислого состава приморской серии верхнего мела. Общее строение толщи в бассейне р. Кабули следующее (снизу вверх).



Ярус		Подъярус		Слой с фауной		I-II		III-IV	
Валанжин	Гореве	Нижний	V. aff. sublaevis Homolomites sp.	5	90	К-266	5	80	20/44 20/43
				4	200	К-265	4	130	26/6
	Верхний	V. crassicollis V. sublaevis	3	60	К-263	3	50	26/7	
2			50	?	2	25	26/3 26/2 26/4 26/1		
Нижний	V. cf. inflata V. keyserlingi	1	200	2е, ж 26 2.2040	1	180	26		

Рис. 1. Схема корреляции стратиграфических колонок толщи песчаников валанжина р. Кабули (I — обн. 2, у руч. Снеговой, II — линия канав в 1,5 км западнее) и р. Сагды-Джаغدасу (III — обн. 26, напротив устья руч. Широкий, IV — в 2200 м выше его по течению, V и VI — карьеры в обн. 20).

Слева в колонках даны номера пачек, справа — их мощность и распределение точек с фауной. Пунктиром показаны границы фаунистических слоев. 1 — конгломераты, 2 — гравелиты, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, 5 — аргиллиты.

1. Песчаники полимиктовые, реже кремнекlastические, светло-серые и темно-серые с линзами гравелитов, конгломератов. В основании — пласт базальных конгломератов.

В обнажении у руч. Снеговой наблюдается фрагмент пачки, где представлены слои:

- 1.1. Конгломераты средне-, крупногальчатые, сильно насыщенные галькой, состоящей преимущественно из кремней и кремнисто-глинистых пород, наполнитель — песчано-гравелистый 20
- 1.2. Песчаники кремнекlastические, неравномерно-зернистые, массивные, темно-серые. Редкие *Buchia keyserlingi* (Trout.) (ориктоценоз 2) 10
- 1.3. Конгломераты, гравелиты, песчаники, слагающие трансгрессивный микроритм. Обилие

Мощность, м

Мощность, м

- V. sublaevis (Keys.), V. crassicollis (Keys), редкие грамματοдоны, пектениды и гастроподы (ориктоценоз 2а, б, д) 2
- 1.4. Песчаники кремнекlastические, среднезернистые, массивные; темно-серые. Редкие *V. sublaevis* (Keys.) (ориктоценоз 2в) 1,5
- 1.5. Песчаники полимиктовые, неравномерно-зернистые, в нижней части гравелистые, с подводно-оползневой галькой, содержащей *V. sublaevis* (Keys.) (ориктоценоз 2г) 3
- 1.6. Песчаники полимиктовые, неравномерно-зернистые, массивные. Редкие *V. sublaevis* (Keys.) (ориктоценоз 2е) 6
- 1.7. Гравелиты массивные, с гравием преимущественно кремней. Редкие *V. sublaevis* (Keys.) и *V. crassicollis* (Keys.) (ориктоценоз 2ж) 3
- 1.8. Песчаники полимиктовые, неравномерно-зернистые, массивные. Редкие *V. sublaevis* (Keys.) и *V. crassicollis* (Keys.) (ориктоценоз 2з) 14

Далее разрез наблюдался по канавам, где описываемая пачка представлена песчаниками полимиктовыми, неравномерно-зернистыми с редкими линзами гравелитов. В делювиальных валунах песчаников обнаружены *V. cf. inflata* (Lah.) (ориктоценоз 2040). Мощность пачки около 200 м.

Мощность, м

- 2. Аргиллиты черные, алевритистые 50
 - 3. Алевролиты с текстурой взмучивания, черные 60
 - 4. Аргиллиты черные, алевритистые. Редкие *V. sublaevis* (Keys.) (ориктоценоз к-263) 200
 - 5. Алевролиты с текстурой взмучивания, черные, массивные. Скопления *V. aff. sublaevis* (Keys.), редкие *V. cf. crassicollis* (Keys.), псевдомуссиумы, ктенодонтиды, а также аммониты *Homolomites* sp. (ориктоценоз к-265, к-266) 90
- Общая мощность 600 м.

В 20 км южнее вышеописанного участка бассейна р. Кабули толща песчаников валанжина изучена в обнажении 26, расположенном вдоль левого борта долины р. Левая Сагды-Джаغدасу (см. рис. 1, разрез III—IV), и в придорожных карьерах (обнажение 20) в районе руч. Широкий (см. рис. 1, разрез V, VI). Нижняя граница толщи наблюдалась в обнажении 26 против устья руч. Широкий, где на пачке алевролитов и аргиллитов, условно относимой к волжско-берриасской толще, залегает без видимого углового несогласия пачка 1 конгломератов, гравелитов и песчаников толщи валанжина.

Строение толщи в бассейне р. Левая Сагды-Джаغدасу следующее (снизу вверх).

Мощность, м

- 1. Конгломераты, гравелиты, песчаники, залегающие в трансгрессивной последовательности.
 - 1.1. Конгломераты с неясным линзовидным переслаиванием мелко-, средне- и крупногальчатых (до валунных) разностей, местами гравелиды. Галька состоит преимущественно из кремней, кремни-

	Мощность, м
сто-глинистых пород, наполнитель — гравийный ...	70
1.2. Гравелиты массивные, с гравием преимущественно кремней	25
1.3. Песчаники кремнекlastические, неравномерно-зернистые, массивные, темно-серые. Редкие <i>V. keyserlingi</i> (Trout.) (ориктоценоз 26)	3
1.4. Гравелиты массивные, с гравием преимущественно кремней	4
1.5. Песчаники полимиктовые, неравномерно-зернистые с неотчетливыми линзами гравелитов. Редкие <i>V. sublaevis</i> (Keys.) (ориктоценоз 26/4)	85
1.6. Песчаники полимиктовые, массивные неяснослоистые, в основании насыщенные галькой, в средней части — гравелистые. Скопления <i>V. crassicollis</i> (Keys.), <i>V. sublaevis</i> (Keys.), редкие белемниты (ориктоценоз 26/4, 26/3; 26/2)	12

Мощность пачки — 180 м. С пачкой 2 она контактирует через разрывное нарушение.

	Мощность, м
2. Алевролиты и аргиллиты неотчетливо слоистые. Редкие <i>V. sublaevis</i> (Keys.) (ориктоценоз 26/7)	25

Далее выходы толщи наблюдались в обнажении 20.

	Мощность, м
3. Алевролиты песчаные, местами тонкопелрслаивающиеся с песчаниками (мощность прослоев 0,01—0,05 м)	50
4. Аргиллиты алевритистые, черные. Редкие <i>V. sublaevis</i> (Keys.) (ориктоценоз 20/6)	130

Далее перерыв в наблюдениях.

	Мощность, м
5. Алевролиты с текстурой взмучивания, черные, с редкими прослоями (мощностью 0,05—0,1 м) песчаников мелкозернистых. Обильные скопления <i>V. aff. sublaevis</i> (Keys.), редкие <i>V. cf. crassicollis</i> (Keys.), камптолектесы, модиолусы, псевдолимии, иноцерамы, стебельки	80

Верхняя граница наблюдалась в 2200 м от устья руч. Широкий, выше по течению р. Левая Сагды-Джагдасу, где на алевролитах пачки 5 без видимого углового несогласия с размывом залегают вулканы приморской серии верхнего мела.

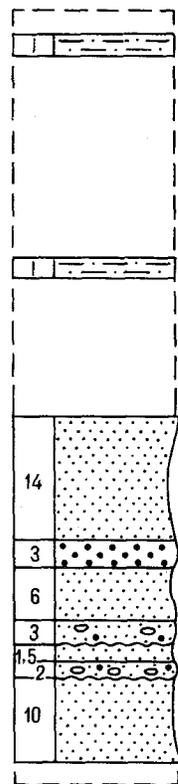
Общая мощность толщи около 500 м.

Вышеприведенные разрезы хорошо сопоставляются между собой по литологическим, био-стратиграфическим и тафономическим характеристикам (см. рис. 1—3). В связи с этим в них принята единая нумерация пачек. Вместе с тем для описываемой толщи свойственны невыдержанная мощность базального пласта конгломератов (от 20 до 70 м), различного облик седиментационной цикличности в нижней пачке, ее залегание с размывом на разновозрастных отложениях мезозоя (джаурской свите и волжско-берриасской толще).

Изучение ориктоценозов сводилось к следующему: 1) описание типов захоронения, сохранности, ориентировки, сортировки ископаемых остатков; 2) выявление соответствия трофических и этологических жизненных форм единому тонатоценозу; 3) описание текстур осадочных пород и седиментационных перерывов (см. рис. 2, 3). В соответствии с методикой [3, 5] автохтонными тонатоценозами, сформированными в стабильных обстановках осадконакопления, признаны ориктоценозы 20/7—20/16 р. Левая Сагды-Джагдасу, к-265, к-266 р. Кабули. В выборках *V. aff. sublaevis* (Keys.) из этих ориктоценозов устанавливается непрерывный переход от равномерно выпуклых створок (рис. 4, тип I) к формам с обрывистой периферией (там же, тип II) и разновидностям с резкими перегибами и пережимами створок (там же, тип III). Первая и вторая разновидности наиболее сходны с *V. sublaevis* (Keys.) [5, стр. 149; табл. LVI, фиг. 1—5; табл. LVII, фиг. 1—4; табл. LVIII, фиг. 1—4; табл. LIX, фиг. 1—4], а третья — гомеоморфна *V. inflata* (Toula) [Там же, табл. XLVI, фиг. 1, 2] и ее крайне вздутыми формами, выделяемыми Ю. А. Елецким [17, табл. XVI, фиг. 1; табл. XIX, фиг. 4] в особый вид *V. pacifica* Jeletz. Однако, монотаксонный характер выборки наиболее вероятен, что обосновывается отсутствием хиатуса между рассматриваемыми морфологическими разновидностями.

Объединяющим признаком для них является инверсия онтогенеза, что наряду с другими специфическими чертами (сильные пережимы и перегибы на обеих вздутых и симметричных створках с почти равными центральными, прямыми противоположными макушками) позволяет отличить данные формы от остальных валанжинских видов бухий (*V. inflata*, *V. Keyserlingi*, *V. sublaevis*, *V. crassicollis*). На данном этапе исследования для описываемых форм используется открытая номенклатура *V. aff. sublaevis*, принимаемая по наибольшему сходству этих экземпляров (53 %—80 % левых и 33 %—60 % правых створок в ориктоценозах, см. рис. 2, 3) топотипам *V. sublaevis* (Keys.) из верхнего валанжина бассейна р. Печора (Русской платформы) [5, табл. LX, фиг. 3, 4]. Содержащееся в рассматриваемых выборках незначительное количество (2—4 %) мелких, весьма высоких створок, обнаруживающих морфологический хиатус с округлыми створками *V. aff. sublaevis* (Keys.) того же размера, отнесено к *V. cf. crassicollis* (Keys.). Их малочисленность, очевидно, объясняется конкурентным исключением в соответствии с правилом Гаузе [3]. Размерно-частотные гистограммы распределения экземпляров в ориктоценозах

Интервалы стратиграфической колонки, слева мощность в м



Ориктоценоз	Тип захоронения	Сохранность	Ориентировка	Сортировка	Трофический тип	Этологический тип	Текстура пород и седиментационные перерывы	Вывод о популяции
К-266	I, II	ц-90% нц-10%	∩-56% ∪-34% ∩-10%	Δ-4%, ∫-4%, ∪-80%, ∩-16%, ∫-10%, ∩-60%, ∩-30%, ∩-5%, ∩-15%	Фб Д Х	Сб 3 АПЛ	Однородная	Тонатоценоз близок к единому и автохтонному, осадконакопление непрерывное
К-265	I, II, III	ц-90% чц-5% нц-5%	∩-46% ∪-22% ∩-32%	Δ-12%, ∫-8%, ∪-54%, ∩-26%, ∫-13%, ∩-44%, ∩-43%, ∩-7%, ∩-26%	Фб Х П	Сб АПЛ ПС	Однородная	Тонатоценоз близок к единому и автохтонному, осадконакопление непрерывное
2з		ц	?	∪ ∩ ∩	Фб	Сб	Однородная	?
2ж		ц	?	∫ ∪ ∩ ∫	Фб	Сб	Однородная	?
2е		ц, нц	?	∪ ∩	Фб	Сб	Однородная	?
2г	II	нц	∩	∪ ∩	Фб	Сб	Подводн.-оползн. Перерыв Однородная	?
2в		ц, нц	∩	∪			Седиментационный цикл: конгломерат, гравелит, песчаник	Тонатоценоз единый, близок к аллохтонному, резко меняющийся режим осадконакопления
2а, б 2д	I	ц-80% чц-10% нц-10% эс-80%	∩-60% ∪-30% ∩-10%	∫-25%, ∪-75%, ∩-80%, ∩-20%, ∩-10%, ∩-10%	Фб	Сб	Перерыв Однородная	?
2	II	ц	∩	∪	Фб		Перерыв Однородная	?

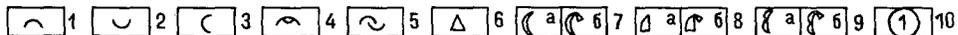


Рис. 2. Таблица тафономических, палеоэкологических и седиментационных признаков ориктоценозов в разрезе толщи песчаников валанжин на р. Кабули.

1—3: Ориентировка створок относительно субстрата выпуклостями вверх (1), вниз (2), перпендикулярно (3); 4 — двусторчатые экземпляры; 5 — смещенные противоположные створки; 6 — мелкие высокие створки *V. cf. crassicolis*; 7 — левые (а) и правые (б) равномерно выпуклые створки *V. aff. sublaevis*; 8 — левые (а) и правые (б) створки с обрывистой периферией того же вида; 9 — левые (а) и правые (б) створки с пережимом поверхности того же вида; 10 — номер литологической пачки. Фб — фильтратор высокого уровня, Х — хищник, Д — дитритофаг, П — продуцент, Сб — сессильный бентос, З — зарывающийся, АПЛ — активно плавающий нектон, ПС — псевдопланктон, ц — целые створки, нц — нецелые створки, чц — частично целые створки, эс — тонкие элементы скульптуры; I — ракушечниковые скопления: гнездовидные, линзовидные, пластовые захоронения, типа «ракушечниковая мостовая», «роза», II — редко расселенные по слою целые экземпляры или отдельные створки; III — групповые скопления, приуроченные к определенному слою или уровню слоя (из разнообразно ориентированных, преимущественно целых, экземпляров или состоящие из одинаково ориентированных экземпляров).

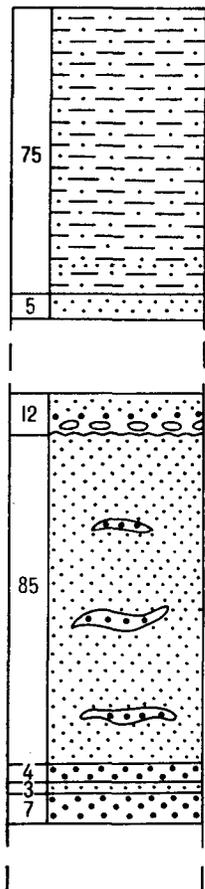
V. aff. sublaevis (рис. 5) заметно смещены в сторону более мелких размеров, что соответствует существующим представлениям о распределении особей в природных ископаемых популяциях [5].

Остальные ориктоценозы представлены аллохтонными тонатоценозами, образованными в резко сменяющихся обстановках осадконакопления (2а — д, 2б/1 — 2б/3) или характеризуются малочисленностью экземпляров, что не позволяет рассмотреть их в популяционных концепциях (2; 2040; 2е, ж; к-263; 26; 26/6).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Вышеописываемая толща песчаников в своем объеме охватывает весь валанжинский ярус. По распределению видов бухий в разрезах выделяются фаунистические слои, рассматриваемые ниже как вспомогательные биостратиграфические подразделения в соответствии со «Стратиграфическим кодексом...» [14, с. 33—36]. Обоснование возраста фаунистических слоев осуществляется путем их корреляции с

Интервалы стратиграфической колонки, слева мощность в м



Ориктоценоз	Тип захоронения	Сохранность	Ориентировка	Сортировка	Трофический тип	Этологический тип	Текстура пород и седиментационные перерывы	Вывод с популяции
20/16 20/7	I, II III	ц-88% чц-6% нц-6% э.с.-70%	~44% ~30% C-26%	Δ -2%, ☾ -20%, ☾ -53%, ♂ -25%, ☾ -23%, ☾ -33%, ♂ -44%, ~ -7%, ~ -5%	Фб	Сб Вб	Массивная, очень редко слоистая	Тонатоценоз единый, близок к автохтонному, стабильные условия осадконакопления. Редкие уровни аллохтонных захоронений
26-2	I, II	ц, нц	?	☾ ☾ ♂	Фб Х	Сб Апл	Седиментационный цикл Перерыв	Тонатоценоз единый, близок к аллохтонному, резкая смена режима осадконакопления
26-1	II	ц	?	☾ ☾ ♂	Фб	Сб	Неотчетливая линзовидная слоистость	Тонатоценоз единый, близок к аллохтонному, осадконакопление нестабильное
26	II	ц, э.с.	~	☾ ☾	Фб	Сб	Однородная	?

Рис. 3. Таблица тафономических, палеоэкологических и седиментационных признаков в разрезе толщи песчаников валанжина на р. Левая Сагды-Джагдасу (приток р. Сукпай). Усл. обозн. см. рис. 2.

зональными комплексами бухий разрезов валанжина на Севере Сибири [5] и Свердрупского бассейна Арктической Канады [19, 20], где их биостратиграфические границы контролируются аммонитами и увязываются с единицами Общей стратиграфической шкалы. Специальные вопросы корреляции биостратиграфических схем валанжина этих регионов с гипостратотипом валанжина Юго-Восточной Франции посредством промежуточного разреза в Нижне-Саксонском бассейне Северо-Запада ФРГ рассмотрены в ряде работ [6, 20].

Выбор вышеуказанных регионов для корреляции с Северным Сихотэ-Алинем обусловлен тем, что, во-первых, разрезы валанжина в бассейне р. Хета и на п-ове Пакса Севера Сибири являются стратотипическими для выделяемых там зон по бухиям [4]. На основе последних

произведена унификация зональных комплексов бухий многих регионов Бореальной области [5, 21]. Во-вторых, на островах Амунд Ринггесс и Эльф Ринггесс Арктической Канады на границе валанжина и готерива представлен комплекс бухий *V. ex gr. inflata-sublaevis* [18—20], аналогичный Сихотэ-Алинским разновидностям *V. aff. sublaevis*, но несвойственный Северу Сибири (табл. 1).

Слои с *V. cf. inflata* (Lah), *V. keyserlingi* (Trout.) охватывают в разрезе на р. Кабули нижние 30 м пачки 1 (слои 1.1 и 1.2), в разрезе на р. Левая Сагды-Джагдасу — нижние 105 м пачки 1 (слои 1.1—1.4), нижние 15 м слоя 5. *V. cf. inflata* включен в комплекс условно, так как остатки этого вида собраны в делювии. Нижняя граница слоев совпадает с подошвой пачки 1, верхняя — проводится в ос-

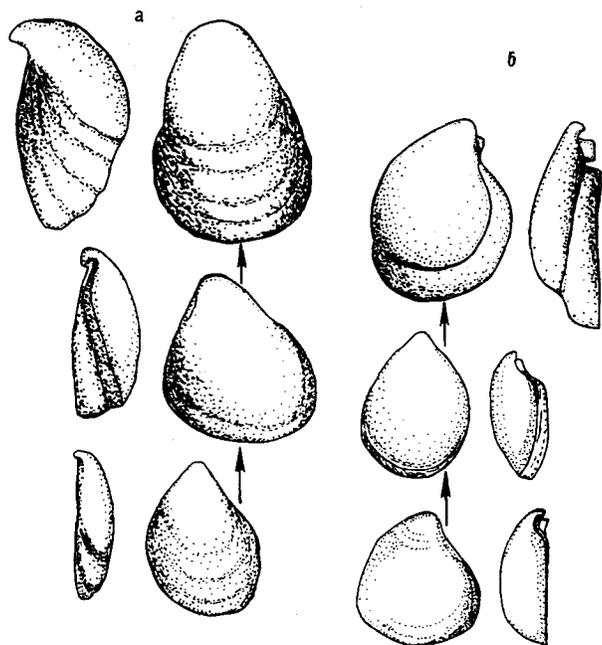


Рис. 4. Полиморфизм левых (а) и правых (б) створок *V. aff. sublaevis* в обобщенном ориктоценозе местонахождений 20/7—20/16 в бассейне р. Левая Сагды-Джагдасу.

новании вышезалегающих фаунистических слоев.

Описываемые слои соответствуют части бухазоны *V. inflata* и бухазоне *V. keyserlingi* Севера Сибири [5] и слоям *V. keyserlingi* в Арктической Канаде [18, 20]. На этом основании для них принимается нижневалаанжинский возраст. Верхнеберриасские уровни в данные слои не включаются; так как нижняя граница этих слоев сопряжена с седиментационным перерывом и невозможно установить соответствие слоев всему объему бухазоны *V. inflata*, охватывающему на Севере Сибири [5] и верхнюю часть берриаса.

Мощность от 30 до 150 м.

Слои с *V. crassicollis* (Keys.), *V. sublaevis* (Keys.) занимают в разрезе на

р. Кабули почти всю пачку 1, начиная со слоя 1.3 (пачки 2—4), нижние 22 м пачки 5; на р. Левая Сагды-Джагдасу — нижнюю часть пачки 1, начиная с 40 м слоя 1.5 — пачки 2—4. Нижняя граница проводится по самому нижнему уровню *V. aff. sublaevis* *V. crassicollis* в слое 1.3, верхняя — в основании вышезалегающих фаунистических слоев. На Севере Сибири каждый из указанных видов характеризует самостоятельную зону: *V. sublaevis* (верхнего валаанжина) и *V. crassicollis* (нижнего готерива). Граница валаанжина и готерива проводится по нижнему уровню *Homolsomites bojarkensis* Shulg. *R. crassicollis*. В описываемых сихотэ-алинских слоях оба вида встречены в аллохтонных ориктоценозах (см. рис. 2, 3) и не разделяются стратиграфически. Аммониты *Homolsomites* sp. встречены лишь в вышезалегающих слоях. Исходя из изложенного, принимается верхневалаанжинский возраст рассматриваемых фаунистических слоев.

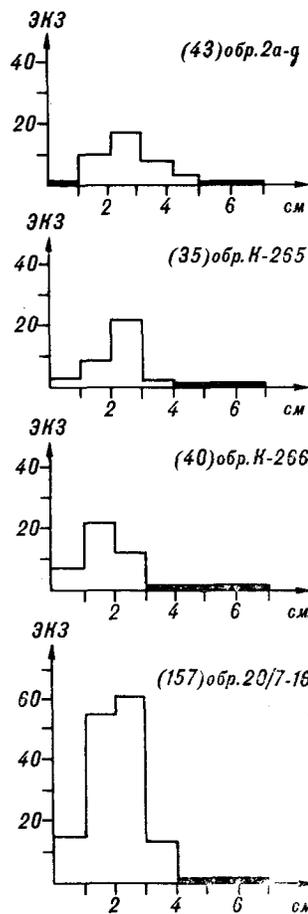
В Арктической Канаде этим уровням соответствуют 105—98 м слоев *Amundense* разреза на о. Амунд Рингнесс и 118—92 м слоев *Homolsomites* разреза на о. Эльф Рингнесс [19—20]. На указанном интервале встречается *V. sublaevis*, что позволяет включить этот вид в единую зону совместно с имеющимися на этом уровне *V. crassicollis* (см. табл. 1). Последний был отнесен Кемпером [19] в самостоятельную зону, которая, скорее, соответствует понятию морфогенетической зоны [41, стр. 79].

Мощность около 470 м.

Слои с *V. aff. sublaevis* (Keys.) *Homolsomites* sp. охватывают целиком пачку 5 в разрезе на р. Левая Сагды-Джагдасу и большую часть пачки 5, начиная с 20 м, в разрезе на р. Кабули. Нижняя граница проводится по уровню *V. aff. sublaevis* в пачке 5, верхняя — совпадает с кровлей пачки 5.

Рис. 5. Размерно-частотные гистограммы распределения экземпляров в ориктоценозах *V. sublaevis*, *V. crassicollis* — обр. 2а—д, *V. aff. sublaevis* — обр. к-266, 20/7 — 20/16.

В скобках указано число испытываемых экземпляров в выборке. По оси абсцисс отложены размеры створок в см, ординат — количество экземпляров. Размерно-частотные гистограммы заметно смещены в сторону более мелких экземпляров, что соответствует существующим представлениям о распределении в природных ископаемых популяциях [5].



Ярус	Подъярус	Север Сибири (Хатангский бассейн) [6]		Канадский Арктический Архипелаг (Свердрупский бассейн) [6,19,20] (в интерпретации автора)	Дальний Восток (Северный Сихотэ- Алинь) (данная статья)		
Готерив	Нижний	<i>Buchia crassicol- lis</i>	Нет аммонитов	Нет бухий	Нет аммонитов	Нет фауны	
		перерыв		<i>Buchia aff. sublaevis</i>			<i>Ringnesiceras tozeri</i>
Валанжин	Верхний	<i>B. sublae- vis</i>	<i>Dichotomites spp.</i> <i>Polyptychites polytychus</i>	<i>B. cras- sicollis</i>	<i>R. amundens</i>	Слой с <i>B. crassicol- lis</i> <i>B. sublaevis</i>	
				<i>B. sublae- vis</i>			<i>R. pseudopolyty- chum</i>
	Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>Polyptychites michalskii</i>	<i>B. keyserlingi</i>	<i>Polyptychites tschekano- vskii</i>	<i>Homolsomites</i>	Слой с <i>B. keyserlingi</i>
					<i>P. keyserlingi</i>		
<i>Siberiptychites stuebendorffi</i>							
Нижний	<i>B. keyserlingi</i>	<i>Temnoptychites syzganicus</i>	<i>B. keyserlingi</i>	<i>Thorsteinssonoceras ellesmerensis</i>	<i>Homolsomites</i>	B. aff. inflata	
				<i>Temnoptychites kemperi</i>			
				<i>T. troelseni</i>			
		<i>B. inflata</i>	<i>Neotollia klimovskiensis</i>	?Нет бухий	Базальные слои ? Нет аммонитов		

Слои включают почти монотаксонные скопления *B. aff. sublaevis*, крайне редко встречаются *B. cf. crassicolis*.

Описываемые слои являются стратиграфически обособленными в сихотэ-алинских разрезах, а также в разрезах валанжина Канадского Арктического Архипелага и Внутренних районов Канады. Они расположены стратиграфически выше уровней *B. crassicolis s. str.*, а именно: 70—30 м разреза на о. Амунд Рингнесс и 55—30 м разреза на о. Эльф Рингнесс, где встречаются специфические бухии, объединяемые Кемпером [19] в группу *B. ex gr. inflata-sublaevis*. Последний представлен в региональных биостратиграфических схемах на Северо-Американском континенте в зонах *B. ex gr. inflata-sublaevis* [18], *B. crassicolis solida* [15], где также занимает наиболее высокое стратиграфическое положение среди бухий. Судя по изображениям *B. ex gr. inflata-sublaevis*, приведенным Е. А. Елецким [16], они практически ничем не отличаются от экземпляров *B. aff. sublaevis*, представленных в описываемых сихотэ-алинских слоях. Более того, различные морфотипы, выделяемые Е. А. Елецким в этом комплексе (*B. n. sp. aff. inflata*, *B. bulloides*, *B. sublaevis*), соответствуют стадиям внутривидовой (и возрастной) изменчивости сихотэ-алинских *B. aff. sublaevis*. Таким образом, описываемые слои являются прямыми аналогами зоны *B. ex gr. inflata-sublaevis* северо-американских региональных схем [18].

На разрезах валанжина в Арктической Канаде указанный комплекс бухий содержится

в аммонитовых слоях *Ringnesiceras tozeri*, которые Е. Кемпер и Е. А. Елецкий [20] параллелизуют с верхневаланжинскими слоями «*Asperia*» Северо-Запада ФРГ и зоной *Teschentes callidiscus* гипостратотипа валанжина во Франции. В Британской Колумбии также доказывался верхневаланжинский возраст комплекса *B. ex gr. inflata-sublaevis* по положению стратиграфически ниже уровней *Valanginites aff. nucleus* (Roem.), а последнего — ниже готеривских *Homolsomites oregonensis* (And.) [18]. Вместе с тем, *B. crassicolis*, обнаруженные в нижезалегающих слоях *B. crassicolis*, *B. sublaevis* в Северном Сихотэ-Алине, а также зона *B. crassicolis s. str.* в Арктической Канаде, в свою очередь, образуют монотаксонные скопления в нижнем готериве, зоне *bojarkensis* на Севере Сибири. Последнее вынуждает предположить викариантность сихотэ-алинских слоев с *B. aff. sublaevis*, *Homolsomites sp.* по отношению к северосибирской зоне *B. crassicolis*. При этом нижезалегающие слои с *B. crassicolis*, *B. sublaevis* сихотэ-алинского разреза сопоставляются с зоной *B. sublaevis* на Севере Сибири. Находки аммонитов рода *Homolsomites* в различных регионах Бореальной области относятся к концу валанжина [2, 16, 18—20] или началу готерива [1, 2, 5, 13, 15]. Вопрос о его биоzone требует дальнейшего изучения [2].

Учитывая вышеизложенное, принимается поздневаланжинско-ранне-готеривский возраст для описываемых сихотэ-алинских слоев с *B. aff. sublaevis*, *Homolsomites sp.*

Мощность 70—80 м.

Приведенная схема расчленения разрезов валанжина на бухиевые слои для северных районов отличается от таковой, предложенной В. П. Коноваловым [9] для южных районов Сихотэ-Алиня. Однако стратиграфическая последовательность бухиевых комплексов в северо-сихотэ-алинских разрезах довольно характерна для других регионов Бореальной области, что обуславливает возможность их использования для региональных корреляций на Сихотэ-Алине.

Предложенная В. П. Коноваловым схема послужила основой для унифицированной части «Региональной схемы...», принятой на III Межведомственном региональном стратиграфическом совещании... [12]. Однако она вызвала ряд критических замечаний на совещании [Там же, с. 154]. В. А. Захаров, Е. С. Ершова и Л. Д. Третьякова указали на необходимость исключения *Buchia fisheriana* (Orb.), *B. terebratuloides* (Lah.) и *B. volgensis* (Lah.) из валанжинских слоев «Региональной схемы...» поскольку данные виды в Бореальной области не переходят границу берриаса и валанжина. Слои с *B. inflata* и *B. pacifica* предложен

Северный Сихотэ-Алинь (Хабаровский край) (давняя статья)	Южный Сихотэ-Алинь (Приморский край) [12] в интерпретации автора
Слой с <i>V. aff. sublaevis</i> <i>Homolsomites</i> sp. Слой с <i>V. crassicollis</i> , <i>V. sublaevis</i> Слой с <i>V. keyserlingi</i> , <i>V. cf. inflata</i>	Слой с <i>V. solida</i> Слой с <i>V. keyserlingi</i> , <i>V. inflata</i>

переименовать в слой с *V. keyserlingi*, учитывая широкое распространение одноименной с последним бухиазоны в нижнем валанжинине [5].

В. П. Коноваловым в объем *V. inflata* (Toula) включается *V. sublaevis* (Keys.), а представители *V. crassicollis* (Keys.) часто рассматриваются в составе *V. pacifica* Jeletz. [8], с чем нельзя согласиться. В современной систематике *Buchiaidae*, разработанной В. А. Захаровым [5], решены многие вопросы изменчивости ви-

дов с популяционных позиций и упорядочена их номенклатура. Согласно этим концепциям, *V. pacifica* Jeletz. является невалидным, так как соответствует стадии внутривидовой изменчивости одновозрастного с ним *V. inflata* (Toula). Биозоны *V. inflata* и *V. crassicollis* в автохтонных ориктоценозах не пересекаются, они разделены интервалом зон *V. keyserlingi* и *V. sublaevis* [5].

С учетом вышеизложенных замечаний, корреляция фаунистических слоев Северного и Южного Сихотэ-Алиня может быть проведена следующим образом (табл. 2).

Слоям с *V. keyserlingi*, *V. inflata* на севере соответствуют на юге Сихотэ-Алиня верхние уровни таухинской свиты с *V. inflata* и нижние уровни ключевской свиты с *V. inflata* и *V. keyserlingi*.

Слой с *V. sublaevis*, *V. crassicollis* отвечают нижним уровням, а слой с *V. aff. sublaevis*, *Homolsomites* — верхним уровням слоев с *V. solida* южно-сихотэ-алинской схемы [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В. Н. О бореальном нижнем готериве и его фауне в СССР // Геология и геофизика.— 1967.— № 9.— С. 16—22.
2. Богомолов Ю. И. Полиптихины (аммониты) и биостратиграфия бореального валанжина.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.
3. Захаров В. А. Значение полевых литолого-палеоэкологических наблюдений для исследований по систематике // Среда и жизнь в геологическом прошлом.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.— С. 8—15. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 84).
4. Захаров В. А. Бухиазоны в стратотипическом районе // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири/ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1978.— С. 97—128.
5. Захаров В. А. Бухииды и биостратиграфия верхней юры и неокома.— М.: Наука, 1981.
6. Захаров В. А., Богомолов Ю. И. Корреляция бореального и субтетического валанжина по бухиям и аммонитам // Пограничные ярусы юрской и меловой систем.— М.: Наука, 1984.— С. 18—27.
7. Калинин Е. А. Применение палеоэкологического метода при разработке биостратиграфической схемы неоконских отложений на Северном Сихотэ-Алине // Теорет. и прикл. аспекты совр. палеонтол.: Тез. докл. XXXIII сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва (26—30 янв. 1987 г.).— Л., 1987.— С. 31—32.
8. Коновалов В. П. Род *Buchia* в Тихоокеанской области // Эволюция органического мира Тихоокеанского пояса.— Владивосток, 1977.— С. 139—155.
9. Коновалов В. П. Итоги изучения меловых отложений Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ.— Владивосток, 1978.— С. 134—135.
10. Мартынюк М. В., Брудницкая Е. П., Дымович В. А. и др. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Северного Сихотэ-Алиня // Там же.— Владивосток.— С. 115—116.
11. Международный стратиграфический справочник.— М.: Мир, 1978.
12. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978).— Магадан, 1982.
13. Сакс В. Н., Шульгина Н. И. Валанжинский ярус бореального пояса // Биостратиграфия бореального мезозоя.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.— С. 142—149.
14. Стратиграфический кодекс СССР.— Л., 1977.
15. Imlay R. W., Jones D. L. Ammonites from the *Buchia* Zones in Northwestern Oregon.— Washington, 1970. (Geol. Surv. Prof. Pap.; N 647-B).
16. Jeletzky J. A. Lower Cretaceous marine index fossils of the sedimentary basins of western and Arctic Canada.— Ottawa, 1964. (Pap. Geol. Surv. Can.; N 64-11).
17. Jeletzky J. A. Biochronology of the marine boreal Latest Jurassic, Berriassian and Valanginian in Canada. The Boreal Lower Cretaceous // Geol. J.— 1973.— Spec. Iss., N 5.— P. 41—80.
18. Jeletzky J. A. Late Upper Jurassic and Early Lower Cretaceous Fossil Zones of the Canada Western Cordillera, British Columbia // Bull. Geol. Surv. Canada.— 1965.— N 103.— P. 70.
19. Kemper E. Biostratigraphy of the Valanginian in Sverdrup Basin, District of Franklin.— Ottawa, 1977. (Geol. Surv. Canada Pap.; N 76-32).
20. Kemper E., Jeletzky J. A. New stratigraphically and phylogenetically important *Olcostephanid* (Ammonitida) taxa from the uppermost lower and upper Valanginian of Sverdrup Basin, N. W. I.— Ottawa, 1979. (Geol. Surv. Canada pap.; N 79-19).
21. Surlyk F., Zakharov V. A. *Buchiaid* Bivalves from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of East Greenland // Paleontology.— 1982.— V. 25, pt. 4.— P. 727—753.

УДК 552.31 : 550.4(235.47)

В. П. Симаненко

**НИЖНЕМЕЛОВАЯ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ
СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ**

Изучены породы базальт-андезит-дацитового состава, развитые среди нижнемеловых терригенных отложений уктурской свиты. Приведены данные петрографического и химического состава пород и минералов. Выделено два петрохимических типа пород: умеренно-магнезиальные высокоглиноземистые базальтоиды толейтовой серии и высокомагнезиальные, высокохромистые

андезибазальты, андезиты известково-щелочной серии. Породы первого типа залегают в нижней, а второго — в верхней части вулканогенной толщи. На основе анализа SB-диаграммы с использованием данных по вещественному составу пород обсуждаются вопросы происхождения и эволюции выделенных типов магм.

Нижнемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования широко развиты среди готерив-альбских геосинклинальных отложений Восточного Сихотэ-Алиня. Строение,

состав и геотектонические условия формирования вулканических и вулканогенно-осадочных пород этого комплекса изучены лишь в некоторых районах северного Приморья, где

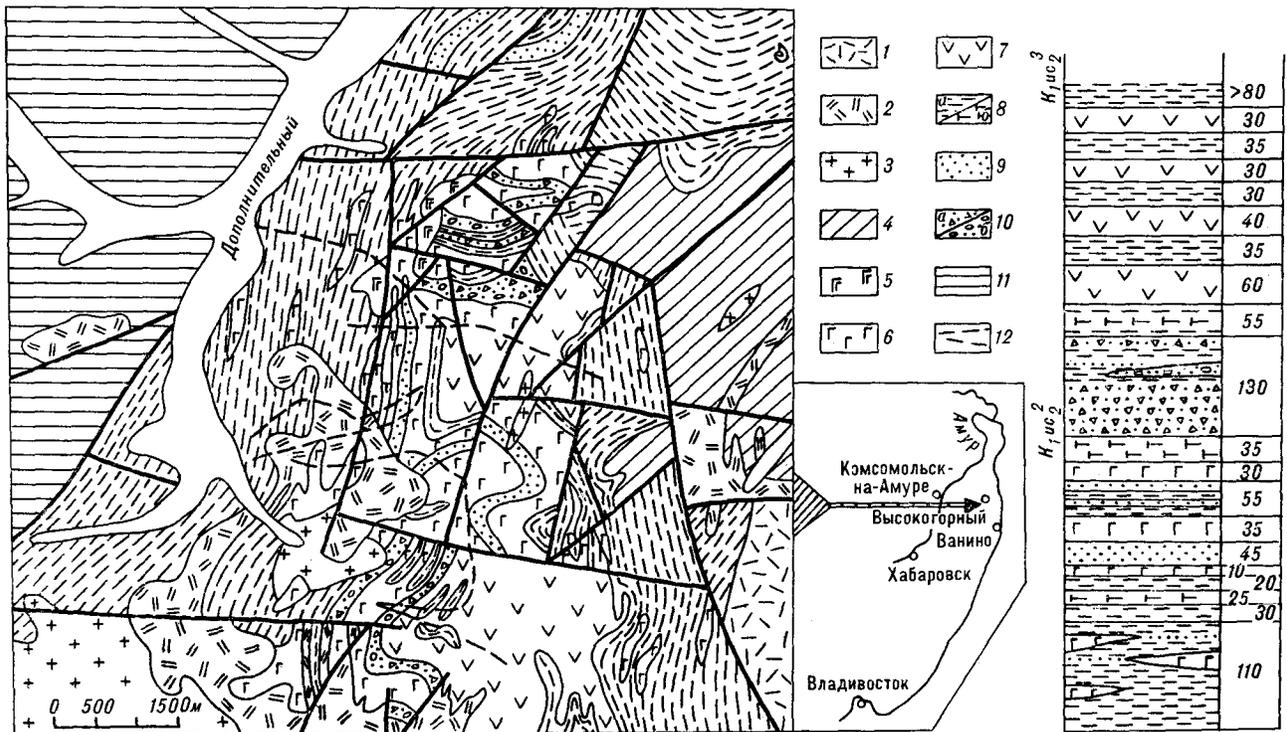


Рис. 1. Геологическая схема и разрез терригенно-вулканогенной толщи Мулинской вулканической структуры (составлена по материалам ПГО Дальгеология с изменениями и дополнениями автора).

1 — эффузивные; 2 — экзтрузивные; 3 — интрузивные образования Восточно-Сихотэ-Алинского пояса; 4 — алевролиты верхней толщи средней подсвиты уктурской свиты (K_{1uc2}³); 5 — диабазы; 6 — базальты, андезибазальты и андезиты толейтовой серии; 7 — андезибазальты, андезиты и дациты известково-щелочной серии; 8 — алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты (а) и тонкообломочные туфы (б); 9 — грубозернистые песчаники; 10 — седиментационные брекчии (а) и конгломераты (б) средней толщи подсвиты уктурской свиты (K_{1uc2}²); 11 — терригенные отложения пионерской свиты; 12 — линии маршрутов с отбором проб.

Состав минералов из базальтоидов Мулинской вулканической структуры

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	53,00	49,23	49,28	—	51,91	50,82	53,10	52,20	51,48	51,72	52,75	53,77	—	—	—	—
TiO ₂	0,20	0,79	—	11,05	0,34	0,31	0,34	0,23	0,75	0,47	0,53	0,06	0,00	0,67	0,00	0,65
Al ₂ O ₃	0,20	4,80	30,99	1,15	1,44	2,65	1,81	2,05	1,76	2,12	1,15	28,90	25,06	25,45	24,91	24,61
FeO	20,99	8,29	0,67	39,95	10,49	5,34	6,81	5,50	9,74	7,61	11,51	0,56	16,94	18,69	19,61	18,30
Fe ₂ O ₃	—	—	—	43,94	—	—	—	—	—	—	—	—	3,21	2,32	3,63	3,37
MnO	0,62	0,19	0,29	0,19	0,28	0,14	0,20	0,19	0,25	0,24	0,31	0,01	0,37	0,26	0,23	0,23
MgO	20,71	14,46	0,06	0,21	19,09	18,00	19,61	18,19	15,63	17,96	18,00	0,01	12,37	11,55	11,25	11,73
CaO	2,82	19,84	14,82	—	15,73	19,36	17,94	18,57	19,24	17,82	15,50	9,90	—	—	—	—
Na ₂ O	0,06	0,29	3,59	—	0,15	0,23	0,18	0,17	0,18	0,16	0,14	5,09	—	—	—	—
K ₂ O	0,01	0,01	0,22	—	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	1,13	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,05	0,37	—	0,15	0,07	0,87	0,54	1,02	0,00	0,16	0,00	0,05	42,24	41,00	41,31	41,23
С у м м а	98,65	98,28	99,92	96,65	99,51	97,74	100,53	98,18	99,02	98,28	99,97	99,47	100,19	99,99	100,94	100,12
f(% An)	36,2	24,3	(68,5)	99,5	23,5	17,51	16,31	14,62	25,9	19,3	26,4	(48,4)	47,3	50,5	53,2	50,5
Si	2,004	1,861	2,269	—	1,930	1,904	1,931	1,940	1,935	1,934	1,956	2,451	—	—	—	—
Ti	0,006	0,022	—	0,325	0,010	0,009	0,009	0,006	0,021	0,013	0,015	0,002	0,000	0,016	0,000	0,016
Al	0,009	0,214	1,682	0,053	0,063	0,017	0,078	0,090	0,078	0,094	0,050	1,552	0,907	0,920	0,907	0,886
Fe ²⁺	0,663	0,262	0,028	1,293	0,326	0,167	0,207	0,172	0,305	0,238	0,357	0,021	0,434	0,480	0,477	0,471
Fe ³⁺	—	—	—	1,306	—	—	—	—	—	—	—	—	0,074	0,054	0,084	0,078
Mn	0,019	0,006	0,011	0,006	0,009	0,005	0,006	0,006	0,008	0,007	0,010	0,001	0,009	0,007	0,006	0,006
Mg	1,167	0,814	0,004	0,013	1,057	1,005	1,062	1,007	0,875	0,994	0,994	0,001	0,557	0,528	0,518	0,540
Ca	0,114	0,803	0,730	—	0,626	0,777	0,699	0,739	0,775	0,714	0,618	0,483	—	—	—	—
Na	0,004	0,022	0,320	—	0,011	0,016	0,013	0,012	0,013	0,011	0,010	0,449	—	—	—	—
K	0,001	0,001	0,013	—	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,066	—	—	—	—
Cr	0,001	0,011	—	0,004	0,002	0,024	0,015	0,028	0,000	0,004	0,000	0,002	1,019	0,995	1,008	1,003
Wo	5,8	42,7	—	—	24,6	34,4	30,6	33,8	34,7	32,3	26,2	—	—	—	—	—
En	60,0	43,3	—	—	66,1	61,9	63,5	59,6	54,1	59,4	60,5	—	—	—	—	—
Fs	34,2	14,0	—	—	9,3	3,7	5,9	6,6	11,2	8,3	13,3	—	—	—	—	—

Примечание. 1—4 — толeutовый базальт, обр. СВ-11/1 (1 — ортопироксен, 2 — клинопироксен, 3 — плагиоклаз, 4 — титаномagnetит); 5—10, 12 — андезитбазальт, обр. СВ-18: 5—8 — клинопироксены вкрапленников (5 — край, 6 — ядро первого кристалла, 6 — край, 7 — ядро второго кристалла), 9—10 — клинопироксены основной массы, 12 — ядро плагиоклаза; 11, 13—16 — андезитбазальт, обр. СВ-6 (11 — клинопироксен, 13—16 — шпинели).

Анализы выполнены в ДВГИ ДВО АН СССР на микрозонде JXA-SA, аналитики С. В. Высоцкий, В. И. Сапин.

они обладают петрогеохимическими чертами, свойственными островодужным магмам, и рассматриваются в составе позднемезозойской островной дуги [2, 4, 6, 7]. Данные по строению и составу разновозрастных вулканических комплексов в северных районах Восточного Сихотэ-Алиня отсутствуют. Автором изучены вулканические и вулканогенно-осадочные породы в составе средней подсвиты уктурской свиты готерив-альбского возраста, развитые в междуречье правых притоков р. Мули — ручьев Дополнительный и Медвежий, слагающие вулканотектоническую структуру в 10 км к югу от пос. Высокогорный. Местоположение, геологическое строение и схематический разрез раннемелового вулканогенно-осадочного комплекса показаны на рис. 1.

Средняя толща уктурской свиты видимой мощностью 850—900 м сложена здесь в основном терригенными отложениями, среди которых наблюдаются мощные потоки вулканитов

основного и среднего состава и пачки вулканогенно-осадочных пород. Терригенные породы представлены главным образом алевролитами и аргиллитами с примесью туфогенного материала и прослоями мелкозернистых песчаников. Вулканические породы составляют около 30—40 % разреза подсвиты. Они представлены базальтами, андезитбазальтами, андезитами, диабазами, образующими потоки мощностью от 5—10 до 30—60 м и более, разделенные пачками тефроидных брекчий, конгломератобрекчий, гравелистых слабо сортированных песчаников, туфов среднего и основного состава и туфоалевролитов. Кроме лавовых потоков внутри вулканоструктуры и за ее пределами известны дайки, силлы и субвулканические тела диабазов и андезитбазальтов. Существенно вулканогенная часть средней подсвиты согласно перекрыта песчаниками, алевролитами и аргиллитами верхней подсвиты уктурской свиты, интродуцирована верхнемеловыми гранитоидами

и экзструзиями риолитов и перекрыта эффузивами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Изучение вещественного состава нижнемеловых вулканитов позволяет отнести их к базальт-андезитовой формации островодужного типа и подразделить на умеренномагнезиальные породы толеитовой серии и высокомагнезиальные — известково-щелочной серии. Умеренномагнезиальные породы слагают три нижние потока в разрезе вулканической толщи общей мощностью около 85 м (см. рис. 1) и представлены главным образом базальтами, диабазами, реже — андезибазальтами и андезитами, встречающимися в верхней части третьего потока. Высокомагнезиальные породы слагают четыре верхних потока вулканической толщи общей мощностью около 160 м и представлены преимущественно андезибазальтами при подчиненной роли андезитов, дацитов и лагитов.

Умеренномагнезиальные базальты, андезибазальты и андезиты в петрографическом отношении представляют собой порфировые породы, содержащие во вкраплениях плагиоклаз, клинопироксен и ортопироксен. Все эти разновидности пород не имеют устойчивых различий по характеру и количественному соотношению вкрапленников, но отличаются по содержанию свободного кварца в основной массе. Вкрапленники составляют 10—20% объема пород. Плагиоклазы и клинопироксены часто образуют гломеропорфиновые сростки, что свидетельствует об их одновременной кристаллизации на интрателлурическом этапе. Плагиоклазы вкрапленников слабо зональны с нечеткими, размытыми границами между зонами, содержат включения вулканического стекла; в ядрах состав плагиоклазов соответствует лабрадору (An_{72-65}), по краям — андезин-лабрадору (An_{52-48}). Клинопироксен образует призматические зерна, по составу соответствующие высокоглиноземистому авгиту ($Al_2O_3 = 4,80\%$; табл. 1, рис. 2), что является отражением химического состава вмещающих пород (табл. 2). Ортопироксен во вкраплениях присутствует спорадически и по составу соответствует гиперстену.

Основная масса базальтов сложена микролитами плагиоклаза (An_{40-46}), мелкими зернами авгита и магнетита, погруженными в стекловатый базис. Структура основной массы толеитовая, мелкозернистая, участками трахитоидная. Основная масса андезибазальтов и андезитов состоит из удлиненных, искривленных, часто футлярообразных выделений плагиоклаза с расщепленными краями (типа «ласточкин хвост»), мелких зерен клинопироксена, магнетита и переменного количества зерен квар-

ца, погруженных в вариолитовую или метельчатую основную массу.

Диабазы состоят из плагиоклаза, клинопироксена, рудного минерала и мезостазиса. Структура диабазов призматически-офитовая с элементами графической и интерсертальной. Плагиоклаз (40—60%) в виде призматических кристаллов размером 0,6—2 мм образует радиально-лучистые агрегаты с выделением клинопироксена в интерстициях. Кристаллы клинопироксена (35—40%) размером 0,5—1 мм часто вытянуты в одном направлении. Рудный минерал (до 5%) присутствует в виде изометричных зерен размером до 0,5 мм и скелетных кристаллов. Мезостазис (10—15%) состоит из стекловатого вещества, полностью замещенного хлоритом.

Вторичные изменения в этих породах умеренные. Они выразились в хлоритизации вулканического стекла основной массы, слабой альбитизации плагиоклазов, развитии кальцита и кварца по микротрещинам.

Химический состав пород приведен в табл. 2. Породы описываемой части разреза вулканической толщи обладают умеренными содержаниями железа, магния, натрия и повышенными концентрациями титана и глинозема. По содержанию калия они относятся к низко- и среднекалиевому типу ($K_2O = 0,57-2,63\%$). По соотношению K_2O/Na_2O (0,14—0,58) подавляющее большинство пород этой части разреза относится к калинатовой и лишь некоторые из андезибазальтов — к натровой петро-

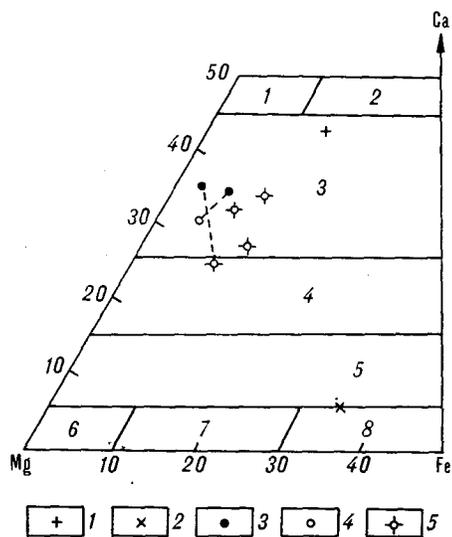


Рис. 2. Диаграмма составов пироксенов.

Поля: 1 — диопсида, 2 — салита, 3 — авгита, 4 — субкальциевого авгита, 5 — пижонита, 6 — энстатита, 7 — бронзита, 8 — гиперстена. Составы пироксенов: 1 — клинопироксен, 2 — гиперстен толеитового базальта (обр. СВ-11/1), 3 — ядро, 4 — край вкрапленников, 5 — клинопироксенов основной массы афировых (обр. СВ-6) и пироксен-плагиофировых (обр. СВ-18) андезибазальтов известково-щелочной серии.

Химический состав (окислы в мас. %, элементы в г/т) магматических пород Муллинской вулканической структуры

Компоненты	1 СВ-10/2	2 СВ-11	3 СВ-11/1	4 СВ-30/1	5 СВ-30	6 СВ-19/2	7 СВ-20/1	8 СВ-18/1	9 СВ-6	10 СВ-18	11 СВ-22	12 СВ-12/3	13 СВ-26/5	14 СВ-20/2	15 СВ-22/2	16 СВ-12
SiO ₂	49,55	49,80	51,05	46,05	48,05	54,10	58,20	60,50	53,65	53,16	54,65	55,00	55,00	57,00	58,90	63,50
TiO ₂	1,19	1,19	1,19	1,34	1,46	1,81	1,27	1,35	0,65	0,68	0,82	0,74	0,64	0,86	0,79	0,81
Al ₂ O ₃	18,25	18,12	18,02	16,38	17,22	16,56	14,79	15,77	17,58	16,71	15,63	17,24	17,03	15,10	15,86	14,97
Fe ₂ O ₃	6,60	6,44	5,50	5,65	2,93	3,08	2,07	3,00	3,24	2,43	2,71	4,30	1,91	2,31	2,42	2,60
FeO	3,91	3,34	4,12	2,85	5,60	5,74	5,03	4,89	2,92	4,61	4,68	1,87	4,40	3,91	3,06	2,64
MnO	0,17	0,22	0,19	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,10	0,11	0,11	0,09	0,12	0,11	0,09	0,07
MgO	5,49	5,39	5,29	6,66	6,05	3,38	4,24	2,06	8,01	6,76	6,12	5,83	6,49	6,83	5,63	3,01
CaO	8,18	8,79	8,86	8,86	8,29	6,81	6,08	3,20	6,97	6,95	6,93	6,61	8,04	4,17	4,22	1,79
Na ₂ O	2,36	2,98	2,98	2,32	1,90	4,18	5,17	4,04	3,42	3,79	3,31	3,30	0,79	1,99	3,12	3,70
K ₂ O	1,03	1,19	1,09	0,65	0,55	0,69	0,57	2,63	0,40	1,19	1,32	1,77	2,04	3,64	2,26	3,58
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,25	0,17	0,19	0,36	0,20	0,18	0,11	0,10	0,10	0,13	0,13	0,13	0,16	0,17
H ₂ O ⁻	0,20	0,16	0,16	0,18	0,14	0,21	0,13	0,13	0,20	0,16	0,10	0,14	0,18	0,13	0,25	0,06
H ₂ O ⁺	2,53	2,26	1,61	8,38	7,10	2,72	1,75	1,96	3,50	3,09	3,06	2,69	2,78	3,43	2,79	2,99
Сумма	99,71	100,13	100,38	99,60	99,60	99,73	99,72	99,82	100,45	99,73	99,73	99,71	99,50	99,61	99,55	99,89
Rb	10	47	49	10	10	10	10	60	17	42	20	62	25	54	58	122
Sr	491	603	575	416	425	227	135	215	421	316	289	361	109	262	228	218
Ba	338	382	366	262	226	162	168	568	236	394	418	284	302	432	388	710
Zr	108	98	88	85	71	169	118	215	93	89	95	76	110	138	143	232
Y	23	21	20	11	21	27	10	35	22	31	19	20	20	25	30	33
Ni	36	35	33	92	105	20	22	10	55	53	52	53	82	43	52	54
Co	25	29	26	34	44	25	22	20	24	28	22	24	29	23	22	15
Cr	77	65	75	217	206	29	97	48	1291	653	519	396	846	765	989	233
V	249	225	220	182	181	150	159	91	164	172	152	161	158	136	131	115
Cu	57	50	45	71	86	54	50	15	85	83	86	62	30	52	62	35
Sr/Ca	839	959	908	656	717	466	310	939	845	636	583	764	189	672	750	1303
Ba/Ca	578	608	578	443	381	332	386	483	473	793	843	601	525	1108	1286	5549
FeO*/MgO	1,79	1,69	1,71	1,19	1,36	2,52	1,62	3,68	0,72	1,00	1,16	1,06	0,94	0,87	0,93	1,65
f (%)	50,2	48,7	49,3	40,0	43,3	58,5	47,7	0,67	29,0	36,0	39,5	35,6	34,6	32,9	34,3	48,0

Примечание. 1—8 — породы толстовой серии нижней части вулканической структуры; 1—3 — пироксен-плагиофировые базальты, 4—5 — диабазы, 6 — андезитобазальт, 7—8 — андезиты; 9—16 — высокомагнезистые породы изовоксидной серии верхней части разреза вулканической структуры; 9 — адрифовый андезитобазальт, 10—11 — пироксен-плагиофировые андезитобазальты, 12 — плагиофировый андезитобазальт, 13 — плагиофировый андезитобазальт глобулярный, 14 — латит, 15 — плагиофировый андезит, 16 — плагиофировый дацит. Sr/Ca, Ba/Ca = $n \cdot 10^3$.

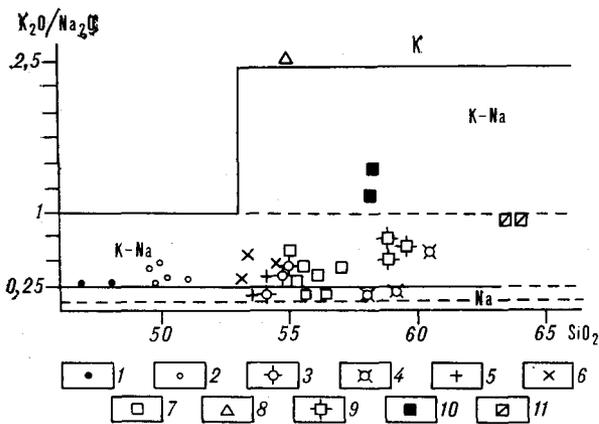


Рис. 3. Положение составов пород Мулинской вулкано-структуры на диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2$.

Поля: К — калиевой, К — Na — калинатриевой, Na — натриевой серий. Точки: 1 — диабазов; 2 — базальтов; 3 — андезибазальтов; 4 — андезитов толеитовой серии; 6 — афировых; 7 — пироксен-плаггиофировых; 8 — плаггиофировых андезибазальтов; 9 — миндалекаменных плаггиофировых андезибазальтов; 10 — андезитов; 11 — дацитов известково-щелочной серии.

химическим сериям (рис. 3). Соотношение FeO^*/MgO в этих породах изменяется от 1,19—2,14 в базальтах до 2,71—3,68 в андезитах (рис. 4). На диаграмме АФМ (рис. 5) они образуют единый петрохимический ряд от кварц-нормативных базальтов до андезитов и располагаются в области толеитовой петрохимической серии. По сравнению со среднемировыми толеитами эти породы резко обогащены стронцием и барием и обеднены цирконием и элементами группы железа (Ni, Co, Cr). Приведенные особенности петрографического и химического состава позволяют уверенно относить породы нижней части вулканогенной толщи к толеитовой серии островодужного типа.

Высокомagneзиальные породы представлены афировыми, плаггиофировыми и пироксен-плаггиофировыми андезибазальтами и андезитами, лагитами и плаггиофировыми дацитами натровой и калинатровой серий. Главной особенностью состава этих пород является высокое содержание в них магния и хрома, что сближает их с высокомagneзиальными андезитами и бонинитами островных дуг.

Афировые андезибазальты натровой серии (обр. СВ-6, см. табл. 2) состоят из плаггиоклаза, клинопироксена, криптокристаллического и стекловатого мезостазиса, мельчайших выделений акцессорной шпинели и вторичных минералов — бастита, хлорита и кальцита. Структура базиса интерсертальная, гялопилитовая, текстура массивная. Плаггиоклаз (An₄₈₋₄₉, см. табл. 1) содержится в количестве 35—40% в виде лейст и микролитов размером 0,05—0,3 мм в основной массе породы. Клинопироксен ($Wo_{26}En_{61}Fs_{13}$) присутствует в количестве 25—30% в виде отдельных изомет-

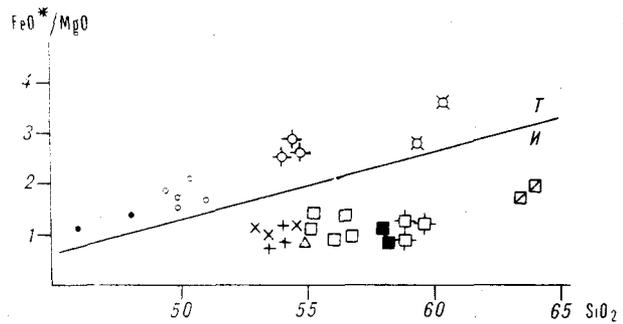


Рис. 4. Положение составов пород Мулинской вулкано-структуры на диаграмме $FeO^*/MgO - SiO_2$. Поля: Т — толеитовых магм, И — известково-щелочных магм. Точки составов см. на рис. 3.

ричных зерен и скелетных кристаллов размером 0,05—0,2 мм, которые располагаются в интерстициях между лейстами плаггиоклаза и в стекловатом мезостазисе. Бастит образует псевдоморфозы по ортопироксену, а хлорит и кальцит развиваются по стеклу основной массы. Специфической чертой афировых андезибазальтов, как и других высокомagneзиальных пород, является присутствие в основной массе мельчайших (5—10, редко 50 мкм) неравномерно рассеянных выделений акцессорной шпинели. По химическому составу (см. табл. 1, рис. 6) эта шпинель относится к умереннохромистой и глиноземистой разновидности и вносит значительный вклад в общую высокую концентрацию хрома в породе, которая составляет более 1200 г/т (см. табл. 2). Отношение

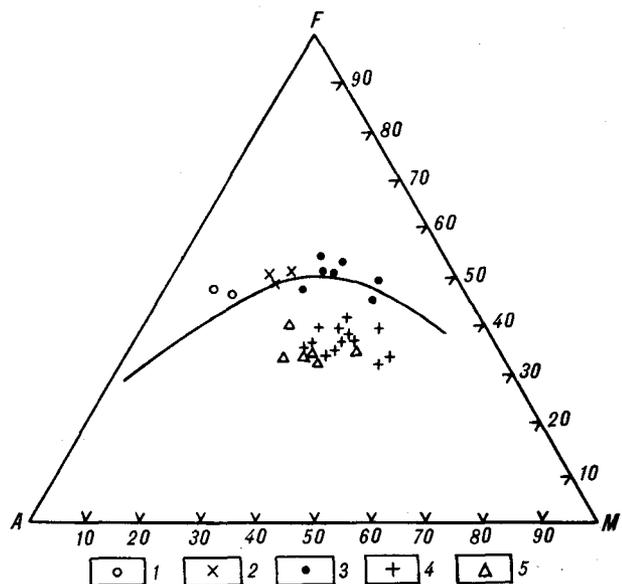


Рис. 5. Диаграмма АФМ магматических пород Мулинской вулкано-структуры. 1 — диабазы и базальты; 2 — андезибазальты; 3 — андезиты толеитовой серии; 4 — андезибазальты; 5 — андезиты и дациты известково-щелочной серии.

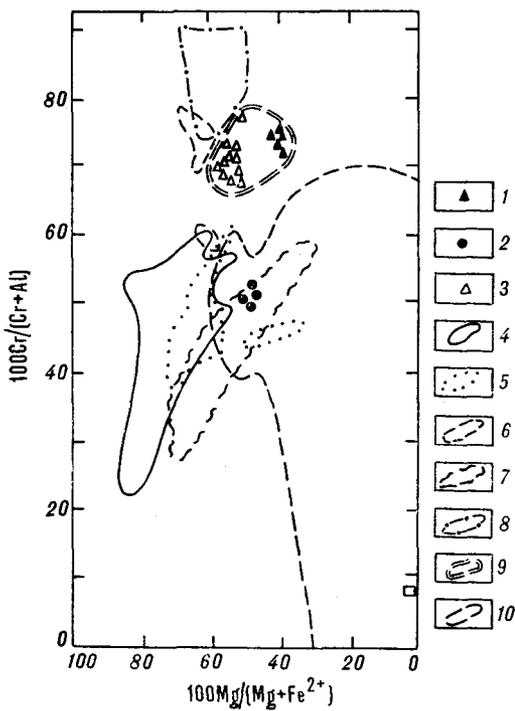


Рис. 6. Диаграмма составов аксессуарных шпинелей.

1 — титаномагнетит толеитовых базальтов (обр. СВ-11/1); 2 — шпинели афировых известково-щелочных базальтов (обр. СВ-6); 3 — шпинели из базальтоидов плато Манихики [10]. Поля составов шпинелей: 4 — абиссальных базальтов; 5 — базальтов задуговых (back-arc) бассейнов; 6 — базальтов Троодос [12]; 7 — низкотитанистых базальтов зоны Муссау; 8 — бонинитов; 9 — базальтов плато Манихики; 10 — базальтов и андезитов островных дуг.

$Cr/(Cr + Al)$ в шпинели является почти постоянным и изменяется в пределах 51,9—53,1 %, а отношение $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ варьирует в пределах 49,5—52,3 % (см. рис. 6). От шпинелей океанических толеитов [12] шпинель высокомагнезиальных афировых андезибазальтов отличается меньшей магнезиальностью и большей хромистостью, а от шпинелей высокомагнезиальных андезитов молодых островных дуг и бонинитов — меньшей хромистостью и более всего соответствует составу шпинели из высокомагнезиальных базальтов влк. Алайд Курило-Камчатской вулканической дуги [10]. Среди группы магнезиальных пород афировые андезибазальты являются наиболее магнезиальными ($MgO = 8,0\%$), высокохромистыми и глиноземистыми ($Al_2O_3 = 17,58\%$).

Пироксен плагиоклазовые андезибазальты состоит из плагиоклаза, клинопироксена, аксессуарной шпинели (?) и мезостазиса. Структура породы порфировая, основная масса микролитовая, интерсертальная, интергранулярная. Плагиоклаз вкрапленников (8—10 %) по составу соответствует андезин-лабрадору, имеет размеры 0,6—2 мм, нередко содержит включения стекла. Наряду с изолированными фено-

кристаллами плагиоклаза наблюдаются их номинеральные гломеропорфировые агрегаты и сростки с клинопироксеном. Плагиоклазы основной массы образуют лейстовидные кристаллы и микролиты размером 0,02—0,2 мм в стекловатом мезостазице. Клинопироксен содержится в виде вкрапленников и зерен в мезостазице. Вкрапленники (5—15 %) образуют отчетливо зональные кристаллы размером 1—2 мм. По химическому составу ядра фенокристаллов клинопироксена соответствуют хромистому авгиту ($W_{0,33,8-34,4}En_{59,6-61,9}Fs_{3,7-6,6}$) с содержанием $Cr_2O_3 = 0,87-1,02\%$ (обр. СВ-18, см. табл. 1, рис. 2). В краевых зонах кристаллов наблюдается снижение хромистости и магнезиальности и увеличение железистости, которые сопровождаются снижением волластонитового и увеличением энстатитового миналов в пироксене. В базисе породы пироксен представлен авгитом ($W_{0,32,3-34,7}En_{54,1-59,4}Fs_{11,2-8,3}$), выделения которого размером 0,04—0,05 мм содержатся в количестве до 30 %. Криптокристаллический и стекловатый базис составляет 10—15 % породы, содержит пылеватые выделения рудного минерала (шпинели?), микровыделения плагиоклаза, пироксена и, вероятно, ортоклаза. По стеклу основной массы развивается хлорит. По химическому составу пироксен-плагиофировые андезибазальты относятся к среднекалиевому типу калинатровой петрохимической серии и содержат меньше магния, глинозема, хрома и больше калия, чем афировые андезибазальты.

Среди плагиофировых андезибазальтов по структурно-текстурным особенностям выделяются массивные и миндалекаменные разновидности. Массивные плагиофировые андезибазальты развиты повсеместно, относятся к среднекалиевому типу калинатровой серии, содержат 10—15 % вкрапленников слабо зонального плагиоклаза (андезин), образующего индивидуальные кристаллы и гломеропорфировые сростки. Этим породам свойственна микролитовая, интерсертальная и зародышево-вариолитовая структура основной массы, когда скелетные лейсты и микролиты плагиоклаза и пироксена собраны в радиальные, сноповидные и метельчатые агрегаты, пространства между которыми выполнены скелетными кристаллами плагиоклаза, клинопироксена, неправильными выделениями кварца и вулканическим стеклом.

В южной части вулканической постройки в истоках правых притоков руч. Дополнительный в центральной и верхней частях лавовых потоков андезибазальтов встречаются лавы с миндалекаменной текстурой. Основная масса миндалекаменных андезибазальтов имеет микролитовую, но в большей части метельчатую или вариолитовую структуру, образованную скелетными кристаллами плагиоклаза и пироксена,

собранными в метелки, и вулканическим стеклом. Миндалины округлой и уплощенной формы диаметром 3—5 мм составляют 30—40 % объема породы и ориентированы по течению потока, что подчеркивается наличием флюидальности. Они выполнены халцедоновидным кварцем, альбитом, актинолитом, гидрослюдой и сосюритом. По химическому составу плагиофировые андезибазальты в сравнении с пироксен-плагиофировыми разновидностями более кремнекислые, глиноземистые и калиевые. Миндалекаменные андезибазальты отличаются от массивных большей калиевостью и попадают в группу высококалиевых пород (см. рис. 3), что связано с большей степенью их измененности.

Андезиты по минеральному составу и структурным особенностям близки пироксен-плагиофировым андезибазальтам. Структура их порфировая, основная масса микролитовая. Вкрапленники составляют 5—15 % породы. Представлены они фенокристаллами андезина (0,5—1 мм) и клинопироксена (авгит) примерно в равных количествах. Основная масса состоит из беспорядочно ориентированных удлиненных микролитов плагиоклаза (40—50 %), мелких зерен пироксена (10—15 %) и ксеноморфных зерен кварца (10 %), выполняющих интерстиционные пространства между лейстами плагиоклаза, погруженными в хлоритизированное вулканическое стекло.

Латиты встречаются совместно с миндалекаменными андезибазальтами. Структура латитов вариолитовая, сферолитовая, участками криптокристаллическая, переходящая в гранофировую. Порода состоит из ортоклаза, альбит-олигоклаза, пироксена (авгита), небольшого количества выделений кварца, образующих сферолитовые обособления, погруженные в хлоритизированное вулканическое стекло, или входящих в состав гранофировых кварц-полевошпат-клинопироксеновых сростков. В основной массе встречаются единичные округлые глобулярные выделения (0,5—1 мм) альбит-ортоклазового состава. Порода подвержена поздним метасоматическим изменениям, выразившимся в образовании кварц-альбит-пренитовых прожилков и замещении стекла основной массы хлоритом. Латиты относятся к высококалиевому типу калинатриевой серии (см. рис. 3), а высокая их калиевость, вероятно, обусловлена вторичными изменениями.

Наиболее кислые разности пород — дациты — встречаются в верхнем лавовом потоке. Они содержат 20—25 % крупных (0,5—1,5 мм) вкрапленников плагиоклаза, полностью замещенного сосюритом, погруженных в мелкозернистую основную массу, состоящую из микролитов плагиоклаза, ортоклаза, кварца, пластинчатых выделений ильменита или титано-

магнетита и вулканического стекла. Порода интенсивно изменена. Полевые шпаты сосюритизированы и альбитизированы, темноцветные минералы и стекло замещены актинолитом, гидробиотитом и хлоритом. Тонкие трещины в породе выполнены поздним турмалин-кварцевым агрегатом.

Таким образом, общей особенностью магматических пород верхней части разреза вулканической толщи Мулинской вулканической структуры является преобладающий порфировый тип лав при подчиненной роли афировых разностей, широкое развитие вариолитовых, метельчатых, сферолитовых и микролитовых структур основной массы. Подавляющее большинство пород относится к умеренно-калиевому типу калинатровой серии, обладает низкой величиной отношения FeO^*/MgO , низкими содержаниями титана, никеля и кобальта и высокими — магния, хрома и крупноионных литофильных элементов. Эти особенности позволяют уверенно относить высокомагнезиальные породы к известково-щелочной петрохимической серии. Повышенная калиевость некоторых пород обусловлена вторичными изменениями. В то же время повышенные содержания магния и аномально высокие содержания хрома в этих породах сближают их с высокомагнезиальными породами океанических областей и бонинитами и высокомагнезиальными андезитами развитых и молодых островных дуг. От пород одинаковой кремнекислотности толеитовой серии нижней части разреза вулканогенной толщи их отличает повышенная калиевость и магнезиальность и, как следствие, более высокие содержания рубидия, стронция, бария, кобальта и хрома, пониженная титанистость и железистость при одинаковых значениях концентраций циркония, кобальта и ванадия. Таким образом, на примере Мулинской вулканоструктуры наглядно проявляются отличительные признаки пород толеитовой и известково-щелочной серий островных дуг, подробно описанные в ряде работ [1, 8 и др.].

Приведенные минералого-петрогеохимические данные позволяют выявить петрогенетические соотношения пород толеитовой и известково-щелочной серий, сделать предположение о составех, механизмах происхождения и путях эволюции материнских магм.

Как видно из приведенных данных, наиболее основные породы толеитовой и известково-щелочной серий обладают высокой глиноземистостью, принадлежат натровому петрохимическому типу, характеризуются высокими концентрациями крупноионных литофилов, т. е. имеют много родственных петрохимических черт, что указывает на единый источник их родоначальных магм. На SB-диаграмме (рис. 7),

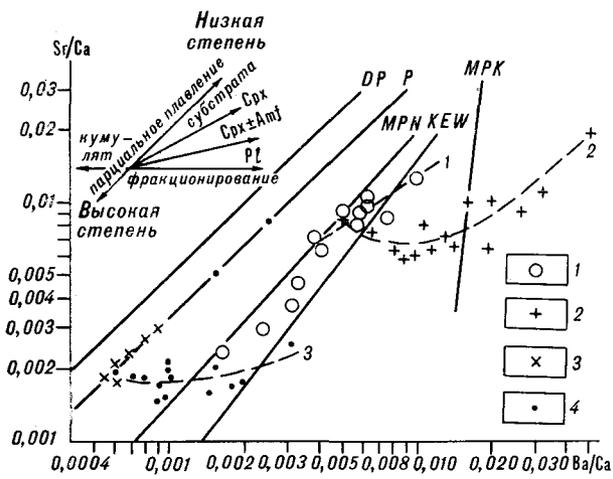


Рис. 7. Диаграмма Sr/Ca — Ba/Ca с трендами типовых магм и родоначальных субстратов.

Линиями показаны тренды: P — нормальных базальтов и перидотитовых (хондритовых) субстратов; DP — деплетированных базальтов и перидотитовых субстратов; MPN — щелочно-натриевых пикритов, базальтов и метAPERидотитовых субстратов; KEW — калиевых пикритов, базальтов (шошонинов) и субстратов калиевых энклитов, вебстеритов, верлитов; MPK — щелочно-кальцевых пикритов, базальтов и метAPERидотитовых субстратов по [3]. Точки составов пород: 1 — толеитовой, 2 — известково-щелочной серии Мулинской вулканоструктуры, 3 — марианит-бонинитовой серии по [19], 4 — бонинитов и высокомагнезиальных андезитов Папуа Новой Гвинеи [13]. Пунктиром показаны тренды дифференциации пород: 1 — толеитовой, 2 — известково-щелочной серии, 3 — высокомагнезиальных андезитов Папуа Новой Гвинеи.

предложенной японскими геохимиками [14, 18], дополненной А. А. Цветковым [9] и нами [3], позволяющей надежно оценить состав и степень частичного плавления исходного вещества, приводящего к образованию островодужных магм, а также пути их дифференциации, диабазы и базальты толеитовой серии располагаются вблизи линии плавления натровых метаморфизованных перидотитов (MPN). Составы андезитобазальтов и андезитов смещаются под острым углом вправо от линии плавления с несколько большим накоплением Sr относительно Ba в кислых породах. Такое направление дифференциации магмы может быть обеспечено большей степенью фракционирования из расплава пироксена относительно плагиоклаза.

Следовательно, можно сделать вывод, что образование базальтовых магм толеитовой серии происходило путем частичного плавления метаморфизованного натрового перидотитового субстрата, а более кислые породы этой серии образовались путем кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы с фракционированием главным образом пироксена. Судя по положению кривой дифференциации, степень плавления субстрата была невысокой, а плавление происходило в сухих условиях при высокой температуре. Температура образования толеитовых базальтов составляет: по дву-пироксеновому термометру Линдсли [16], для

давления 1 атм — 1180—1200 °С, 5 кбар — 1130—890 °С; по плагиоклазовому термометру Кудо-Уэйлла [15] для давления 0 кбар — 1319 °С, 0,5 кбар — 1266 °С, 1 кбар — 1233 °С, 5 кбар — 985 °С; а по плагиоклазовому термометру Матеса [17] для давления 0 кбар — 1265 °С, 0,5 кбар — 1328 °С и 1 кбар — 1273 °С.

Как отмечалось выше, породы известково-щелочной серии Мулинской вулканоструктуры по главным минералогическим и петрохимическим параметрам близки аналогичным породам островных дуг, но проявляют «бонинитовую тенденцию», выразившуюся в высоком содержании в них магния и хрома. Близость этих пород к высокомагнезиальным породам океанических областей и бонинитам островных дуг, залегающим в основании энсиматических островных дуг [10, 13, 19], отражает и диаграмма Sr/Y (рис. 8), предложенная Д. Пирсом [5]. Однако от типичных пород бонинит-марианитовых ассоциаций и высокомагнезиальных андезитов зрелых островных дуг [20], образовавшихся за счет плавления мантийных обводненных субстратов различного состава при широкой вариации термодинамических параметров, высокомагнезиальные андезиты Северного Сихотэ-Алиня отличаются отсутствием таких характерных для пород бонинитовых серий минералов — вкрапленников, как высокомагнезиальных оливина, клиноэнстатита, пиджонита или бронзита, и присутствием большого количества вкрапленников плагиоклаза. Кроме того, породы Мулинской структуры по сравнению с породами бонинитовых серий обладают аномально высокими концентрациями крупнокатионных литофильных элементов и низкими содержаниями всех, кроме хрома, элементов группы железа. Следовательно, высокомагнезиальные породы Мулинской структуры не могут рассматриваться в качестве производных бонинитовых магм. Однако нельзя их считать и дериватами ранней толеитовой магмы, образовавшимися за счет специфических процессов дифференциации последней, в результате чего произошло бы накопление магния и хрома. Этому противоречит отчетливо выраженный тренд дифференциации толеитовой магмы от базальтов до андезитов с сохранением в разных по кремнекислотности породах всех характеристик, свойственных толеитовой серии. В то же время структурные, минералогические и петрогеохимические данные свидетельствуют о едином мантийном источнике для выплавленных толеитовых и высокомагнезиальных известково-щелочных магм. Поэтому можно полагать, что выплавление первичных высокомагнезиальных магм произошло из того же мантийного субстрата, что и выплавление толеитовых магм, но при изменившихся условиях, например, при увеличении степени об-

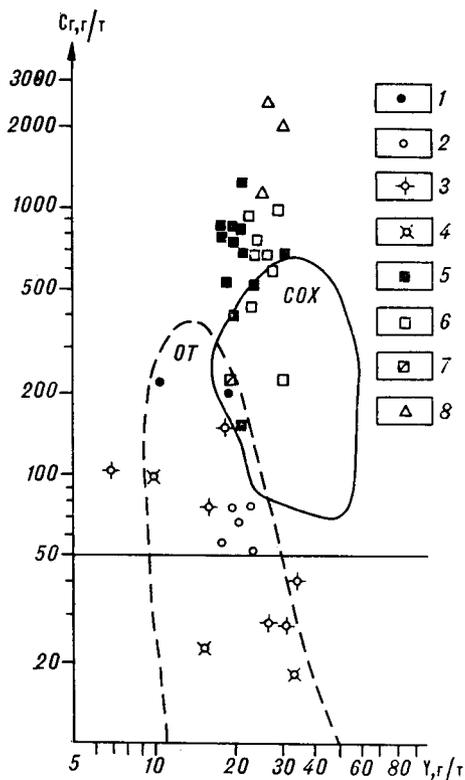


Рис. 8. Диаграмма Sr—Y Дж. Пирса [5].

Поля: СОХ — толеитов срединно-океанических хребтов, ОТ — островодужных толеитов, включая известково-щелочные и щелочные базальты океанических дуг. 1—7 — точки составов пород Мулинской вулканоструктуры: 1 — диабазы, 2 — базальты, 3 — андезибазальты, 4 — андезиты толеитовой серии; 5 — андезибазальты, 6 — андезиты, 7 — дациты известково-щелочной серии; 8 — базальты плато Манихики [11].

водненности и повышении температуры плавления мантийного субстрата.

Согласно экспериментам в присутствии паров воды и при повышении температуры на ликвидусе образуются более основные фазы. По данным пироксеновой термометрии Линдсли [16], температура кристаллизации высокомагнезиальных афировых андезибазальтов для давления 5 кбар составляет 1300 °С, а для дав-

ления 10 кбар — 1315 °С, для ядерных частей пироксенов из пироксен-плаггиофировых андезибазальтов при тех же давлениях температура кристаллизации — 1260 и 1280 °С, а для краевых частей — 1320 и 1340 °С соответственно. Таким образом, температура кристаллизации высокомагнезиальных андезибазальтов несколько выше, чем толеитовых базальтов. Следовательно, обводнение мантийного субстрата и повышение температуры могли привести к частичному выплавлению из него тугоплавких компонентов — оливина, ортопироксена и хромита, что увеличило концентрации магния и хрома в первичной магме, образовавшей в дальнейшем всю серию высокомагнезиальных пород, но не изменило отношений Sr/Ca, Ba/Ca и Sr/Ba, так как в этих фазах отсутствуют щелочноземельные катионы.

По совокупности признаков химического состава и широкому развитию вариолитовых структур, свидетельствующих о быстром остывании магмы, первичной высокомагнезиальной мантийной выплавке соответствуют афировые андезибазальты, фигуративные точки состава которых на SB-диаграмме располагаются на линии плавления натровых метаперидотитов. Пироксен-плаггиофировые и плаггиофировые андезибазальты являются дериватами первичных афировых андезибазальтов. На это указывают их большие в сравнении с афировыми разностями кремнекислотность, калиевость и железистость, большая величина отношения FeO^*/MgO , меньшая магнезиальность и хромистость, а также высокое отношение Ba/Ca при постоянной или даже немного уменьшающейся величине отношения Sr/Ca. Эти данные, наряду с отчетливой прямой зональностью пироксенов, свидетельствуют о том, что ранняя эволюция высокомагнезиальных магм протекала, главным образом, при сепарации из расплава плаггиоклаза. Дальнейшая дифференциация магм от андезибазальтов до дацитов связана с совместным фракционированием пироксена и плаггиоклаза и сопровождается возрастанием отношения Sr/Ba (см. рис. 7).

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988.
2. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. — М.: Наука, 1984.
3. Говоров И. Н., Говоров Г. И., Бадреднинов З. Г., Симаненко В. П. Геохимические корреляции вулканитов активной окраины Азии и Тихого океана // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика/Ин-т геохимии СО АН СССР. — Иркутск, 1987. — С. 56—76.
4. Коваленко С. В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. — Владивосток, 1980. — С. 129—133.
5. Пирс Дж. А., Липард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов под зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. — М.: Мир, 1987. — С. 123—165.
6. Симаненко В. П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. — М.: Наука, 1984. — С. 146—151.
7. Симаненко В. П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан, геология. — 1986. — № 1. — С. 7—13.
8. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. — М.: Недра, 1985.

9. Цветков А. А. Островодужный магматизм по данным анализа SB-диаграмм // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 7.— С. 12—16.
10. Bailey J. C., Frolova T. I., Buricova I. A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contrib. Miner. and Petrol.— 1989.— V. 102.— P. 265—280.
11. Clogue D. A. Petrology of basaltic and gabbroic rocks dredged from the Danger island troughs, Manihiki Plateau // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1976.— V. 33.— P. 891—907.
12. Dick H. J., Bullen T. Cromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpin-type peridotites and spatially associated lavas // Ibid.— 1984.— V. 86.— P. 54—76.
13. Jenner G. A. Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea // Chemical Geol.— 1981.— V. 33.— P. 307—332.
14. Isshiki N., Onuma N., Hurano M. Sr/Ca — Be/Ca systematics of Quaternary volcanoes in Tashima, Udo-nejima, Niijima and Kozushima, the Islands, Japan // Geochim. J.— 1982.— V. 16.— P. 119—127.
15. Kudo A. M., Weill D. F. An igneous plagioclase thermometer // Ibid.— 1970.— V. 25, N 1.— P. 52—65.
16. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry // Amer. Miner.— 1983.— V. 68, N 5, 6.— P. 477—493.
17. Mathez E. A. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks // Contrib. Miner. and Petrol.— 1973.— V. 41.— P. 61—72.
18. Onuma N., Hurano M., Isshiki N. Sr/Ca — Ba/Ca systematics in four volcanoes of Oshima, Izu Islands, Japan // Geochim. J.— 1981.— V. 15.— P. 315—324.
19. Sharaskin A. Ya. Petrology and geochemistry of basement rocks from five Leg 60 sites // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1982.— V. 60.— P. 647—656.
20. Tatsumi Y., Ichizaka K. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi Volcanic belt, Southwest Japan. I. Petrographical and chemical characteristics // Earth and Planet. Sci.— 1982.— V. 60.— P. 293—304.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
2 февраля 1990 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.7.032

Р. Квет

ПОЛНАЯ ПЕРИОДИЧЕСКАЯ ШКАЛА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

На основе представления о геотектонических этапах (циклах) длительностью около 220 млн лет про-

ведена периодизация геологической и догеологической истории Земли.

Шкала времени, представленная в настоящей статье, завершает многолетнюю работу по преодолению недостатков общих теоретических соображений в близких нам отраслях науки, тесно связанных по целому ряду аспектов, — в геологии и географии. На основании независимых сведений о разрывных зонах, для которых оказалась справедлива простая формула 2^k , ранее была разработана методологическая концепция. Она привела к созданию гипотезы и впоследствии модели планетарных равноудаленных разрывных систем (ПРРС) [3]. Однако лишь использование достижений синергетики с иерархическими системами и периодичностью [9] позволило построить четырехмерную (времяпространственную) модель. Основой для нее послужило предположение о равной продолжительности галактического года и геотектонического этапа. После того как нам удалось, прежде всего на основании интервала так называемого глобального оледенения Земли, установить продолжительность геотектонического этапа, уже не было препятствий для разработки новой концепции периодичности геологического времени [4]. Для шести расшифрованных сетей ПРРС были определены соответствующие им геотектонические этапы. Проведено иерархическое расчленение фаз геотектонического этапа [5]. В последние годы появились новые геологические работы, которые вместе с обнаружением седьмой сети ПРРС [6] послужили импульсом к составлению по выявленному принципу шкалы геологического времени. Ниже приводится модель, которая, возможно, станет предметом анализа и критики, а также поводом для разработки более глубокой концепции геологического времени.

ОСНОВНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И НАИМЕНОВАНИЯ

Основанием для периодизации геологического времени было выведение интервала продолжительностью приблизительно 220 млн лет.

Он принят в качестве продолжительности геотектонического этапа, зависящего от космического влияния, а именно, от обращения такой же продолжительности Солнечной системы вокруг центра Галактики. По этой модели периодизации было проведено расчленение геологического времени для последнего периода развития Земли [4], а в настоящей работе — для всей ее истории (табл. 1). Наименования отдельных геотектонических этапов (циклов) приняты по разным авторам. Для последних восьми выведенных нами этапов использованы в основном названия, применявшиеся к орогenezисам. Их возрастные границы определены заново [4]. В остальных случаях использованы обозначения геотектонических циклов и орогenezисов, хронологические границы которых (до сих пор лишь приблизительные) хотя бы примерно соответствовали выведенным нами интервалам времени отдельных геотектонических этапов. Мы исходили из появившихся недавно публикаций [1, 2, 10]. Наименования этапов (досаамский, неоприскойский и догеологический) предложены нами в тех случаях, когда они отсутствовали в литературе.

ИЕРАРХИЗАЦИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭТАПОВ

После построения периодической шкалы мы выявили различие значения разных геотектонических этапов и соответствующих ПРРС. Это установлено, по крайней мере, для последних восьми этапов при изучении блокового строения территории Чехословакии [7]. Здесь наиболее важной, с точки зрения развития основных блоков земной коры, была прикамская сеть ПРРС, в то время как молданубская сеть только содействовала дальнейшему расчленению основных блоков на глыбы. Поздние сети ПРРС привели лишь к образованию региональных структур. Из литературы известно, что в Европе каледонский этап по своим геологиче-

Периодическая шкала геологического времени

Геотектонические этапы (Г. Э.)

Радиометрический возраст нижней границы Г.Э.	Номер Г.Э.	Наименование	Источник	Иерархический порядок значимости Г.Э.	Номер пары Г. Э.	Геологические проявления
1	2	3	4	5	6	7
30	23	Новый (неотектонический)	4	4	12	Последнее доформирование нынешнего рельефа [8], образование и развитие го-минидов [10]
250	22	Альпийский	4	5		Модификация некоторых частей земной коры [7], развитие млекопитающих [10]
470	21	Герцинский	4	3	11	Доформирование земной коры [7] — определен современный облик Европы [11], образование и развитие наземных растений и животных [10]
690	20	Каледонский	4	5		Образование второстепенных региональных структур [7], первые позвоночные [10]
910	19	Кадо́мский	4	4	10	Образование региональных структур [7], развитие беспозвоночных [2]
1130	18	Молданубский	4	5		Образование дополнительного глыбового строения земной коры [7]
1350	17	Прикамский	4	1	9	Образование основного блокового строения земной коры [7], развитие предшественников беспозвоночных [4]
1570	16	Эльсонский	6	5		Первые блоковые элементы строения земной коры [6]
1790	15	Гудсонский	1	4	8	Кратонизация частей земной коры [10], протоблоковое строение земной коры (Квет), аэробическое состояние атмосферы [1]
2010	14	Карельский	1	5		Образование полосовых структур земной коры [1]
2230	13	Блезардский	2	3	7	Начало образования двухэтажной земной коры [1]
2450	12	Гуронский	1	5		Начало образования разрывных сетей, оказывающих влияние на развитие земной коры [1]
2670	11	Кеноранский	2	4	6	Образование зрелой земной коры [1] и распространение жизни на Земле — эвкариотов [10]
2890	10	Лаврентийский	2	5		Образование первых рифтовых зон со значительной степенью пластичности всей литосферы [10]
3110	9	Ванипиговский	2	2	5	Образование первичной сплошной земной коры [1]
3330	8	Пилбарский	10	5		Образование первых обломочных отложений [10]
3550	7	Уивакский	10	4	4	Образование первой гидросферы [1] и начало протерозойского развития [10]
3770	6	Саамский	10	5		Первые процессы метаморфизма в земной коре, мощность которой могла достигать уже до 30 км [1]
3990	5	Досаамский	—	3	3	Образование протоконтинентальной коры [1]

1	2	3	4	5	6	7
4210	4	Неоприскойский	—	5		Образование первых базальтовых островов и начало образования земной коры и бескислородной атмосферы; базальтовые острова приблизительно такого же возраста как «морские» базальты на Луне [1]
4430	3	Кагархейский	10	4	2	Образование внешнего ядра, с движением вещества в котором связано существование магнитного поля [1]
4650	2	Протогеологический	10	5		Начало существования планеты Земля — скапливание планетного материала закончено, следует лишь дифференциация материала (до современной эпохи)
4870	1	Догеологический	—	1	1	Протопланетное развитие — скапливание планетных материалов — аккреция [2]; образование внутреннего ядра, начало образования внешнего ядра и мантии

ским проявлениям менее выразителен, чем кадомский, а альпийский — менее, чем герцинский. Известно также, что проявления отдельных этапов четко выражены не повсеместно, а только в некоторых, хотя и крупных, регионах. Следовательно, можно говорить о парах геотектонических этапов, причем нечетные этапы более выражены, чем четные, несмотря на то, что и последние обладают аналогичными геологическими проявлениями (см. табл. 1). Существование пар этапов привело нас к представлению об иерархическом порядке значимости этапов (см. рисунок). Он в некоторой мере аналогичен иерархическому расчленению фаз геотектонического этапа по формуле 2^k , т. е. по геометрической прогрессии с коэффициентом $1/2$ (табл. 2). Порядок значимости (интенсивности) отражен в шкале (см. табл. 1). При этом мы исходили, во-первых, из того, что по своим проявлениям и роли очень выразительными были этапы прикамский, ванипиговский с образованием первичной сплошной земной коры [2, с. 329] и досаамский — с образованием протоконтинентальной коры [2].

Из иерархического порядка (см. рисунок) стало ясно, что до протогеологического этапа должен был существовать еще один геотектонический этап, столь же важный, как прикамский (мы его назвали догеологическим). Со-

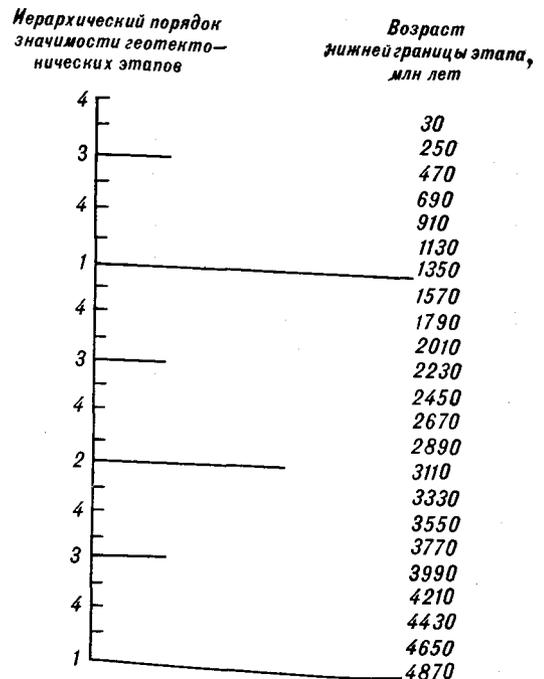
гласно [1], этот этап можно считать периодом скапливания планетного материала и начала образования геосфер. Прикамский этап, во время которого произошло расчленение земной коры на основные блоки, с иерархической точки зрения относится к подразделением первого порядка. Ванипиговский этап, характеризующийся, как уже упоминалось, образованием первичной сплошной земной коры, отнесен к подразделениям второго порядка.

Этапами третьего порядка являются досаамский — с образованием протоконтинентальной коры, блезардский, для которого типично нача-

Таблица 2

Иерархизация фаз геотектонического этапа [4, 5]

Порядок	Доля	Продолжительность, млн лет	Порядок	Доля	Продолжительность, млн лет
1	1	220	5	1/16	13,7
2	1/2	110	6	1/32	6,85
3	1/4	55	7	1/64	3,43
4	1/8	27,5	8	1/128	1,72



Изображение иерархического значения отдельных геотектонических этапов.

ло возникновения двухэтажной земной коры [1, с. 332], и герцинский этап, о котором вместе со Штилле [11] можно сказать, что он заложил основы настоящего облика Европы (и не только Европы).

Характеристика этапов четвертого и наиболее низкого пятого порядка дается в табл. 1. Приведенные в ней типичные признаки этапов нередко являются предполагаемыми. Наши знания древнейшей истории Земли в высшей степени неполны и к тому же не всегда надежно датированы. Последующие исследования могут привести к уточнению или пересмотру роли отдельных геотектонических этапов и их пар. А расчленение геотектонических этапов на фазы по иерархическим порядкам (см. табл. 2) содействовало бы дальнейшему расширению периодической шкалы геологического времени.

Конкретные физические или космологические причины, породившие описанные закономерности, пока достоверно не установлены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника — докембрий. — М.: Недра, 1988.
2. Haq B. U., Van Eysinga F. W. B. Geological time table. — Amsterdam: Elsevier, 1987.
3. Květ R. Planetary equidistant rupture systems — a new concept based on the study of joint zones // Utah Geol. Ass. Publ., Salt Lake City. — 1976. — N 5.
4. Květ R. A new concept of the geological time table // Z. geol. Wiss., Berlin. — 1985. — V. 13, N 2.
5. Květ R. Geotektonické etapy a jejich role ve vývoji a tvárnosti Zeme na príkladech z Československa // Geol. Práce, Spr., Bratislava. — 1987. — N 87.
6. Květ R. Nove odvozená elsonska síť PEP systému // Zpr. Geogr. Úst. ČSAV, Brno. — 1988. — V. 25, N 4.
7. Květ R. Rupture Systems and the Division of Czechoslovakia into Blocks // Acta Sci. nat., Brno (в печати).
8. Květ R. Počátek neotektoniky a její členění // Sbor. Prac. Geogr. Úst. ČSAV, Brno (в печати).
9. Mesarovic M. D. Theory of hierarchical structures // Synergetics. — Stuttgart, B. G. Teubner. — 1973.
10. Misař Z. Regionální geologie světa. — Praha: Academia, 1987.
11. Stille H. Der geotektonische Werdegang der Karpaten // Beih. Geol. Jb., Hannover. — 1953. — N 8.

Географический институт Чехословацкой АН
Брно

Поступила в редакцию
10 января 1990 г.

ДИСКУССИЯ

На основании методологии, выработанной преимущественно при исследовании эквидистантности (равноудаленности) систем разрывов, Радан Квет последовательно произвел полное расчленение истории Земли на 23 тектонических цикла длительностью 220 млн лет и указал характерные для каждого цикла события. В отличие от многих периодизаций такого рода он отметил разную степень выраженности этих циклов и попытался их иерархизировать по данному признаку. Наши замечания касаются лишь методологических основ концепции.

1. Универсален ли принцип эквидистантности? Уже высказывалось сомнение [2] в применимости формулы, описывающей распределение разрывных систем разного ранга [3], к системам, размеры которых близки к глобальным. Действительно, принцип эквидистантности нашел многочисленные подтверждения в локальной и региональной геологии и минералогии («шаг оруденения»). Дело в том, что локальные и региональные структуры являются в первом приближении плоскостными и к ним применима геометрия Эвклида. Глобальные структуры существенно искривлены. Их оси являются кратчайшими, или, как говорят математики, геодезическими линиями. Самая длинная гео-

дезическая (около 20 тыс. км) — ось Северо-Тихоокеанского пояса (оси остальных поясов такой длины состоят из более коротких геодезических, имеющих разную ориентировку). В соответствии с геометрией Римана все геодезические, в том числе их мысленные продолжения, на эллипсоиде пересекаются. Следовательно, принцип эквидистантности при всей его важности здесь не реализуется, он не универсален.

При спациолизации (опространствлиивании) времени, которая применялась в рассматриваемой статье, надо иметь в виду, что равноудаленность границ циклов (т. е. равнодлительность) может существенно нарушиться в ходе геологической эволюции. Такие периодизации имеются (например, [4]).

2. Универсальна ли дихотомия? В этой и другой статье, посвященной равноудаленным системам [3], использованы формулы, основанием степени в которых является двойка. Поэтому полученные из них иерархии являются дихотомическими, в которых подразделения смежных рангов различаются в 2 раза. При дихотомическом делении объект всегда будет состоять из четного числа компонентов. Однако литосфера нашей планеты на определенном уровне расчленения состоит из нечетного числа компонентов. Совре-

менная структура литосферы — это прежде всего три гигантские структурные ячейки, состоящие из мегаплатформ, или мегаплит (Лавразийская, Гондванская и Тихоокеанская), разделенных относительно узкими складчатыми поясами — Северо-Тихоокеанским, Южно-Тихоокеанским и Альпийско-Гималайским (такое понимание близко к представлениям Р. Штауба). И в локальной геологии достоверно известны 3-компонентные ритмы разных рангов. То есть дихотомия и четность при всей их важности не универсальны.

3. Надежные значения (с точностью 10 млн лет) длительности даже фанерозойских тектонических циклов, использованных в данной статье в качестве базовых, не установлены. В первую очередь — ввиду сколь-

жения их границ во времени и недостаточной однозначности этих границ.

Длительность галактического года является недостаточно определенной, ибо отсутствует точное знание четырех фундаментальных параметров Галактики [5]. Она заключена в пределах примерно 200—300 млн лет и чаще принимается в 250 млн лет. Кроме того, надо учитывать, что ввиду сложности галактической траектории окрестностей Солнца имеет место «окологалактический год» (аномалистический период, по П. П. Паренаго, 1954), составляющий 4/5 галактического года и вносящий значительную диссимметрию в периодизацию геологической истории, построенные с учетом того и другого (Г. П. Тамразян, 1964, [4]).

ЛИТЕРАТУРА

1. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы.— Киев: Наук. думка, 1966.
2. Забродин В. Ю. Системный анализ дизъюнктивов.— М.: Наука, 1981.
3. Немец В., Квир Р. Проблемы применения математических методов для геологических исследований с учетом иерархий в планетарных равноудаленных

разрывных системах // Методология геологических исследований/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1966.— С. 49—56.

4. Панкуль Л. И. Фазы и циклы планетогенеза.— Алма-Ата: Наука КазССР, 1968.
5. Тейлер Р. Дж. Галактики: Строение и эволюция.— М.: Мир, 1981.

ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Р. Ф. Черкасов

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.14

И. А. Резанов

КАК УВЯЗАТЬ СТРОЕНИЕ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ?

Обсуждается геологическая интерпретация новой трехслойной модели коры континентов. Показано, что лишь верхний сейсмический слой этой модели сложен гранитогнейсами. Средний и нижний слои представлены серпентинизированными гипербазитами, причем в среднем слое серпентинизация максимальная, чем и объясняется снижение в нем скорости сейсмических волн. Тонкая кора океанов образовалась в результате

десерпентинизации среднего и нижнего слоев континентальной коры. Незначительный подъем температуры привел к обезвоживанию серпентинитов и преобразованию их в породы мантии. Океаническая кора (под осадками и базальтовыми покровами) сложена гранитогнейсами, входившими ранее в верхний слой коры континентов.

Напечатанная в дискуссионном порядке статья Ю. М. Саркисова и И. С. Вольвовского [6] касается одной из важнейших проблем геологии и геофизики — соотношения земной коры континентов и океанов. Проблема эта возникла сто лет назад, когда западно-европейские и северо-американские геологи, обобщая и сопоставляя геологический материал по обеим сторонам Атлантического океана, пришли к мнению о возможном погружении былой суши, располагавшейся между Европой и Северной Америкой. С тех позиций земная кора под океанами имела такой же состав и строение, как и под континентами. Семьдесят лет назад А. Вегенер изложил альтернативные взгляды, согласно которым глубинное строение континентальных и океанических пространств принципиально различно — сложенные сиазем материи плавают на симатическом субстрате, который на дне океанов залегает под водой и ничем не прикрыт. По мере роста геологической и геофизической изученности континентов и океанов эти два крайних взгляда многократно видоизменялись, но они остро дискутируются до сих пор.

Статья Ю. М. Саркисова и И. С. Вольвовского — еще одна попытка сопоставить накопившиеся к настоящему времени материалы по глубинному строению континентов и океанов. В отношении континентальной коры Ю. М. Саркисов и И. С. Вольвовский [6] придерживаются широко распространенной сейчас в СССР трехслойной сейсмической модели коры со слабоградиентным средним слоем. Модель эта, сформулированная Н. И. Павленковой [9], наиболее полно изложена в [7]. В. Б. Соллогуб и А. А. Трипольский [6, с. 26, 27], начавшие дискуссию с Ю. М. Саркисовым и

И. С. Вольвовским, справедливо отмечают, что трехслойная сейсмическая модель континентальной коры вырисовывается на сейсмических профилях не повсеместно. Чаще трехслойное строение со слабоградиентным средним слоем обнаруживается в консолидированной коре платформенных территорий. В пределах геосинклинально-складчатых сооружений число сейсмических слоев и их скоростные параметры сильно варьируют. По этой причине автор настоящей статьи считает, что трехслойная модель отвечает консолидированной коре древних платформ [4].

Ю. М. Саркисов и И. С. Вольвовский дают следующую геологическую интерпретацию трехслойной модели коры: «Состав и возраст пород, слагающих глыбы верхнего скоростного комплекса, определяются достаточно точно и надежно. Кровля этих глыб обнажается на щитах древних платформ, в ядрах некоторых антиклинорий складчатых поясов, она вскрыта скважинами под платформенным чехлом и всюду представлена гранитоидами и гнейсами возрастом не моложе 2—2,5 млрд лет» [6, с. 23].

В отношении вещественного состава нижнего сейсмического слоя Ю. М. Саркисов и И. С. Вольвовский писали: «Состав и возраст пород, слагающих глыбы нижнего скоростного комплекса, устанавливаются как вероятные... Однако судя по тому, что они всюду залегают в основании сейсмического разреза континентальной коры и что для них характерны высокие значения сейсмической скорости, можно полагать, что имеем дело с базальтоидами также архейского возраста, видоизмененными в условиях гранулитовой фации регионального

метаморфизма» [6, с. 23]. В подрисуночных подписях этот комплекс пород назван гранулитобазитовым.

Ю. М. Саркисов и И. С. Вольвовский считают, что в архее гранитогнейсовый комплекс лежал непосредственно на гранулитобазитовом, а «...с раннего протерозоя наметилась и в дальнейшем развивалась тенденция к расщеплению палеосейсмического раздела К за счет вертикального отрыва жесткого гранитогнейсового комплекса архейской континентальной коры от ее также жесткого гранулитобазитового основания и заполнения пространства между ними способными к твердоагрегатному пластическому течению серпентинизированными ультрабазитами» [6, с. 24]. Таким образом, считают они, континентальная кора — это двухполосная «кирпичная кладка», где в роли кирпичей выступают архейские метаморфические породы, а в роли «цемента» — серпентинизированные гипербазиты.

С предложенной геологической интерпретацией трехслойной модели коры невозможно согласиться по следующим причинам.

Прежде всего, неточно трактуется состав и возраст верхнего слоя коры, несмотря на то, что он действительно обнажается на щитах древних платформ и вскрыт скважинами. Этот слой действительно сложен в основном гранитогнейсами. Но если внимательно изучить породы, слагающие верхний сейсмический слой, то легко убедиться, что гранитизация наложилась на гранулитовую фацию метаморфизма. В фундаменте древних платформ реликты гранулитов обнаружены практически повсеместно, а в обнажениях Анабарского и Алданского щитов Сибирской платформы породы гранулитовой фации даже преобладают. Таким образом верхний сейсмический слой правильнее называть гранулитогранитным. В таком определении отражаются две его главные особенности: первичное происхождение (гранулитовая фация метаморфизма) и преимущественно гранитный его состав в настоящее время. Формирование пород этого слоя действительно началось очень давно. Л. И. Салоп, составивший наиболее полную сводку данных о древнейших породах планеты [5], показал, что формирование пород, слагающих фундамент платформ, началось ранее 4,4 млрд лет назад и в основном завершилось ко времени саамского магматического этапа (3,8—3,5 млрд лет назад). Этот древнейший комплекс пород, названный Л. И. Салопом катархейским, первоначально состоял преимущественно из базальтов, метаморфизованных в гранулитовой фации, а затем подвергся мощной наложенной гранитизации. Видимая мощность разрезов катархея достигает 15 км, т. е. соизмерима с толщиной верхнего сейсмического слоя коры платформ. По-

скольку начало формирования разреза катархейских пород относится по времени к 4,4 млрд лет или даже ранее, становится очень вероятным, что гранулитогранитный слой современной коры древних платформ представляет собой образования, начавшие накапливаться в самом начале земной истории. Следовательно под гранулитогранитным слоем мы не можем ожидать каких-либо более древних осадочно-вулканогенных метаморфизованных пород. Ниже этого слоя должны залегать уже породы мантии, т. е. ультраосновные породы, из которых в свое время выплавлялись базальты, образовавшие первичную кору Земли.

Таким образом, нет оснований предполагать под гранулитогранитным (или как его обычно называют, гранитогнейсовым) слоем гранулитобазитового слоя. Предположение о существовании гранулитобазитового слоя было высказано в свое время В. В. Белоусовым для замены термина «базальтовый» слой [1]. С тех пор изменились представления о сейсмической расчлененности коры (ее двухслойная гранит-базальтовая модель была заменена трехслойной) и возросли наши знания о ранней истории планеты. Поскольку нет оснований предполагать, что когда-либо в земной истории ниже гранулитогранитного комплекса существовал гранулитобазитовый, лишается смысла и вся идея Ю. М. Саркисова и И. С. Вольвовского о разделении гранитогнейсового и гранитобазитового слоев вклинившимися между ними серпентинизированными гипербазитами.

Эта идея представляется нереальной даже и в том случае, если бы гранулитобазитовый слой и существовал. Остается необъясненным, в силу каких причин ранее единая толща метаморфизованных пород коры оказалась разорванной по середине таким образом, что между ее верхней (гранитогнейсовой) и нижней (гранулитобазитовой) частями возникло пространство, куда, как из тюбика, был выдавлен, причем приблизительно одинаковый по толщине, серпентинитовый слой. Если выдавливание серпентинитов из мантии было настолько сильным, что последние смогли образовать щель между верхней и нижней частями коры, а затем раздвинуть их, то почему эти серпентиниты не прорвались прямо на поверхность планеты и не выплеснулись на нее, тем более, что блоки верхнего гранитогнейсового слоя были разобщены разломами (см. рис. 1 и 2 в [6])? Бездоказательно указывается и время начала процесса расчленения коры — ранний протерозой. Заметим, что предлагаемая Ю. С. Саркисовым и И. С. Вольвовским модель удовлетворяет лишь физическим характеристикам, присущим среднему слою сейсмической модели, но не объясняет физические особенности нижнего сейсмического слоя, например, приуроченность

к низам коры платформ электропроводящих горизонтов (у гранулитов низкая электропроводность).

Ю. М. Саркисов и И. С. Вольвовский справедливо обращают внимание на то, что серпентиновый состав наилучшим образом объясняет все геофизические особенности среднего слоя коры платформ. Однако нет необходимости столь экстравагантным способом «загонять» серпентиниты в среднюю часть коры. Логичнее считать, что они образовались на месте в результате гидратации гипербазитов, располагавшихся в основании коры. Нужно лишь иметь в виду, что с глубиной, вследствие роста давления и температуры степень серпентинизации ультрабазитов уменьшается и потому нижний сейсмический слой, тоже сложенный ультрабазитами, но менее серпентинизированный, обладает более высокими значениями скорости упругих волн. Если предполагаемый Ю. М. Саркисовым и И. С. Вольвовским в низах коры гранулитобазитовый слой заменить на слабо серпентинизированный, то все становится на свои места.

Отметим, что представление о серпентинитовой природе волновода в земной коре впервые сформулировано Л. Н. Еланским [2]. Опираясь на сейсмическую модель коры с волноводом, предложенную А. В. Егоркиным для востока Русской платформы, Л. Н. Еланский полагал, что «в результате неоднократного чередования процессов серпентинизации и десерпентинизации, резких изменений температуры, большого содержания воды, особенно в фазе десерпентинизации, вещество волновода постепенно все более и более разуплотняется» [2, с. 133]. Представление о серпентинитовом составе нижней коры развивалось С. В. Москалевой [3].

Автор этих строк уже более 10 лет рассматривает средний низкоградиентный слой коры платформ как сложенный сильно серпентинизированными гипербазитами, принадлежавшими ранее мантии Земли. Нижний высокоскоростной слой коры также сложен гипербазитами былой мантии, но слабо серпентинизированными. С этих позиций граница Мохоровичича под древними платформами представляет собой контакт между слабо серпентинизированными гипербазитами сверху и неизменными — внизу [4].

Обратимся теперь к корреляции Ю. М. Саркисовым и И. С. Вольвовским разрезов земной коры континентов и океанов. Они считают, что резкое сокращение разреза океанической коры «обусловлено выпадением из него не только гранитогнейсового, но и гранулитобазитового комплексов и что признаки его сходства с разрезом континентальной коры можно видеть исключительно в соотношении третьего океаниче-

ского слоя с новообразованным в континентальной коре слое серпентинизированных гипербазитов» [6, с. 25]. Они полагают, что «третий слой океанов изначально формируется непосредственно на высоко поднятой мантии без мощного гранитогнейсового перекрытия» [Там же].

Таким образом, Ю. М. Саркисов и И. С. Вольвовский, как и сторонники гипотезы тектоники плит, считают, что третий слой коры океанов сложен серпентинитами и оба серпентинитовых слоя «составляют единую оболочку Земли, удачно названную воображением А. Н. Толстого „оливиновым поясом“» [Там же]. Они не объясняют, почему в разрезе коры океанов нет гранулитобазитового комплекса и каким образом в одних областях планеты в течение архея и протерозоя формировалась трехслойная кора с нижним и верхним метаморфическими слоями, а в других (где океаны) этот процесс начисто отсутствовал и там изначально формировался серпентинитовый слой на высоко поднятой мантии? Таким образом, корреляция разрезов земной коры континентов и океанов у Ю. М. Саркисова и И. С. Вольвовского не получалась.

Между тем, трехслойная модель коры со средним слабоградиентным слоем позволяет объяснить, как толстая кора континентов преобразуется в тонкую кору океанов. Еще в конце прошлого и в начале текущего столетия Э. Зюсс, Э. Ог, А. Д. Архангельский, Г. Штилле, М. М. Тетяев рассматривали океанические пространства как опустившиеся кратоны (т. е. платформы). Этой идее противоречили данные о малой мощности коры под океанами. Предлагаемая нами геологическая интерпретация трехслойной модели коры платформ снимает противоречие. В земной коре платформ лишь верхний сейсмический слой мощностью 8—12 км сложен сиалическими породами (гранулитогранитный слой), под которыми расположен сильно серпентинизированный слой, а ниже — слабо серпентинизированный. Ежели такая континентальная кора окажется в обстановке роста температуры, то произойдет десерпентинизация сначала нижнего, а затем и среднего сейсмических слоев. Вследствие этого серпентиниты вновь превратятся в безводные гипербазиты с физическими свойствами, свойственными верхней мантии. Подошва коры (граница Мохоровичича) переместится в основание верхнего (гранулитогранитного) слоя коры. Толщина коры сократится до 8—12 км, т. е. до значений, свойственных коре океанов. Именно таким путем произошло, по мнению автора, образование всех океанов, включая Тихий. Третий слой океанической коры, с наших позиций, сложен под Тихим океаном архейскими гранитизированными гранулитами. Еще несколько

лет назад такое заключение вызывало у многих ироническую улыбку. Однако с каждым годом число драгировок кислых магматических пород на дне Тихого и других океанов растет. В том же номере журнала, где помещена статья Ю. М. Саркисова и И. С. Вольвовского, приведены данные драгировок в пределах самой крупной и наиболее глубокой океанической котловины Тихого океана. На глубинах более 4000 м драгированы метаморфические породы

гранулитовой фации и гранитогнейсы [8]. Надеюсь, что международное геологическое сообщество обратит внимание на исключительно интересные материалы С. М. Табунова, Ю. И. Томаповской и Г. Н. Старицыной и осуществит глубоководное бурение в регионе драгировок с тем, чтобы окончательно убедиться в гранулитогранитной природе фундамента на дне океанов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия континентов.— М.: Наука, 1966.
2. Еланский Л. Н., Бархатова Э. С., Толстова В. А. Глубинное геологическое строение Куйбышевской области.— Куйбышев, 1963. (Тр. Куйбыш. НИИ; Вып. 18).
3. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность.— Л.: Недра, 1974.
4. Резанов И. А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры.— М.: Недра, 1980.
5. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии.— Л.: Наука, 1982.
6. Саркисов Ю. М., Вольвовский И. С. О корреляции разрезов земной коры континентов и океанов // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 4.— С. 21—27.
7. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР.— М.: Наука, 1980.
8. Табунов С. М., Томаповская Ю. И., Старицына Г. Н. Комплексы горных пород дна Тихого океана в районе разломов Клариян-Клишпертон // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 4.— С. 11—20.
9. Pavlenkova N. I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust // Tectonophysics.— 1979.— V. 59.— P. 381—390.

*Институт истории естествознания
и техники АН СССР
Москва*

*Поступила в редакцию
10 января 1990 г.*

УДК 557.4

Ю. П. Пензин

К ВОПРОСУ СОХРАНЕНИЯ БИОСФЕРЫ

Солидаризируясь с идеями, сформулированными академиком Ю. А. Косыгиным в работе «Земля и человек», обсуждаются основные принципы развития системы природа — общество, соотношение процессов со-

циологизации и натурализации. Выход из создавшейся экологической противоречивой ситуации видится в коэволюции человека и природы.

Новые и во многом оригинальные идеи академика Ю. А. Косыгина, сформулированные им в [1], весьма актуальны. Еще недавно нам казалось, что щедрость природы безгранична и жить на проценты с ее капитала можно, не задумываясь о возврате долга. Сегодня мы поняли, что на пути технократического экстремизма нас ждут большие неприятности. Однако, не имея фундаментальных разработок, касающихся выхода из создавшегося положения, от этого пути мы пока не отказались. Представляется, что решение проблемы — в дальнейшем развитии сформулированного Ю. А. Косыгиным всеобщего закона сохранения живой и косной природы. По существу, этот закон вытекает из ранее высказанного им положения о развитии материи на различных уровнях ее организации, основной смысл которого сводится

к тому, что «состояние элемента подчинено существованию и развитию вмещающей системы» [2]. Методологические основы поиска выхода из создавшейся ситуации подсказывает сам автор — они на пути «стирания граней между естественными и общественными науками». В настоящей заметке сделана попытка отметить одну из особенностей этого выхода.

Геологам, пожалуй, как никому, известно, что в целом природа развивается от простого к сложному или, как писал Э. Борель, от порядка к беспорядку. Энтропия ее неуклонно возрастает. У человека, не предубежденного в антропоцентризме, естественно возникает вопрос: способствует общество развитию природы в этом направлении или, наоборот, затормаживает его? Не претендуя на всестороннее освещение данного вопроса, можно попытаться

ся наметить некоторые особенности его решения.

Не вызывает сомнения, что по форме природе мы упрощаем, начиная с *Homo habilis*. Процесс этот с течением времени усиливается. Понятно, что никакие современные архитектурные украшения городов не могут сравниться с неповторимым многообразием природных ландшафтов. Все виды созданного человеком транспорта — это примитивные копии движущейся материи. Любая мода на одежду — это грубый сколок с гармоничных форм природы.

Многолики наши усилия упростить внутреннее строение окружающего нас мира. При сжигании горючих ископаемых сложные органические соединения мы превращаем в простые неорганические. Большое многообразие природных сил мы переводим в простое электричество. Обогащение и использование многих сложных по составу полезных ископаемых, добытых из недр, сопровождаются превращением их в простые соединения. Все наши усилия в сельском хозяйстве, горнодобывающей и лесной промышленности, а также в мелиорации ведут к разрушению многокомпонентных природных ландшафтов и превращению их в техногенные, примитивные по строению.

Конечно, нельзя не заметить, что в ряде областей относительно простые соединения человек превращает в более сложные или получает новые. Например, это происходит в атомной энергетике при использовании урана, когда образуются не существующие в природе ^{233}U и ^{239}Pu , и в радиационной селекции при получении новых сортов культурных растений и высокопродуктивных промышленных штаммов микроорганизмов. В искровых разрядах напряжением 60 тыс. В из метана, аммиака, молекулярного водорода и паров воды получены аминокислоты и органические кислоты, в условиях высоких давлений и температур получена кварк-глюонная плазма. Однако не это определяет генеральное направление нашего развития. Ведь перечисленные исключения, как правило, связаны с экстремальными условиями. Похоже, здесь реализуется один из важнейших принципов протекания неравновесных процессов, разработанных лауреатом Нобелевской премии И. Р. Пригожиным [3]. Экстремальные условия, согласно этому принципу, устраняют обратимость реакций, резко увеличивают скорость их протекания, вследствие чего может возникнуть качественно новое, отличное от прежнего состояния вещество. В обычных же условиях техносфера — это область превращения человеком сложных созданий природы в простые. Следовательно, в целом человечество идет против общего хода развития природы. Прав Ричард Фейнман, заявивший, что «мир постоянно меняет свой характер с елочного на

палочный» только применительно к техносфере. Хорошо все это или плохо?

Чтобы ответить на поставленный вопрос, надо предварительно ответить на другой: каковы основополагающие принципы развития системы природа — общество? То, что она является неравновесной, — это очевидно, как очевидно и то, что она способна к самоорганизации. Следовательно, имеются серьезные основания предположить, что в этой системе может реализоваться принцип Ле Шателье — Брауна в расширенном его толковании. Создается впечатление, что наше стремление к экологизации производства в последнее время — это попытка смещения системы природа — общество в сторону ее квазистационарного равновесия, в котором она постоянно эволюционирует от простого к сложному, от низшего к высшему. Если это действительно так, тогда социологизация — только одна из ветвей развития человечества, другая ее ветвь — натурализация. Логика развития по каждой из них — составная часть диалектики как учения о движении материи. В целом это не выливается в борьбу противоположностей, в поглощение одного процесса другим. Вероятно, в этом главный смысл коэволюции природы и общества.

Понятно, что процесс натурализации не должен привести нас вновь к первобытному состоянию, так как он будет протекать под контролем нашего сознания. Ведь и сейчас только благодаря ему мы понимаем острейшую необходимость экологизации техносферы. Даже без глубокого проникновения в тонкости основного вопроса философии, касающиеся объективности наших представлений и понятий о действительном мире, здравый смысл подсказывает, что решение его в плоскости познания первичности сознания или бытия будет неполным без учета представлений, где, на какой ветви развития находится человечество. Ясно, что в настоящее время антропогенное влияние на окружающую среду, поставив под угрозу саму жизнь на планете, требует перехода от охранительной экологии к экологии созидательной. Что же в таком случае представляют собой инстинкт и разум, о которых пишет академик Ю. А. Косыгин? Представляется, что они, стремясь обезопасить нас от шараханья в крайности на пути как социологизации, так и натурализации, постоянно побуждая нас идти по генеральному пути развития природы, представляют собой ядро нашей духовной жизни. Совершенно прав автор, заявляя, что единой меры в науке этому нет, а реализуются эти понятия в искусстве, где, как известно, идея целого предшествует возникновению частей. Мера же без частей немислима.

Опять же геологам, как никому, известно, что путь развития природы от простого к

сложному не прямая линия и темпы этого развития в геологическом прошлом не были постоянны. Вероятно, в геократические периоды развития Земли они были выше, чем в талассократические. Не случайно же природа континентальной части Земли по сравнению с природой морей и океанов более многообразна. Реализация «принципа цефализации» Д. Дана здесь также происходит неодинаково. В морях и океанах цефализация замедлена. Сам человек своим происхождением обязан последнему геократическому периоду. Количество типов полезных ископаемых, образовавшихся в геократические периоды, из-за более контрастного протекания геологических процессов больше, чем их имеется в отложениях, сформировавшихся в талассократические периоды. И это вполне естественно. В экстремальных условиях «существование элемента» меньше подчинено «существованию и развитию вмещающей системы». Показать это можно на примере древнего торфонакопления. До сих пор многие геологи пытаются эпохи наиболее мощного торфонакопления связать с теплым и влажным климатом, отвечающим талассократическим периодам. Однако фактические данные противоречат этому. Двум наиболее крупным максимумам торфонакопления (вторая половина карбона — ранняя пермь и вторая половина палеогена — неоген) отвечают эпохи оледенения, в известной мере связанные с геократизацией Земли. Оказывается, дело в том, что в талассократические периоды процессы торфонакопления, протекавшие чаще всего на побережье морей и океанов, с фатальной неизбежностью зависели от факто-

ров глобального порядка, в частности, от колебаний уровня вод в Мировом океане. В геократические же периоды процессы торфонакопления, протекавшие чаще всего во внутриконтинентальных районах в межгорных впадинах, обретая способность к автономному развитию, уже меньше зависели от факторов глобального порядка. Режим грунтовых и поверхностных вод, питавших торфяники, уже сам во многом определялся процессами торфонакопления. Ведь мощность торфяных залежей достигала сотни метров и более. Не случайно же и современное торфонакопление наиболее широко развито во внутриконтинентальных районах, в частности, в Западной Сибири. Но даже и здесь оно более распространено не в долинах рек, а на Обь-Иртышском и Обь-Енисейском междуречьях.

В настоящее время наша планета переживает геократический период своего развития, и человечество, в своем стремлении упростить природу, вошло в глубокое противоречие с этим. Выход из него — коэволюция. Воздействуя на природу, адаптируя ее к своим целям, мы должны адаптировать и наши цели к ее развитию.

Разумеется, затронутые в заметке вопросы далеки от окончательного решения. Более того, даже постановка их требует дальнейшего обсуждения. Единственная цель, которую преследовал автор, заключалась в том, чтобы привлечь более пристальное внимание геологической общественности к вопросам, поставленным академиком Ю. А. Косыгиным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Косыгин Ю. А. Земля и человек // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 5. — С. 66—68.
2. Косыгин Ю. А. Тектоника геосфер/ДВО АН СССР. — Владивосток; Хабаровск, 1988.

3. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. — М., 1986.

*Трест Дальвостуглеразведка
пос. Кадыкчан Магаданской обл.
Сусуманского р-на*

*Поступила в редакцию
6 апреля 1990 г.*

ХРОНИКА

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В 30/31 РЕЙСЕ НИС «ПРОФЕССОР БОГОРОВ»

ЯПОНСКОЕ МОРЕ

Составлена батиметрическая карта северного склона возвышенности Ямато площадью около 1100 кв. миль масштаба 1:100 000, значительно уточняющая рельеф дна этой структуры.

Основу морфоструктуры этого участка возвышенности составляют тектонические блоки, формирующие ее рельеф. Разломы, грабены и дугообразные депрессии вулканического происхождения разделяют относительно приподнятые блоки. Вещественную основу тектоноблоков составляют метаморфические образования, гранитоиды палеозойского комплекса, кайнозойские вулканиды. Кайнозойский осадочный комплекс формирует покровную структуру и

Рейс выполнялся Тихоокеанским океанологическим институтом при участии сотрудников ДВГИ и ИМГиГ ДВО АН СССР в Японском и Филиппинском морях с 23 августа по 30 ноября 1989 г.

Основные задачи экспедиции сводились к изучению разреза земной коры Филиппинского моря, складчатого фундамента возвышенностей Ямато и Восточно-Корейской в Японском море, а также особенностей вулканизма отдельных подводных возвышенностей и хребтов в этих морях.

Рейс проводился в два этапа: первый — в Японском море на подводной возвышенности Ямато и у берегов КНДР, а второй — в Филиппинском море на хребте Кюсю-Палау, в перуглубленной впадине к югу от Центрального разлома и на плато Урданета (рис. 1). Работы проводились по ряду национальных и международных программ (ЛИТОС, СЕДИМЕНТ, ВЕСТПАК) и в рамках договора о научном сотрудничестве между АН СССР и АН КНДР.

Работы с различной степенью детальности были выполнены на пяти полигонах в Японском море и трех — в Филиппинском, а также проведено драгирование на нескольких станциях вне полигонов. Геолого-геофизические исследования выполнялись на отдельных полигонах и заключались в изучении рельефа дна путем эхолотных промеров (2700 миль), строения акустически прозрачной толщи методом непрерывного сейсмопрофилирования (759 миль) с использованием радиобуя, в отборе проб грунта трубами (24 станции) и коренных пород драгами (76 станций). Обработка материалов сводилась к построению батиметрических и геоморфологических карт полигонов, сеймо-стратиграфических карт по акустически прозрачным толщам, к изучению вещественного состава горных пород под микроскопом, а также рентгенографическим («Дрон-10») и рентгеноспектральным («Спарк-1») методом. В рейсе выполнено 300 элементоопределений и 137 определений минералов.

Наиболее важные результаты, полученные в рейсе, сводятся к следующему.

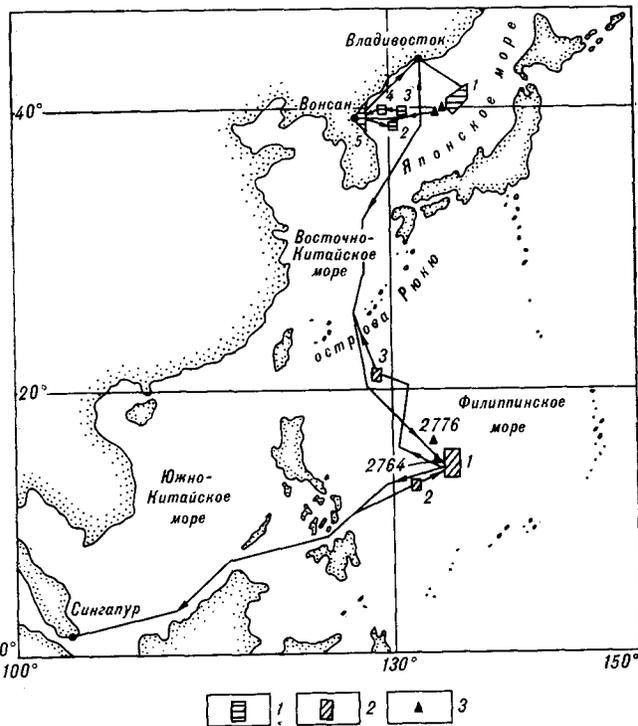


Рис. 1. Схема расположения районов работ. 1 — полигоны Японского моря; 2 — Филиппинского моря; 3 — станции драгирования вне полигонов.

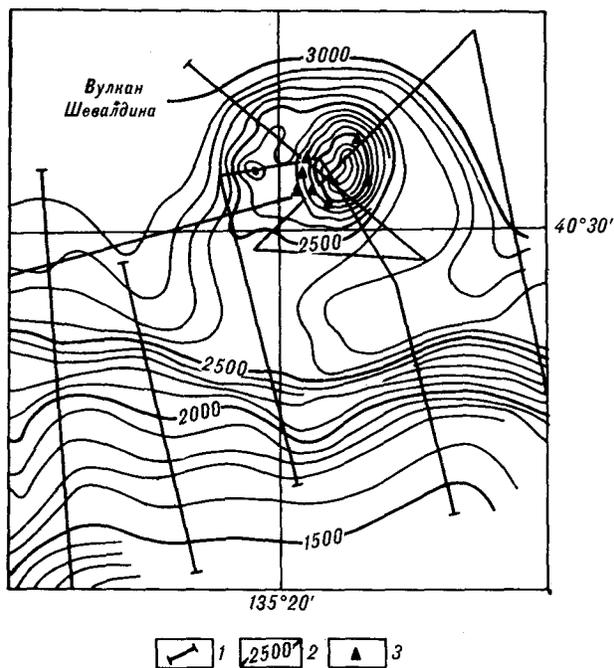


Рис. 2. Схема изучения вулкана Шевалдина.

1 — галсы эхолотных промеров, 2 — изобаты, 3 — станции драгирования.

выполняет депрессии дна, развивающиеся на границе отдельных блоков.

При обследовании безымянной горы, расположенной в северо-восточной части полигона, установлено, что она представляет собой вулканическую постройку. Изучение ее рельефа, впервые проведенное в этом рейсе, показало, что это отдельная морфоструктура округлой формы с отметкой 1700 м, основание северного склона которой расположено на глубине 3000 м, а южного — на 2500 м. Драгами (7 станций) опробован склон вулкана на различных гипсометрических уровнях (рис. 2). Нами предлагается назвать этот вулкан — вулканом Шевалдина — в память о Ю. В. Шевалдине, много сделавшем для изучения геофизических полей Японского моря.

Получены дополнительные данные по геологическому строению палеозойского складчатого фундамента северной части возвышенности Ямато, в частности, обнаружены амфибол-клинопироксеновые роговики и на 40—50 км прослежены выходы гранитов крупного массива позднепалеозойского комплекса. На возвышенности Северное Ямато обнаружены и изучены три вулканические постройки, основания двух из которых расположены на глубине 1000—1500 м. Они залегают на палеозойском кристаллическом фундаменте и слагающие их вулканы близки образованиям известково-щелочной серии островных дуг. Одна вулканическая постройка (влк. Шевалдина) причленяет-

ся к склону возвышенности по изобате 2500 м, слагающие ее базальты относятся к окраинно-морским толеитам, развитым на вулканических постройках глубоководных котловин Японского моря и в краевых частях крупных подводных возвышенностей (Восточно-Корейской, Ното, Окусири и др.). Базальты данной постройки, как и все образования этого типа в Японском море, характеризуются переменными содержаниями титана (TiO_2 — 0,9—1,9 %), высоким уровнем концентраций сидерофильных элементов (никель — 30—170, хром — 100—600 г/т) и крупноионных литофилов (рубидий — 11—27, стронций — 270—410, барий — 152—300 г/т).

На трех вулканических постройках подняты фосфориты и фосфатизированные породы.

ФИЛИППИНСКОЕ МОРЕ

Основной объем работ в Филиппинском море выполнен на хребте Кюсю-Палау, в пределах полигона 1, расположенного между $13^{\circ}45'$ и $15^{\circ}30'$ северной широты.

Составлена батиметрическая карта и геоморфологическая схема этого участка хребта площадью свыше 325 кв. миль, уточняющая рельеф дна, строение которого определяется сочетанием форм поверхностей изолированных возвышенностей, плато и впадин. Главным фактором рельефообразования служила вулканическая деятельность, а становление рельефа явилось результатом проявления многоэтапного процесса, связанного с влиянием магматических, тектонических и экзогенных факторов.

В составе верхнего осадочного слоя хр. Кюсю-Палау по данным НСП выделяются две толщи, выполняющие межгорные прогибы длиной от 32 до 63 и шириной от 6 до 20 км. Нижняя, слабо стратифицированная толща представлена среднеолигоценовыми вулканогенно-осадочными породами, мощностью до 1,0 км, а верхняя, акустически четко стратифицированная толща, по-видимому, соответствует верхнеолигоцен-четвертичным осадочным породам, преимущественно нанофоссилиевым илам. Мощность ее достигает 600 м.

Установлена сеть разломов, представленная, в основном, сбросами с крутопадающими сместителями субмеридионального, северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания. Разломы северо-восточного и субширотного простирания, вероятно, имели сдвиговую компоненту. Система разломов субмеридионального простирания была заложена в досреднеоценовое, а остальные, вероятно, — в среднеолигоценовое время.

В пределах изученного участка хребта обнаружены два типа вулканических построек — платообразные или щитовые (гавайского типа)

и стратовулканы. Первые образуют крупные поднятия с выровненной платообразной поверхностью на глубинах 3000—3500 м. Стратовулканы формируют более мелкие, изолированные, четко выраженные возвышенности с вершинами, расположенными на глубинах менее 2500 м. Щитовые вулканы — более древние (остаточные) структуры, сформированные, вероятно, до заложения хр. Кюсю-Палау. Они сложены вулканическими породами, которые по своим характеристикам (текстурно-структурные особенности, минеральный и химический состав) аналогичны океаническим толеитам или же базальтам оснований океанических островов и поднятий. Уровень концентрации крупных литофильных элементов (рубидий — 12—33, стронций — 270—420, барий — 120—400, цирконий — 50—120 г/т) позволяет отнести их к образованиям, аналогичным базальтам оснований океанических островов и поднятий.

Стратовулканы, вероятно, образовались в период среднеэоцен-позднеолигоценовой тектономагматической активности, когда и был сформирован собственно хр. Кюсю-Палау. Они сложены вулканическими образованиями «островодужного типа», которые представлены единой серией пород от базальтов до андезитов. Для них характерен специфический парагенезис минералов-вкрапленников (присутствие в некоторых образцах ортопироксена и амфибола), а также низкий уровень содержания титана (0,5—0,8 %) в базальтах. На двух стратовулканах обнаружены интрузивные породы, которые представляют собой комагматические разности (габбро, диориты, плагиограниты) вулканических образований, развитых на этих постройках. Присутствие пижонита в некоторых образцах интрузивных пород свидетельствует об их принадлежности к островодужной серии. Особенности минерального состава (наличие порфирировых выделений, зональности в плагиоклазах) указывают на близкповерхностные условия их кристаллизации. На одном из стратовулканов были обнаружены контактовые роговики по вулканическим породам островодужного типа, образование которых связано с внед-

рением малоглубинных интрузий. Роговики формировались в температурном интервале от альбит-эпидотовой до роговообманковой роговиковых фаций.

В юго-западной части Филиппинского моря был изучен участок разлома субширотного простираия, расположенного южнее Центрального (Тайваньского) разлома в Западно-Филиппинской котловине. В одной из переуглубленных впадин, трассирующей этот разлом, были подняты ультраосновные породы (апогарцбургитовые серпентиниты).

На плато Урданета геологические исследования выполнены впервые. На одной из вулканических построек, расположенной в юго-восточной части плато, были подняты мелкие обломки высокотитанистых базальтов (TiO_2 — 3,10 %). Химические и минералогические (наличие титанистого авгита) особенности позволяют отнести их к базальтам, аналогичным высокотитанистым толеитам океанических островов и поднятий.

В Западно-Филиппинской котловине были изучены две изолированные вулканические постройки, на которых подняты базальты, аналогичные океаническим толеитам. При этом базальты, обнаруженные на станции 2776, представлены типичными океаническими толеитами (барий — 17—21, стронций — 90—114, цирконий — 62—66 г/т), а базальты станции 2764 характеризуются повышенным уровнем титана (TiO_2 — 1,84 %) и крупноионных литофилов (рубидий — 12, стронций — 386, барий — 410, цирконий — 158 г/т) и по своим особенностям наиболее близки к толеитам океанических островов и поднятий.

В результате проведения в рейсе НИС «Профессор Богоров» геолого-геофизических исследований в Японском и Филиппинском морях получены новые интересные данные о геологическом строении различных структур этих морей, по-новому раскрывающие их природу и историю развития (хр. Кюсю-Палау, плато Урданета). Для более надежного решения вопросов их происхождения необходимы дополнительные целенаправленные морские геологические исследования.

ТОИ ДВО АН СССР
ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток
ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск

Е. П. Леликов, В. Т. Съедин, В. Л. Безвержний,
М. И. Гнидаш, А. М. Маларенко, Ю. И. Мельниченко,
М. А. Мишкин, В. Ф. Остапенко, Е. П. Терехов

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ КОСЫГИН

(к 80-летию со дня рождения)



Редакционная коллегия журнала «Тихоокеанская геология» сердечно поздравляет заместителя главного редактора журнала академика Ю. А. Косыгина с 80-летием со дня рождения и 60-летием научной и научно-организационной деятельности.

На выбор жизненного пути Юрия Александровича несомненно повлияла личность его отца — известного геолога-нефтяника, профессора Александра Ивановича Косыгина. С 1927 г. Ю. А. Косыгин — студент Московской горной академии, и в 1931 г. он заканчивает вышедший из нее Московский нефтяной институт.

В довоенные годы Ю. А. Косыгин изучает геологию нефтегазоносных областей Средней Азии, Западного Казахстана и Украины и в 1940 г. защищает кандидатскую диссертацию. Все годы войны Ю. А. Косыгин находится в действующей армии. Он награжден орденами Отечественной войны, Красной Звезды и медалями.

В 1945—1958 гг. Ю. А. Косыгин работает в Геологическом институте АН СССР и преподает в Московском нефтяном институте и в нефтяной академии. К этому периоду относятся его крупные обобщения по вопросам тектоники соляно-купольных областей (этим вопросам посвящены две монографии и докторская диссертация) и тектоники нефтегазоносных областей (его монография «Тектоника нефтегазоносных областей» была удостоена премии Московского общества испытателей природы).

С 1958 г. Ю. А. Косыгин возглавляет тектонические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. Всеоб-

щее признание получили его монографии «Тектоника» (1969, 1983, 1988 гг.), «Основы тектоники» (1974), серия общетектонических и специализированных карт, составленных под его руководством и при непосредственном участии, — «Карта тектоники докембрия континентов» (1970), «Тектоническая карта Дальнего Востока» (1982), «Карта тектоники нефтегазоносных областей Дальнего Востока» (1988), «Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии» (1989). По итогам этих работ Ю. А. Косыгину была присуждена в 1985 г. высшая награда в области Наук о Земле — золотая медаль имени А. П. Карпинского, а в 1988 г. он был удостоен Ленинской премии. В 1981 г. за большой вклад в развитие советской науки Ю. А. Косыгину было присвоено звание Героя Социалистического труда.

В последние годы из-под пера юбиляра вышла серия философских обобщений: «Земля и вселенная» (1986), «Тектоника геосфер» (1988), «Земля и человек» (1989), «Земля и время» (1990), интегрирующая огромный опыт и знания Юрия Александровича как Человека и Ученого.

Ю. А. Косыгин воспитал целую плеяду учеников, многие из которых ныне являются известными учеными и крупными организаторами науки и производства.

Ученики, коллеги и друзья желают Юрию Александровичу доброго здоровья и новых творческих успехов на благо науки и Родины!

Редколлегия

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1990 г.

- А. А. Андреев, Т. К. Злобин.** Глубинное строение и гравитационное поле Курильской системы дуга — желоб 2
- А. А. Андреев, М. Л. Красный, А. А. Кругляков, Н. А. Рагозин.** Исследование разлома вблизи осевой части Курильского желоба 4
- С. Е. Апрельков, С. В. Попруженко, М. М. Лебедев.** Геодинамическая система континентальный склон — Корякско-Камчатская островная дуга в поздне меловую эпоху 5
- Н. В. Астахова, Г. А. Нарнов, И. Н. Якушева.** Карбонат-баритовая минерализация во впадине Дерюгина (Охотское море) 3
- Н. В. Астахова, Е. Г. Ожогина, И. Б. Цой.** Баритовые конкреции северной части Японского моря 4
- Л. А. Баскакова.** Угленосные отложения Ореховской впадины Приморья: литология и палинологическое обоснование возраста 3
- А. Ф. Бехтольд.** Редкоземельные элементы в ультраосновных и основных породах дна Тихого океана (плато Огасавара, желоба Волкано и Идзу-Боинский) 5
- И. Н. Биндeman.** Смещение магм как механизм генезиса экструзивных дацитов вулкана Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова) 1
- Н. А. Богданов, С. М. Тильман.** Синтез тектоники Северо-Востока СССР с позиций актуализма 1
- Ч. Б. Борукаев, Н. К. Булин, Н. П. Виноградова, Ю. А. Косыгин, Ю. Ф. Малышев, А. А. Смыслов, Р. Ф. Черкасов.** Алданская сверхглубокая скважина: проблема места заложения 1
- Ю. С. Бретштейн, Б. И. Васильев, А. В. Климова, Ю. И. Коновалов.** Магнитные свойства вулканических пород и природа Ново-Гейбридского желоба 6
- Ю. С. Бретштейн, В. Ф. Евсеев, В. А. Ермаков, А. В. Климова, П. Ю. Ковтунович, В. С. Чуйко.** Палеомагнетизм неогеновых вулканитов и геодинамика Северных Курильских островов 5
- Л. И. Брянский.** Стандартные модели в гравиметрии 1
- В. А. Буряк, И. С. Неменман, Н. В. Бердников, А. В. Кокин, Ю. И. Демихов.** Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золотокварцевой формации Аллах-Юньской зоны 3
- В. Г. Быков, И. К. Туэзов.** О возможности определения вязкости магматических расплавов астеносферы по сейсмическим данным 1
- В. С. Вишневецкая.** Альб-сеноманские радиоларии северо-западной Пацифики как ключ к палеотектоническим реконструкциям в регионе 2
- Г. М. Власов.** Золотое оруденение докембрийских зеленокаменных поясов 4
- С. В. Высоцкий, В. Н. Оковитый.** Офиолиты Северного Приморья: петрология ультраабазит-габбровой ассоциации 5
- М. Х. Гагиев, П. П. Лычагин.** Вулканогенно-осадочный тип разреза девона Момского хребта (Северо-Восток СССР) 2
- В. И. Гилев, Ю. С. Салин.** Оценка исходных данных в задачах стратиграфической корреляции 5
- В. М. Гранник, Б. Н. Пискунов, Г. Н. Стафеева.** Петрогеохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова 3
- Л. А. Дагис, Н. И. Филатова.** Вулканогенные образования Анадырской впадины 4
- Н. Н. Житинев, Нгуен Суан Бао, Нгуен Суан Ан, Фам Тан Тхинь.** К вопросу об оловоносности Южного Вьетнама 6
- Т. В. Звезда, В. П. Василенко.** Новые данные о геологическом строении хребта Канкэрэн 5
- П. В. Ивашов.** Биогеохимический метод поисков оловорудных месторождений на Дальнем Востоке 4
- Е. А. Калинин.** Слои с *Vuchia* валанжина бассейна р. Хор (северный Сихотэ-Алинь) 6
- Б. Я. Карп, С. Н. Медведев.** Скорости поперечных волн в осадочном слое западной части Тихого океана 3
- В. Л. Кельмачев, М. И. Опарин.** Факторы локализации золотосеребряного оруденения в карбонатных толщах чехла Охотского срединного массива 2
- В. И. Киселев, М. А. Михайлов, М. А. Мишкин.** Изотопный состав и условия метаморфизма докембрийских карбонатных пород Дальнего Востока 3
- А. И. Кожури.** Молодые сдвиги хр. Кумроч и п-ова Камчатский (Восточная Камчатка) 6
- В. К. Козьянин.** Типизация и прогноз залежей углеводородов в Колпаковском прогибе Западной Камчатки 5
- О. С. Корнев.** Геомангнитные образования в фундаменте Охотоморской плиты 2
- Ф. Г. Корчагин.** Геодинамические исследования при выделении вероятных очаговых зон землетрясений (на примере района Зейского водохранилища) 1
- Ю. А. Косыгин.** Земля и время 1
- В. Н. Красиков, Ю. Ф. Жбанков, В. М. Березкин, В. Г. Филатов, А. Л. Хандожко.** Разделение потенциальных полей на основе метода регуляризации с целью выделения залежей углеводородов (Западная Камчатка) 4
- Л. И. Красный.** Магматические «линии» Пацифики и их металлогеническое значение 1
- В. М. Кузнецов, Г. М. Сосунов.** Глубинные разломы бассейна среднего течения Колымы 2
- А. А. Кулаковский.** Геодинамическая обстановка формирования скарново-магнетитового оруденения по границам Тихоокеанской плиты 5
- Ли Дюк Нам.** Основные черты неотектоники Кореи и генезис Японского моря 5
- Т. И. Липькова, М. И. Райкевич.** Новые данные по магнитным свойствам коренных пород Магеллановых гор (Тихий океан) 3
- М. И. Липкина.** Зеленые глины в осадках переходной зоны от континентов к океанам и их значение в практической и теоретической геологии 4
- А. Ф. Литвинов, В. Б. Лопатин, Н. Ф. Крикун, Л. Н. Конова, А. В. Белый.** Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений п-ова Озерной (Восточная Камчатка) 6
- Ю. А. Мартынов.** Петрологические особенности извостково-щелочных базальтов Восточного Сихотэ-Алиня 5
- Л. Ф. Мишин, Л. Л. Петухова.** Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР 4
- Ю. Ф. Мороз.** Глубинные проводящие зоны Камчатки и их связь с динамическими процессами и оруденением по данным МТЗ 6
- П. Г. Недашковский.** Петрология латитов и генезис слюдисто-альбитовых грейзенов 2
- В. Н. Патрикеев, Н. А. Рагозин.** Отображение микро-рельефа сейсмических границ на временных разрезах (Северо-Западная котловина Тихого океана) 6
- В. С. Приходько, Г. П. Пономарев.** Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива 2
- Е. А. Радкевич, А. М. Жирнов, Ю. Ф. Малышев, Л. А. Сахьянов, О. А. Степанов.** Меридиональные металлогенические пояса Дальнего Востока 6
- Г. В. Рогонов.** Усть-Нюкжинский апатитоносный массив (р. Олекма) 5
- Н. П. Романовский, В. Г. Гурович, А. Э. Даммер,**

- А. С. Каретников, М. И. Копылов, М. Ю. Носырев, А. Н. Сокарев. Плотностная характеристика выветрелых горных пород Дальнего Востока 1
- А. С. Сваричевский, А. И. Ханчук. Морфоструктура котловины Паресе-Вела (Филиппинское море) 3
- А. К. Седых. Классификация угольных бассейнов и месторождений Дальнего Востока 3
- В. Н. Сеначин. Глубинное плотностное строение Марианской островной системы по данным многовариантного решения обратной задачи гравиметрии 4
- В. П. Симаненко. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация Северного Сихотэ-Алиня 6
- Н. С. Скорнякова, Т. Ю. Успенская, Е. Г. Кожевникова, В. В. Матвеев. Локальные вариации распределения, морфологии и состава конкреций восточной приэкваториальной части Тихого океана 3
- С. В. Соколов. Структуры геохимических полей разноразмерных золоторудных систем и их поисковое значение 2
- В. Т. Старожилов. Базиты офиолитовых зон Восточно-Сахалинских гор 6
- В. Т. Старожилов. Структурно-петрохимические особенности и возможная платиноносность пород Южно-Шмидтовского аллохтона 4
- В. Т. Старожилов. Структурно-тектоническое районирование Пионерско-Шельтингской зоны Восточно-Сахалинских гор о. Сахалин 3
- О. А. Степанов. О закономерностях строения рудных зон и формирования эндогенного оруденения 4
- М. В. Сухин, Нгуен Нгием Синь, Фам Кхоан. Особенности строения и металлогения Вьетнама 3
- Ю. А. Тараканов, Н. Ш. Камбаров, Р. К. Клиге, В. А. Приходько. Плотностные зоны нижней мантии Земли по спутниковым наблюдениям 2
- Т. Ю. Тронова. Зональный прогноз нефтегазоносности шельфа Западной Камчатки 6
- Тун Юймин, Линь Кэ, Цин Суоао, Цао Сулин, Ли Зицин. Особенности тектонической эволюции угленосных впадин Северо-Восточного Китая 1
- Н. И. Филатова, Л. А. Дагис. Строение тыловой части Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса (на примере Русскогорского ареала) 2
- Л. Г. Филимонова, Р. В. Боярская, И. П. Лапутина, Н. В. Трубкин. Хромсодержащие минералы риолитов Балыгычан-Сугоевского прогиба 4
- Р. Чой Донг. Проблема субдукции в районе Алеутского желоба: новая интерпретация сейсмических профилей 5
- Н. А. Шило, Л. И. Красный, А. П. Милов. Магматизм Тихоокеанского пояса 4
- Г. П. Шипицын. Эволюция морфоструктур бассейна верхнего течения р. Вывенка (Корякское нагорье) 2
- Э. Л. Школьник, Г. Н. Батулин. О происхождении фосфоритов на островах Тихого океана 5
- Л. В. Эйриш. Региональная рудная зональность Приморья 3
- пологии глубоководной части Восточно-Китайского моря по изотопным данным 5
- С. В. Горкуша. Применение ЭВМ и машинной графики при пространственном анализе сейсмической информации 1
- Л. М. Грамм-Осинов. Железо в поровых водах глубоководных пелагических осадков (физико-химический анализ) 5
- С. В. Зябрев, Н. Ю. Брагин. О возрасте буюклинской толщи о. Сахалин 2
- В. А. Игнатъев. Новые данные об Аюйской группе вулканов (Западная Чукотка) 2
- Л. А. Изосов, И. В. Мишкина, Н. М. Павличенко, Г. Н. Павличенко, И. Ф. Федчин. О медной минерализации Малоключевской рифтовой зоны Приморья 4
- В. Б. Капдун. Результат глубинного электромагнитного зондирования в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы 2
- Р. Квет. Полная периодическая шкала геологического времени 6
- В. И. Киселев, С. В. Коваленко, М. А. Михайлов. Изотопно-геохимическое изучение мраморов Сергеевского выступа (Южное Приморье) 2
- А. М. Ляпишев. Экспериментальные исследования глубинной электропроводности северо-запада зоны перехода Азиатский континент — Тихий океан 4
- В. Б. Мудрецов, А. М. Жильцов. Аномальные сейсмоакустические зоны на северо-восточном шельфе о. Сахалин 3
- И. Д. Полякова, М. М. Колганова, Е. И. Соболева. Геохимическая оценка нефтематеринского потенциала третичных отложений Екатеринбургской площади Среднеамурской впадины 5
- А. В. Рыбин. Амфиболы в интрузивных породах о. Кунашир (Курильская островная дуга) 2
- В. П. Самусиков. Химический состав самородков золота и их генезис 3
- Е. П. Терехов, Н. Г. Ващенко, М. Т. Горвая, И. Б. Цой. Оligоцен-раннемиоценовый этап развития Японского моря 3
- А. М. Шавандрин. О связи скорости продольных волн с плотностью пород 3

Критика, дискуссии, библиография

- В. Г. Гладков, П. М. Лобанов, А. В. Татарин. Рецензия на книгу «Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы» 4
- Е. А. Кириллов. Исследования Н. Г. Меглицкого на Дальнем Востоке 4
- В. А. Маркусова, Л. А. Цветкова, Т. Б. Венедиктова. Библиометрический анализ журнала «Тихоокеанская геология» 3
- Ю. П. Пензин. К вопросу сохранения биосферы 6
- И. А. Резанов. Как увязать строение коры континентов и океанов 6
- О. А. Степанов. К вопросу о гипотезе тектоники плит 5

Хроника

- Ч. Б. Борукаев. Международный форум геологов 2
- Ч. Б. Борукаев. Проблемы геологии на 28-й сессии Международного геологического конгресса 1
- Результаты геологических исследований в 30/31 рейсе НИС «Профессор Богоров» 6
- Указатель статей, опубликованных в журнале в 1990 г. 6

Юбилейные даты

- Соломон Маркович Тильман (к 70-летию со дня рождения) 1
- Илларион Иванович Тютрин (к 70-летию со дня рождения) 1
- Юрий Александрович Косыгин (к 80-летию со дня рождения) 6

Краткие сообщения

- Г. Г. Бакай, З. К. Борисова. О возрасте отложений Шестаковского разреза (северное побережье Пенжинской губы) 5
- В. Ф. Бельий, А. А. Сидоров. К проблеме Тихоокеанского рудного пояса 2
- Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков. Флюидный режим преобразования блоков раннекембрийских комплексов в фанерозойских складчатых системах 2
- А. Ф. Бехтольд, Д. Ф. Семенов. Метабазиты и гипербазиты Сусунайского хребта (о. Сахалин) 1
- С. А. Горбаренко. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений и некоторые вопросы палеоокеа-

1р. 80к.

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1990. № 6. 1-112.