

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



3

1982

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *К. В. Боголепов*, *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *Е. А. Кулиш*, *В. А. Кулындышев*, *А. П. Миров*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*,
И. К. Туезов

Адрес редакции: Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, ком. 203,
тел. 33-39-46

Зав. редакцией *Г. С. Зальгина*
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректоры *Т. Ф. Погиблова*, *Н. Г. Локтева*

Сдано в набор 10.02.82. Подписано к печати 16.06.82.
МН-12040. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж
902 экз. Заказ № 60.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новоси-
бирск, 77, Станиславского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАЙ — ИЮНЬ

НОВОСИБИРСК

№ 3, 1982

СОДЕРЖАНИЕ

<p>Г. М. Власов. Природа метаморфической зональности складчатых областей 3</p> <p>В. И. Шульдинер. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и главные этапы становления континентальной земной коры 13</p> <p>М. А. Мишкин. Эволюция метаморфизма в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану 23</p> <p>Б. Н. Пискунов, В. И. Федорченко. Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы. Статья I 38</p> <p>Ю. А. Косыгин, Б. А. Натальин, Л. М. Парфенов. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе) 46</p> <p>Ю. С. Маймин, Ю. Г. Старицкий, В. А. Трофимов. Новые представления о тектоническом районировании Индокитая 53</p> <p>Г. В. Жегадова. Явление кинкбэндинга на Камчатке и некоторые соображения об эволюции глубинных разломов 60</p> <p>В. Г. Хомич. Формационные типы проявлений золото-серебряной минерализации Тихоокеанского рудного пояса 70</p> <p>А. Г. Родников, А. Г. Гайнанов, Б. В. Ермаков, Т. Като, В. М. Ковылин, В. А. Селиверстов,</p>	<p>Х. Симamura, Я. Б. Смирнов, П. А. Строев, Ю. К. Щукин. Геотранверс Сихотэ-Алинь — Японское море — о. Хонсю — Тихий океан 84</p> <p>И. К. Туезов, О. В. Веселов, В. Д. Епанешников, Е. Н. Липина. Геотермика запада Тихого океана 90</p> <p>В. Ф. Белый. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса 101</p> <p style="text-align: center;"><i>Краткие и предварительные сообщения</i></p> <p>Ю. Ф. Сидоров, Г. Л. Кириллова. Новые данные о возрасте метаморфических толщ Сихотэ-Алинской складчатой системы 110</p> <p>А. Б. Игнатьев, В. П. Боровков, А. Д. Снычков, Н. Н. Киселев, А. Е. Полозов, И. И. Шапожка. Карта вулcano-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР 112</p> <p>Н. В. Куликов, Н. Я. Брутман. К вопросу о возрасте и происхождении Мареканской свиты Приохотского прогиба 118</p> <p style="text-align: center;"><i>Критика и дискуссии</i></p> <p>Ю. А. Косыгин. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка вторая. Геодинамическая гипотеза Е. В. Артющкова (1979) 121</p>
--	---

CONTENTS

G. M. Vlasov. The nature of metamorphic zonation of folded regions.	3	Yu. K. Shchukin. The Sikhote-Alin — the Japan Sea — the Khonsu Island — the Pacific Ocean geotraverse	
V. I. Shul'diner. Pre-Cambrian basement of the Pacific Belt and the main stages of continental Earth crust formation	13	I. K. Tuezov, O. V. Vaselov, V. D. Epaneshnikov, E. N. Lipyna. Geothermics of the Western Pacific	84
M. A. Mishkin. The evolution of metamorphism in the Asia — Pacific Ocean transition zone	23	V. F. Bely. To the problem of age of the Okhotsk — Chukotka volcanogenic belt	
B. N. Piskunov, V. I. Fedorchenko. Volcanism of the North — Western Pacific and some related petrological problems. I.	38	<i>Brief and Preliminary Communications</i>	
Yu. A. Kosygin, B. A. Natal'in, L. M. Parfenov. Tectonic map of the Far East and adjacent regions (on the formational basis)	46	Yu. F. Sidorov, G. L. Kirillova. New data on the age of metamorphic rocks of the Sikhote — Alin fold system	110
Yu. S. Maimin, Yu. G. Staritsky, V. A. Trofimov. New ideas on tectonic zonation of Indo-China	53	A. B. Ignat'ev, V. P. Borovkov, A. D. Snyehkov, N. N. Kiselev, A. E. Polosov, I. I. Shapochka. The map of the maritime part of the USSR Far East	112
G. V. Zhegalova. Kink band in the Kamchatka Peninsula and some ideas on the deep faults evolution	60	N. V. Kulikov, N. Ya. Brutman. Age and Origin of the Marekan suit of the Priochotsk basin	118
V. G. Khomich. Formational types of the gold — silver mineralization of the Pacific ore belt	70	<i>Critical Review and Discussion</i>	
A. G. Rodnikov, A. G. Gainanov, B. V. Ermakov, T. Kato, W. M. Kovylin, V. A. Seliverstov, Kh. Simamura, Ya. B. Smirnov, P. A. Stroev,		Yu. A. Kosygin. Notes on geotectonic hypotheses. The second note. Geodynamic hypothesis by E. V. Artyushkov (1979)	124

Г. М. Власов

ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Метаморфические пояса, выделенные А. Миясиро во многих разновозрастных складчатых областях мира, отражают геосинклиальную зональность. Между двумя контрастными по условиям метаморфизма поясами можно дополнительно выделить промежуточный пояс, соответствующий внутренним андезитовым дугам.

Преобразования пород поясов обусловлены не только условиями температуры и давления, но и первичным составом пород, геохимической специализацией структурно-формационных зон, автомагматическими и

постмагматическими процессами. Последние способны вызвать многообъемный региональный метаморфизм (метасоматоз) вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

Ставится под сомнение существование критериев отличия пропилитовых и зеленосланцевых изменений вулканитов. Предложены некоторые принципы прогнозирования и поисков руд в зеленокаменных породах. Высказываются критические замечания в адрес концепций метаморфических фаций.

ВВЕДЕНИЕ

Представления А. Миясиро [26] о парных метаморфических поясах в островных дугах и складчатых областях получили общее признание. Выделенные сначала в молодых островодужных системах Японии, пояса оказались свойственными многим разновозрастным складчатым областям мира.

Внешний, приокеанический пояс метаморфизма высокого давления и низкой температуры, с развитием глаукофана, наиболее отчетливо проявлен в мезозойских и кайнозойских структурах. Чаще встречается в разновозрастных образованиях внутренний, приконтинентальный пояс высокотемпературного метаморфизма низкого давления с силлиманитом, гранатами, ставролитом и другими высокотемпературными минералами. Кроме того, выявились промежуточные, по условиям образования, метаморфические породы, связываемые А. Миясиро с метаморфизмом среднего давления. К этому типу относится часть проявлений цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций, выделенных А. Миясиро под особым наименованием метаморфизма погребения.

Разнообразие метаморфической зональности орогенных областей А. Миясиро объясняет различиями в соотношении литостатического давления и температуры (геотермического градиента) при метаморфизме. Эти различия, по его мнению, обуславливаются той или иной скоростью подвига океанической плиты под ост-

ровную дугу или край континента, а также вариациями толщины поддвигаемой плиты и углов ее наклона. В частности, метаморфизм высокого давления развивается при максимальной скорости движения плиты. При меньшей скорости движения плиты проявляется метаморфизм среднего давления. Образование различных серий вулканических пород в островных дугах А. Миясиро также связывает с той или иной скоростью движения литосферных плит: при высокой скорости развивается толеитовая серия, при меньшей — известково-щелочная, при еще более замедленном движении — щелочная. Некоторое значение при образовании минеральных парагенезисов А. Миясиро придает содержанию углекислоты и воды.

Выделение метаморфических поясов, бесспорно, представляло в свое время большое научное достижение. Существование однотипных поясов в современных островных дугах и разновозрастных складчатых системах мира отражает общие закономерности развития подвижных областей. Однако с некоторыми положениями делаемой А. Миясиро и многими другими исследователями интерпретации этого явления нельзя согласиться. Спорные моменты имеют принципиальный характер, их значение выходит за пределы вопроса о метаморфических поясах, они существенны для практики геологических работ. Эти обстоятельства побуждали автора написать настоящую статью.

1. СОПОСТАВЛЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Существование парных метаморфических поясов, выделяемых А. Миясиро, фактически отражает геосинклинальную зональность. Образование этих поясов обусловлено не только условиями давления и температуры в соответствующих зонах, но, в большей степени, и составом распространенных в них пород, характером магматических проявлений, деятельностью специфических для каждой зоны газо-гидротермальных флюидов.

Метаморфические пояса высокого давления и низкой температуры А. Миясиро в общем совпадают с фронтальными эвгеосинклинальными прогибами, преобразующимися затем во внешние дуги. В сложении их преобладают в той или иной степени измененные магматические породы основного и ультраосновного состава. Изменения выражены образованием непосредственных выходов глубинных разломов глаукофана, объемной спилитизацией базальтов, серпентинизацией и лиственитизацией ультраосновных интрузий. Широко распространены зеленокаменные, главным образом низкотемпературные преобразования вулканитов (пренил-пумпеллитовая и хлоритовая фации).

Метаморфические пояса низкого давления и высокой температуры представляют тыловые структуры складчатых областей, в частности краевые вулcano-плутонические пояса с большими массами кислых и щелочно-кислых вулканитов и обилием разнообразных гранитоидных интрузий. Естественно, что здесь развит контактовый метаморфизм, со свойственной ему высокотемпературной минерализацией, явлениями грейзенизации и образования вторичных кварцитов галогеннокислотного ряда, скарирования известковых пород, щелочного (калиевого) метасоматоза, высокотемпературной пропилитизации (эпидот-актинолитовая фация).

Можно несколько детализировать схему метаморфических поясов, даваемую А. Миясиро. В геосинклинальных (складчатых) областях фактически выделяются не два, а три пояса с различной геологической обстановкой и отличающиеся условиями метаморфического минералообразования. Помимо приокеанического пояса метаморфизма высокого давления и низкой температуры (внешние дуги) и континентального пояса высокотемпературного метаморфизма низкого давления (краевые вулканические пояса), заслуживают выделения в качестве третьего, среднего пояса геосинклинальные поднятия внутренних вулканических дуг. Это арена андезито-дацитового вулканизма и многочисленных субвулканических и гипабиссальных гранитоидных интрузий. Из метаморфических

проявлений здесь преобладают зеленокаменные изменения (низко- и среднетемпературная пропилитизация), а также образование сольфатарных вторичных кварцитов и аргиллизитов.

Выделение в геосинклинальных системах по характеру метаморфизма трех, а не двух поясов в значительной степени снимает затруднение, с которым столкнулся А. Миясиро при характеристике метаморфизма зон, соответствующих внутренним вулканическим дугам. С одной стороны, метаморфизм в них проявлен зеленокаменными преобразованиями пород, характерными для поясов метаморфизма высокого давления, с другой — наблюдающиеся здесь изменения не несут таких черт метаморфизма высокого давления, как образование глаукофана, так же как и не характеризуются особенно большой температурой. Он предложил относить этот метаморфизм к типу умеренного (среднего) давления, проявившемуся в условиях значительного теплового потока и больших геотермальных градиентов. Вместе с тем, наблюдая в зонах андезитового вулканизма внутренних дуг большое количество небольших гранитоидных интрузий, А. Миясиро высказал предположение, что цепи андезитовых вулканов на островных дугах и континентальных окраинах представляют поверхностное проявление высокотемпературного метаморфизма низкого давления, связанного с гранитным магматизмом, т. е. в данном случае он относит внутренние вулканические дуги к поясу метаморфизма низкого давления. Фактически же главными зонами высокотемпературного метаморфизма низкого давления являются краевые вулcano-плутонические пояса, внутренние же вулканические дуги (как структуры промежуточные между приокеаническими внешними дугами и краевыми поясами) несут в себе особенности тех и других: при зеленокаменном характере вулканических пород, в них в значительной степени проявляется высокотемпературный, контактовый метаморфизм, в полной мере развивающийся лишь далее, в направлении к континенту, в краевых вулканических поясах.

Специфичность метаморфических (преимущественно, метасоматических) изменений пород в различных поясах в значительной мере связана с геохимической специализацией поясов в отношении флюидов, воздействующих на породы в завершающие стадии магматических процессов. Во внешних прогибах особенно рельефно проявляется щелочной (преимущественно натриевый) метасоматоз, во внутренних вулканических дугах — деятельность сернистых и хлоридных эксталяций, в краевых вулканических поясах повышается роль галлоидных кислот, особенно фтористоводородной.

Объяснение образования «парных» метаморфических поясов существованием геосинкли-

нальной зональности лучше согласуется с их распределением и особенностями, чем предполагаемое А. Миясиро развитие этих поясов в связи с поддвижением океанической плиты под островные дуги или края континентов. Например, широкое проявление метаморфизма высокого давления в мезозойских и кайнозойских структурах, объясняемое А. Миясиро большой скоростью субдукции и крутизной зон Бенъофа, хорошо согласуется с сильным инициальным базитовым и ультрабазитовым магматизмом мезокайнозойского тектоно-магматического мегацикла. Герцинские же структуры естественно несут меньшие проявления метаморфизма высокого давления, так как относятся к заключительным этапам каледоно-герцинского мегацикла, протекавшим в более сиалических условиях [21]. Аномальная ширина некоторых поясов низкого давления, объясняемая А. Миясиро слиянием нескольких термических линий, обусловлена обычной значительной шириной тыловых вулканоплутонических поясов геосинклинальных систем. То, что метаморфизм низкого давления обычно сопровождается кислыми и средними, метаморфизм высокого давления — основными и ультраосновными породами, а метаморфизм среднего давления занимает промежуточное положение [26] — опять-таки объяснимо соответствующими составами магматических пород во внешних прогибах, краевых поясах и внутренних вулканических дугах.

2. РАННИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД ПОЯСОВ

Преобразования пород, определяющие индивидуальность метаморфических поясов, А. Миясиро и многие другие авторы связывают с наложенным региональным метаморфизмом. Фактически они обусловлены преимущественно ранними, постмагматическими процессами.

Кроме образования глаукофана, пояса высокого давления А. Миясиро характеризуются альбитизацией (спилитизацией) вулканитов, их общим зеленокаменным перерождением. Существуют мнения как о первичном, магматическом и постмагматическом, так и о вторичном происхождении спилитов. Обсуждение этого вопроса на страницах междунаrodной коллективной монографии «Spilites and spilitic rocks» [52] выявило, что большее число участников дискуссии высказалось в пользу магматического и постмагматического происхождения спилитов из магм, обогащенных щелочами и водой. Объективное подведение итогов этой дискуссии сделано автором в опубликованной рецензии [9]. Проведенные в последние годы исследования условий образования относительно молодых, мезозойских и кайнозойских спилитов подтвердили их магматический и постмагмати-

ческий генезис [1, 27, 45, 50]. Убедителен, в частности, следующий факт: в кайнозойских спилитах Курило-Камчатской дуги процесс альбитизации начался еще до излияния лав на морское дно и продолжался до падения температуры вулканитов. Трещины остывания, возникшие при соприкосновении горячей лавы с холодной водой, пересекают уже сформировавшиеся псевдоморфозы альбита по плаггиоклазам [10].

Ранний, магматический и постмагматический генезис спилитов согласуется с обычными проявлениями в ранний этап развития геосинклинальных трогов сильного щелочного (натриевого) метасоматоза.

Дискуссионным является пока и вопрос о природе зеленокаменных изменений. Одни исследователи считают, что они частично представляют результат деятельности постмагматических пропилитизирующих растворов, главным же образом обусловлены наложенным региональным метаморфизмом (зеленосланцевая метаморфическая фация). При этом отстает действие ряда признаков, подбываясь которыми можно различить эти типы изменений. В. Л. Русинов [36], разделяющий эту точку зрения, дает следующие критерии отличия пород зеленосланцевой метаморфической фации от пропилитов: принадлежность зеленосланцевых пород к продуктам контактово-регионального метаморфизма прогрессивного характера у крупных гранитных интрузий, в противоположность пропилитам — продуктам регрессивного метаморфизма (гидротермального метасоматоза) у субвулканических интрузий гранодиоритов и кварцевых диоритовых порфиритов; связь зеленосланцевых пород с продуктами метаморфизма более высоких ступней, например, пренит-пумпеллитовой, амфиболитовой и гранулитовой метаморфическими фациями; отсутствие тесных взаимоотношений зеленосланцевых пород с рудами; отсутствие в зеленосланцевых породах калиевого метасоматоза (присущего пропилитам), а также продуктов кислотного выщелачивания.

Другая точка зрения о главной роли в зеленокаменных изменениях постмагматических процессов и о необоснованности предлагаемых критериев различия типов этих изменений поддерживается сейчас большим, и притом быстро возрастающим, числом исследований. Анализ этого вопроса сделан автором в более ранней работе [30]. Здесь укажем лишь главные пункты нашей аргументации в пользу раннего, а не наложенного образования большей части зеленокаменно измененных пород.

Трудно разграничить «крупные» гранитоидные интрузии (с которыми, по В. Л. Русиньву, связаны зеленосланцевые изменения) и субвулканические интрузии (обуславливающие, по то-

му же автору, пропилитизацию). Утверждение о присутствии пренит-пумпеллиитовой и амфиболитовой ассоциаций лишь в регионально метаморфизованных зеленосланцевых толщах неверно. Пренит-пумпеллиитовая фация развита, например, в формации зеленых туфов Японии [49], относимой В. Л. Русиновым, как и всеми другими авторами, к пропилитам. Она встречается и в пропилитизированных подводных вулканитах (аналогах формации зеленых туфов) на Юго-Восточной Камчатке [10]. По наблюдениям Г. Ф. Яковлева и др. [31], «пренит-пумпеллиитовая фация имеет широкое распространение только в слабодислоцированных блоках древних геосинклиналей, в которых хорошо сохраняется первичная раннегеосинклинальная пропилитизация» (с. 79). В Центральной Камчатке М. М. Василевским [11] описано несколько детально изученных разрезов, в которых рудоносная эпидот-актинолитовая фация входит в закономерно построенный зональный ряд пропилитовых изменений.

Против отрыва зеленосланцевых изменений от процессов рудообразования (к чему склоняется В. Л. Русинов) обоснованно возражают уральские геологи [17, 19, 33, 35]. И. Н. Иванов и В. М. Нечухин [16] в статье, специально посвященной соотношениям во времени руд и вмещающих их зеленосланцевых толщ, отмечают: «Полученные в последние годы материалы позволяют сделать вывод о тесной связи процессов регионального зеленокаменного метаморфизма и колчеданного оруденения» (с. 7).

Наблюдения В. Ф. Рудницкого [35] и других исследователей на Среднем Урале показали, что пренит-пумпеллиитовая фация преимущественно связана с изменениями андезит-базальтовой и трахибазальт-трахиандезитовой формаций, тогда как для измененных базальтов типичны эпидот-амфиболовая ассоциация и фация зеленых сланцев. Последняя характерна и для колчеданосных базальт-липаритовой и базальт-андезит-дацит-липаритовой формаций. «Тесная пространственная связь различных метаморфических фаций с определенными вулканическими формациями», — пишет В. Ф. Рудницкий, — «указывает на то, что процессы метаморфизма в породах разных формаций происходили независимо друг от друга и в каждом случае были тесно связаны с вулканизмом. В связи с этим представление о наложении на колчеданные руды и породы колчеданосных формаций более поздних изменений пумпеллит-пренитовой фации, на наш взгляд, ошибочно» (с. 165).

Калиевый и натриевый метасоматоз одинаково проявлены как в типичных пропилитах, так и в зеленокаменных породах, относимых В. Л. Русиновым к регионально метаморфизованным зеленосланцевым образованиям. На фо-

не натриевого метасоматоза (спилитизация базальтов) развивается магматизм начальноегеосинклинального этапа во внешних эвгеосинклинальных прогибах, обычно характеризующихся в настоящее время зеленосланцевыми образованиями. В последующем натриевый метасоматоз сменяется калиевым. В разрезах типичных пропилитов современных вулканических районов альбитизация обычно проявляется на более низких уровнях, где перегретые гидротермы имели высокую температуру, а адуляризация — на более высоких уровнях, соответствующих вскипанию и резкому ощелачиванию терм вследствие удаления кислотных газов.

Продукты кислотного выщелачивания, тесно ассоциированные с зеленокаменными преобразованиями, свойственны отнюдь не только пропилитам, как утверждает В. Л. Русинов. Многочисленные проявления их отмечаются в рудоносных зеленосланцевых толщах Урала [12, 24, 48]. Поверхностные и приповерхностные сольфатарные (сернокислотные) продукты в условиях сильно эродированных структур Урала естественно не сохранились. Высокотемпературные (галогеннокислотные) широко распространены. В зонах пропилитизации современных вулканических областей сольфатарные вторичные кварциты занимают обширные площади. Пропилитизированные породы в областях сравнительно недавно угасшего вулканизма, как, например, в районе Гряды Каменистой в Нижнем Приамурье, ассоциируют с вторичными кварцитами как сольфатарного, так и галогеннокислотного рядов.

Не подтверждается и главный, предлагаемый В. Л. Русиновым, критерий — отнесение к зеленосланцевым породам продуктов прогрессивного метаморфизма, а к пропилитам — продуктов регрессивного метаморфизма. Изучение кайнозойских пропилитов Тихоокеанского пояса и силурийских зеленосланцевых пород Южного Урала показало образование тех и других в условиях регрессивного гидротермального метасоматоза.

О преимущественно постмагматическом характере зеленокаменных изменений неогеновых вулканических Камчатки и Курильских островов говорят наблюдаемые в них тесные взаимоотношения продуктов пропилитизации и аргиллизации. Монтмориллонитизация постоянно сопровождается пропилитовые изменения подводных вулканов, причем в большинстве случаев монтмориллонит не является диагенетическим минералом, а тесно связан с хлоритом, карбонатами, селадонитом и другими постмагматическими продуктами. Сходная минералогическая ассоциация с сериями смешаннослойных минералов и хлоритов, до монтмориллонита, устанавливается в силурийских зеленокаменных вулканических Южного Урала. Как показали исследования

М. А. Ратеева и др. [34], подобная ассоциация образуется при постмагматических изменениях вулканитов, происходящих на фоне постепенного понижения температуры (регрессивный гидротермальный метаморфизм). Более высокотемпературные члены ассоциации (гидрослюдь и хлорит) связаны с пропилитизацией. При понижении температуры ниже 200° развивается аргиллизация — формируются смешаннослойные минералы с преобладанием монтмориллонитовых пакетов.

Анализ материалов по другим регионам также показывает слабую обоснованность выводов о прогрессивном метаморфизме зеленокаменных вулканогенных толщ. Можно привести пример вулканитов Алтае-Саянской области. По мнению А. Ф. Белоусова [3], порядок образования там зеленокаменной ассоциации согласуется с последовательным перемещением вулканических пород на все большую и большую глубину, где они подвергались все более и более сильному региональному метаморфизму. Мнение это основано на ошибочном включении в общую ассоциацию эпидота и актинолита, связанных фактически с наложением на подводные вулканы контактового метаморфизма при последующей интрузивной деятельности. Описываемая А. Ф. Белоусовым крайняя неравномерность зеленокаменных изменений вулканитов, сохранение в них реликтов плагиоклазов и других минералов, а также участков лав со стеклом, плохо согласуются с предполагаемым воздействием на них регионального метаморфизма нагрузки. К тому же, самим А. Ф. Белоусовым приводятся доказательства раннего завершения региональной альбитизации и связи ее с хлоридно-натриевыми термами. Одно это должно было склонить его к мнению о ранней постмагматической, а не наложенной альбитизации.

В пользу ранних постмагматических зеленокаменных изменений верхнемеловых геосинклинальных вулканитов Камчатки говорят результаты исследований Б. А. Марковского и Е. Л. Розиновой [25], установивших связь зеленых (преимущественно хлоритовых) изменений вулканитов с большим первичным содержанием в них воды (до 4—5%). В сравнительно глубоководных условиях сбросу летучих препятствуют быстрое увеличение вязкости силикатного расплава (из-за охлаждения его водой) и гидростатическое давление столба морской воды. Анализы камчатских вулканитов показали, что при их изменении происходит в основном лишь перераспределение первичной магматической воды вследствие превращений вулканического стекла в ассоциацию хлорит-амфибол-эпидотовых минералов.

Роль первичной воды и щелочей в зеленокаменных изменениях вулканитов прекрасно проявляется на примере молодых (позднеолигоценных)

новых) вулканитов в Нижнем Приамурье, которые изучались В. И. Суховым и Г. М. Власовым [30]. Вулканиты мощностью около 100 м имеют трахилинаритовый состав, игнимбритоподобный облик и ярко-зеленую окраску. Последняя обусловлена хлоритизацией вулканического стекла. Кристаллы плагиоклазов замещены альбитом. Зеленокаменные преобразования проявляются также и в экструзивно-субвулканических породах близкого состава, находящихся в той же толще. Описываемая толща и вмещающие ее породы представляют континентальные образования. Изменения вулканитов в данном случае явно связаны с ранними процессами в магмах, обогащенных летучими, в частности водой.

К выводу об обогащенности лав, претерпевших зеленокаменные преобразования, водой и щелочами приходят и японские исследователи [51].

Можно, таким образом, присоединиться к мнению М. М. Василевского [5], специально занимавшегося исследованием условий пропилитизации, что «четкие признаки пропилитового или зеленокаменного метаморфического процесса все-таки и в настоящее время отсутствуют» (с. 248). Можно сделать также вывод о широком проявлении в разновозрастных вулканогенных толщах ранних зеленокаменных преобразований.

Крупнообъемные изменения пород газогидротермальными процессами до последнего времени недоучитывались. Изменения, связанные с этими процессами, обычно считались локальными, узкозональными. Между тем они во многих случаях по масштабу изменений являются региональными [7, 28]. На протяжении более тысячи километров протягивается Центрально-Камчатская рудная зона (имеющая продолжение в Корякском нагорье и в Большой Курильской дуге) с зонально проявляющимися комплексами гидротермально измененных пород [11]. Широкое проявление в современных вулканических областях пропилитизации, обычно сменяющей на некоторой глубине приповерхностные сольфатарные кислотные изменения, естественно предполагает большую распространенность, вплоть до существования локальных подземных бассейнов, пропилитизирующих хлоридно-щелочных перегретых вод, богатых углекислотой [29]. Реальность этого доказывается исследованиями на геотермальных полях и открытием рудоносных рассолов в Солтон-Си и в других районах. По заключениям Д. Е. Уайта, Е. Т. Андерсона и Д. Е. Груббса [42], подобные термы способны изменить вулканические породы вблизи поверхности до состояния зеленых сланцев.

Особенно большие площади и объемы вулканических пород охватываются пропилитизаци-

ей при подводном вулканизме. На примере формации зеленых туфов видно, как далеко зашедшая дифференциация магм в конце раннего — начале среднего миоцена и благоприятные условия для подводного вулканизма, вследствие опусканий и формирования обширных бассейнов, обусловили широкое распространение формации зеленых туфов не только в Японии, но и в Курило-Камчатской дуге, на Филиппинах и в других районах молодого вулканизма Тихого океана. Благодаря этому указанная формация приобрела в известной мере «стратиформный» характер.

Можно думать, что в более отдаленном прошлом в равновозрастных эвгеосинклинальных зонах неоднократно образовывались подобные «зеленосланцевые» толщи, генезис которых объясняется теперь без достаточных оснований наложением регионального метаморфизма нагрузки. Закономерности процессов их образования обычно стараются связать с изменениями прежде всего температуры и давления, тогда как фактически характер таких зеленокаменных пород обусловлен преимущественно составом первичных пород и газо-гидротермальных реагентов, а также особыми условиями подводного вулканизма.

3. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАННИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Представляет собой интерес отмечаемое всеми исследователями повышенное содержание рудных элементов в «зеленосланцевой фации метаморфизма». Сторонниками метаморфогенного рудообразования это обстоятельство объясняется миграцией металлов при метаморфизме из более высокотемпературных фаций в зеленосланцевую. Этому противоречит, однако, изохимический, по имеющимся данным, характер региональных метаморфических преобразований. Специальными исследованиями в этом направлении охвачены все основные группы пород и все типы метаморфизма. К. В. Кепежинский и др. [18] на основании статистической обработки мировых аналитических данных сделали следующий вывод: «Таким образом, статистическое сравнение химических составов метапелитов из разных метаморфических зон свидетельствует об изохимическом характере регионального метаморфизма прогрессивной стадии» (с. 61). По А. Мясиро [26], роговики у гранитных контактов сохраняют первоначальные составы пород. По Н. Л. Добрецову и Л. Г. Пономаревой [14], устанавливается изохимический характер глаукофанового метаморфизма. По Б. В. Петрову и С. З. Яковлевой [32], региональный метаморфизм базитов в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций — процесс, близкий к изохимическому.

Достаточно категорично высказывание А. В. Сидоренко и О. И. Луневой [39] о том, что метаморфические преобразования в природе, как правило, идут изохимическим путем.

Естественно, что при изохимическом характере метаморфизма нельзя ожидать перемещений рудных элементов в количествах, достаточных для образования метаморфогенных рудных месторождений. Это подтверждается многочисленными свидетельствами отсутствия перемещений золота при метаморфизме, почему большинство исследователей приходит к выводу о невозможности привноса в значительных количествах золота в породы зеленосланцевой фации за счет процессов регионального метаморфизма [2, 23, 40, 43, 47].

По-видимому, лишь при ультраметаморфизме (гранитизация и пр.) действительно возрождаются термы, могущие быть рудоносными [4], но эти термы, так же как и ультраметаморфические граниты, пока неотделимы от глубинных магматических образований и отложение руд из них если и происходит, то все же не в прогрессивную, «ультраметаморфическую», а в регрессивную «постмагматическую» стадию.

Учитывая все это, более естественно объяснить обогащенность зеленокаменных пород металлами, принадлежностью этих пород к пропилитовой формации, которая часто бывает рудоносной. Действительно, как показывает статистика, большое число промышленных рудных месторождений в древних толщах приурочено к зеленокаменным породам и связано с кислыми магматическими дифференциатами, обычно локализующимися в куполовидных структурах [46]. Эти структуры можно рассматривать как эмбриональные формы ранних внутригеосинклинальных поднятий, в пределах которых обычно происходит вместе с пропилитовыми (зеленокаменными) и другими преобразованиями магматических пород преимущественное рудоотложение.

Следовательно, разновозрастные зеленосланцевые толщи представляют потенциально рудоносные горизонты, и главное внимание исследователей должно быть обращено на локализацию в них центров ранних, «дометаморфических» пропилитовых изменений, выявление вулcano-плутонических поднятий с относительно кислыми магматическими породами, специфическими окolorудными изменениями (березитизация и др.) и рудами. Нахождение таких рудоносных поднятий облегчается благодаря частому окаймлению их шлейфами туфового флиша [8].

Подобное понимание сущности преобразований вулканизов намного расширяет перспективы рудоносности зеленокаменных толщ. Существующие неясные представления о связи руд в древних толщах с проблематическим диафто-

резом или метаморфогенным рудообразованием, избирательно наложенным почему-то на метаморфические породы фации зеленых сланцев, заменяются четкими критериями, в том числе стратиграфическими, так как можно ориентироваться, в каких частях разреза вероятно залегание потенциально рудоносных зеленокаменных толщ. В разрезах каждой (или почти каждой) моноциклически развивавшейся складчатой области естественно ожидать встретить две разновозрастные зеленокаменные толщ. Одна из них, раннегеосинклиальная, сформировалась в эвгеосинклиальных трогах при инициальном магматизме из вулканических продуктов преимущественно базитового состава (спилит-кератофировая формация). Более перспективны в отношении руд верхние части этих толщ, содержащие, наряду с базитами, их кислые дифференциаты, частично в форме субвулканических интрузий и экструзий. Вторая потенциально рудоносная зеленокаменная толща — позднегеосинклиально-раннеорогенная, соответствующая по времени образования переходу к орогенным условиям с развитием разломов, дифференциацией рельефа, образованием крупных бассейнов, где вулканизм сильно дифференцированных андезитовых магм продолжался в подводных условиях (формация зеленых туфов). Эти две толщ имеют существенные различия, которые, вероятно, несколько нивелируются в геосинклиналах, развивавшихся на сиалическом основании. В складчатых областях с полициклическим развитием число зеленокаменных толщ может соответственно увеличиваться.

Эти положения находят фактическое подтверждение работами в областях древнего вулканизма. «Дометаморфическая» пропилитизация с рудопроявлениями устанавливается в зеленокаменных толщах некоторых районов Станового хребта. Недавно В. А. и Н. А. Костицы [20] определили в Восточной Карелии дометаморфический характер пропилитизации архейских вулканогенных толщ и парагенетическую связь с этой пропилитизацией колчеданных, полиметаллических и другого состава рудопроявлений. В заключение эти авторы пишут: «Установленное в Восточной Карелии развитие площадной и локальной пропилитизации и сопряжение с ней процессов березитизации и аргиллизации расширяет металлогенические перспективы архейских зеленокаменных поясов» (с. 300).

4. НЕДОСТАТОЧНОСТЬ ПОНЯТИЯ «МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ» ДЛЯ НАУКИ И ПРАКТИКИ

На примере метаморфической зональности подвижных зон видно, что ограничивать мета-

морфические процессы воздействием на породы лишь температуры и давления нельзя. Между тем понятие «метаморфическая фация» подразумевает влияние прежде всего этих двух факторов, безотносительно к геологической позиции измененных пород: их первичного состава, состава участвующих в метаморфических процессах флюидов, общей геохимической специализации структурно-формационных зон. Чтобы не быть голословным, приведу несколько выдержек из работ последователей метаморфических фаций:

«Важно подчеркнуть, что метаморфическая фация определяется соотношением химического и минералогического состава некоторой группы пород, а не по признаку их геологической позиции. В некоторых зонах регионального метаморфизма обнаруживаются точно такие же соотношения между химическим и минеральным составами, как и в некоторых контактово-метаморфических зонах. Все такие зоны следует относить к одной метаморфической фации безотносительно к различиям геологических позиций этих пород» [26, с. 319].

«Важно лишь подчеркнуть, что в большинстве случаев достаточно учитывать ныне фиксируемые и обобщенные составы пород... без попыток выяснения их первичного происхождения» [15, с. 83].

«Количественная оценка масштабов флюидных потоков, необходимых для реализации эффективного тепла и массопереноса, ставит под сомнение возможность широкого проявления флюидного механизма» [13, с. 124].

Подобное безразличное отношение к геологической позиции метаморфической породы, игнорирование первичного состава и генезиса исходных пород, недооценка роли флюидных потоков и метасоматоза значительно обесценивают понятие «метаморфическая фация». Кроме того, определение параметров температуры и давления для многих метаморфических пород делается весьма приближенно, что определяет условность и самих метаморфических фаций. Особенно большие трудности представляет определение зависимости от условий давления образования низкотемпературных метаморфических минералов [26]. Состав этих минералов в большей степени определяется не давлением, а геохимическими условиями метаморфизма. Поэтому, например, пренит-пумпеллиитовая и амфиболитовая фации в классификации А. Мясиро попадают во все барические типы. Очень широко и, в значительной степени, предположительно процессы образования глаукофана. Устойчивость этого минерала сильно варьирует в зависимости от состава [26]. Некоторые исследователи связывают его возникновение не с большим давлением, а с интенсивным натриевым метасоматозом [44]. Гранулитовую фацию

А. Миясиро [26] выделяет безотносительно к глубинности и отмечает, что в «настоящее время наши знания минеральных парагенезисов пород пироксен-роговиковой и гранулитовой фаций еще не позволяют точно определить границу между ними» (с. 326). Справедливость этого высказывания доказывается примером «гранулитов» Ганальского хребта на Камчатке, которые, как выяснилось после детальных исследований И. А. Тарарина [41], оказались пироксеновыми роговиками, образовавшимися на очень небольшой глубине у контакта крупной габброидной интрузии. Не решена еще проблема соотношения эклогитовой фации с гранулитовой и глаукофановой [26].

Экспериментальные исследования не всегда уточняют условия образования метаморфогенных минералов. При экспериментах часто получаются метастабильные соотношения, которые нельзя прямо приложить к метаморфическим реакциям. Исследователи не могут предвидеть, какое влияние на поле устойчивости минерала окажут компоненты, входящие в него в виде твердого раствора [3]. Ряд исследователей придерживается мнения, что основным фактором метаморфических реакций является скорость реакций, а не условия равновесия [22, 38].

Участники симпозиума, проходившего в 1964 г. в Ливерпуле и посвященного пересмотру концепций фаций метаморфизма, пришли к заключению, что региональный метаморфизм не может быть вызван одним погружением. Необходим аномальный тепловой поток, так как главным фактором метаморфизма является температура. С этим можно согласиться. Влияние температуры на развитие метаморфизма может быть опосредствованным, через магматизм. В зависимости от условий магматизма проявляются аутометаморфизм, гидротермальный метасоматоз, контактовый метаморфизм и другие виды метаморфических преобразований, заслуживающие выделения в каждом отдельном случае. Высокая степень метаморфизма в докембрии и большие мощности древних метаморфических толщ обусловлены, вероятно, площадными, а не зональными, как позднее, проявлениями тепловых потоков и в общем более высокими температурами этих потоков.

В практическом отношении понятие «метаморфическая фация» почти бесплодно. Как правильно отмечает Р. Х. Вернон [6], для детальных исследований схема метаморфических фаций оказывается слишком грубой. Круг полезных ископаемых, непосредственно связанных с метаморфическими процессами, ограничен. Это преимущественно нерудное сырье. Метаморфическими часто неправильно называют месторождения иного генезиса, лишь в той или иной степени метаморфизованные. Рудная продук-

тивность зеленокаменных толщ, на которую часто указывают как на пример метаморфического рудообразования; фактически связана с пропилитизацией и другими преимущественно постмагматическими гидротермальными процессами. Понятие «метаморфическая фация», прогрессивное в свое время, сейчас стало не только слишком схематичным, не удовлетворяющим практические запросы, но и, в некоторой степени, консервативным, не учитывающим выявляющегося многообразия природных метаморфизирующих процессов, понижающим значение при метаморфизме первичного состава пород. Кажется своевременным предложение А. В. Сидоренко и О. И. Луневоy [39]: «По-видимому, следует пересмотреть представления об условиях возникновения тех или иных минеральных ассоциаций, а также существующую схему фаций метаморфизма с учетом, прежде всего, состава метаморфизирующихся пород» (с. 20).

Усилия исследователей метаморфизма целесообразнее направить на тщательное изучение состава и структуры метаморфических пород для установления их первоначального характера, определения их отношения к тем или иным магматическим или осадочным формациям. В большинстве случаев это возможно, о чем говорят примеры уральских и карельских геологов, устанавливающих в палеозойских, раннепротерозойских и даже архейских метаморфических породах не только первичный состав и структуру, но и свойственные им тонкие тектурные особенности.

Выделение в различных зонах геосинклинальных (складчатых) областей типов метаморфизма (регионального метаморфизма нагрузки, контактового, гидротермального метасоматоза и др.), выяснение зональности измененных пород — хотя и являются более сложными задачами, чем привычное выделение сравнительно немногих метаморфических фаций, но их необходимо решать, чтобы обеспечить успешные поиски полезного минерального сырья.

Ограниченные возможности понятия «метаморфическая фация» хорошо видны на разобранном примере метаморфической зональности складчатых областей: районирование этих областей целесообразнее делать, прежде всего, с учетом первичной геосинклинальной зональности, а не метаморфических фаций. В этом случае точнее выявятся границы структурно-формационных зон, лучше выяснится вещественный состав распространенных в них толщ, четче представится характер магматических процессов, понятнее будут (при учете геологических условий и геохимической специализации зон) изменения пород, правильнее наметятся потенциально рудоносные районы.

ВЫВОДЫ

1. Метаморфические пояса складчатых областей отражают геосинклиальную зональность. Между наиболее контрастными, по составу исходных пород и условиям метаморфизма, поясами А. Миясиро находится промежуточная зона внутренних вулканических дуг, заслуживающая выделения в качестве пояса особого типа.

2. Изменения пород поясов обусловлены не столько условиями температуры и давления, сколько первичными составами пород, геохимической специализацией геосинклиальных структурно-формационных зон, автомагматической и постмагматической гидротермальной деятельностью.

3. При последующем, даже многократном, наложении метаморфических процессов общий характер поясов сохраняется, так как составы пород при метаморфизме обычно существенно не изменяются, а те или иные реликты их структур и текстур всегда остаются.

4. Процессы гидротермального метасоматоза (например, подводная пропилитизация, сольфатарные кислотные изменения) способны вызвать многообъемный, региональный метамор-

физм вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

5. Критерии отличия пропилитовых и «зеленосланцевых» изменений вулканитов отсутствуют. Рудоносные «метаморфические зеленосланцевые» толщи фактически представляют дорудные и синрудные пропилитизированные породы.

6. Наиболее рациональный путь прогнозирования и поисков руд в зеленокаменных породах — выделение среди них синрудных «дометаморфических» пропилитов и ранних вулканоплутонических поднятий с сиалическими магматическими продуктами. Поиски таких поднятий облегчаются благодаря обычному развитию вокруг них «шлейфа» туфового флиша.

7. Концепция метаморфических фаций сейчас уже не может рассматриваться как прогрессивная. Она не учитывает некоторых важных факторов метаморфизма и переоценивает роль погребения (и связанного с ним литостатического давления). Возможности практического использования этой концепции ограничены. Исследователям, работающим в области метаморфизма, целесообразно направить главные усилия на выделение типов метаморфизма и выяснение первичного состава метаморфизованных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П., Пономарев Г. П., Скрипко К. А. К проблеме петрогенезиса спилитов и родственных им пород.— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканических процессах. М.: Наука, 1977.
2. Барзударов В. А. К геохимии золота месторождения Чадак (Кураминский хребет).— Узбекский геол. журнал, 1976, № 4.
3. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976.
4. Бурляк В. А. Критерии поисков золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа.— Сов. геол., 1975, № 10.
5. Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М.: Недра, 1973.
6. Верный Р. X. Метаморфические породы. М.: Недра, 1980.
7. Власов Г. М. Задачи геологических исследований на полуострове Камчатке. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1946.
8. Власов Г. М., Борисов О. Г., Попкова М. И. Туфовая флишеидная формация Курило-Камчатской системы.— Литология и полезные ископаемые, 1977, № 1.
9. Власов Г. М. О книге «Спилиты и спилитизированные породы».— В кн.: Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток, 1978.
10. Власов Г. М., Попкова М. И., Борисов О. Г. О подводных игнимбритах и о времени изменения подводных лав.— В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974.
11. Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964.
12. Горюх А. В. О высокоглиноземистой минерализации в боковых породах Красногвардейского колчеданного месторождения (Средний Урал).— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 2. Изд-во АН СССР, 1963.
13. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980.
14. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Геохимия глаукофанового метаморфизма.— В кн.: Первый Международный геохимический конгресс, 1971, т. 3, кн. 1. М., 1972.
15. Добрецов Г. Л., Василенко В. Б., Пономарев Л. Г. Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976.
16. Иванов С. Н., Нечушкин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных измененных рудовмещающих вулканогенных толщ.— Геол. рудных месторожд., 1969, № 1.
17. Иванов С. Н., Нечушкин В. М. О времени зеленокаменных изменений и происхождении натриевых и существенно калиевых магматических серий в геосинклиальных образованиях Урала.— ДАН СССР, 1964, т. 157, № 3.
18. Кележинская К. Б., Василенко В. Б. и др. Петрохимические исследования метаморфических комплексов.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976.
19. Кейльман Г. А., Нечушкин В. М. Главные типы регионального метаморфизма на Урале и проблема их дальнейшего изучения.— В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970.
20. Косгин В. А., Косгина Н. А. Металлогеническое значение пропилитизации в архейских зеленокаменных поясах (на примере Восточной Карелии).— В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всес. петрограф. совещ. Л., 1981.

21. *Косыгин Ю. А., Воеводин В. Н. и др.* Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканических поясов.— ДАН СССР, 1974, т. 216, № 4.
22. *Лейси Э. Д.* Изучение скорости метаморфических реакций.— В кн.: Проблемы метаморфизма. М.: Мир, 1967.
23. *Ли Л. В.* О связи формирования золоторудных месторождений с процессами прогрессивного регионального метаморфизма в Енисейском крае. (Тр. СНИИГГиМС. Красноярское отделение. Вып. 145.)
24. *Логонов В. П.* Аллюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения. (Тр. Инст. геол. наук. АН СССР, вып. 134, серия рудн. м-ний, 1951, № 15.)
25. *Марковский Б. А., Розина Е. Л.* Опыт применения термографии при изучении раннегеосинклинальных вулканитов Камчатки.— Сов. геол., 1971, № 3.
26. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.
27. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
28. *Набоко С. И.* Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. М.: Наука, 1963.
29. *Набоко С. И.* Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974.
30. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978.
31. Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М.: Недра, 1973.
32. *Петров Б. В., Яковлева С. З.* Геохимические особенности регионального метаморфизма толеитовых базальтов.— Геохимия, 1973, № 5.
33. *Прокин В. А., Захарова А. А.* О возрасте зеленокаменного метаморфизма и сульфидного оруденения на Южном Урале.— ДАН СССР, 1969, т. 184, № 4.
34. *Ратеев М. А., Градусов В. П., Ильинская М. М.* Гидротермальная аргиллизация верхнесантоновских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Сарагюх (Армянская ССР).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 12.
35. *Рудницкий В. Ф.* О соотношении зеленокаменного метаморфизма и колчеданного оруденения на Среднем Урале.— В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала. Т. 2 (Тез. докл. 4-й Уральской петрографической конференции).
36. *Русинов В. Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972.
37. *Рутланд Р. У. Р.* Избыточное тектоническое давление.— В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967.
38. *Саттон Д.* Современные представления о факторах, контролируемых метаморфизм.— В кн.: Проблемы метаморфизма. М.: Мир, 1967.
39. *Сидоренко А. В., Лунева О. В.* О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород.— Сов. геол., 1972, № 6.
40. *Степанов В. А.* Исследование возможности мобилизации метаморфическими гидротермальными растворами фации зеленых сланцев золота вулканогенно-осадочных толщ хр. Джагды (Северное Приамурье).— В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. (Тез. докл. на III Всесоюзном симпозиуме по метаморфизму), т. 2, Свердловск, 1977.
41. *Тарарин И. А.* Последовательность метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки.— В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978.
42. *Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т., Груббс Д. Е.* О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизирующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1972.
43. *Хореев Б. Я. К.* проблеме связи гидротермального рудообразования с региональным метаморфизмом.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968.
44. *Хуан У. Т.* Петрология. М.: Мир, 1965.
45. *Челидзе Д. Г.* О причинной связи спилитов и силлитов.— ДАН СССР, 1977, т. 237, № 2.
46. *Шер С. Д.* Металлогения золота. М.: Недра, 1972.
47. *Шер С. Д.* Сравнительная металлогения золота активизированных областей северной части Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1979.
48. *Юрин Ю. Ф.* Плагиограниты и кварцевые диориты — пострудные и додинамометаморфические интрузивные породы среди колчеданосных вулканитов Красноуральского района на Среднем Урале.— ДАН СССР, 1975, т. 222, № 4.
49. *Igima A., Utada M.* A critical review on the occurrence of zeolites sedimentary rocks in Japan.— Jap. J. Geol. and Geogr., 1972, v. 42, N 1—4.
50. *Jackson T. A., Smitt T. E.* Metasomatism in the tertiary volcanics of the Wagwater Belt, Jamaica.— Geol. en mijuboun. 1978, v. 57, N 2.
51. *Miyagi K.* Petrology of alkalic rocks, sub-alkalic rocks and high-alumina basalt from the Green tuff formation of the Northeast Japan.— Journ. Geol. Soc. Japan, 1964, v. 70, N 824.
52. *Spillates and Spilitic Rocks* (ed. G. C. Amstutz). Internat. Union of geological sciences, ser. A, N 4. Springer Verlag. Berlin — Heidelberg — New-York, 1974.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
21 декабря 1981 г.

В. И. Шульдинер

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На материале по докембрию фундамента Тихоокеанского пояса и обрамляющих его платформ обоснована модель стадийного формирования континентальной коры. Главная масса вещества земной коры, гидросферы и атмосферы обособилась на самой ранней, эогейской (более 3,5 млрд. лет) стадии. Ход этого процесса контролировался экстремальной тепловой обстановкой на поверхности Земли (парниковый эффект) и в ее недрах (высокое стояние геоизотерм). В результате интенсивной эндо- и экзогенной дифференциации поступающего к поверхности вещества к концу эогей обра-

Вопрос о фундаменте Тихоокеанского подвижного пояса тесно связан с одной из центральных проблем современной геологии — проблемой общей эволюции земной коры. Решение этого вопроса за последние 10—15 лет было сильно продвинуто благодаря обширным исследованиям в разных частях Тихоокеанского пояса. Особо видное место занимают крупные обобщения советских авторов: Н. А. Богданова, А. А. Маракушева, М. С. Маркова, Ю. М. Пущаровского, Е. А. Радкевич, А. М. Смирнова и др., а также ряд зарубежных сводок, развивающих положения новой глобальной тектоники. Однако, несмотря на важные достижения, вопрос о конкретной роли древней континентальной коры в геосинклинальных поясах, о ее относительном значении и влиянии на ход геосинклинального процесса остается во многом по-прежнему неясным и требует дальнейшего изучения. В публикуемой статье сделана попытка обсудить его на материалах по докембрийским комплексам фундамента Тихоокеанского пояса и обрамляющих его континентальных платформ.

ВОЗРАСТ И ТИПИЗАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ФУНДАМЕНТА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

К фундаменту подвижной зоны относятся образования, подстилающие самый нижний из супракрустальных ярусов, возникших в процессе формирования этой зоны. Поскольку возраст

звалась мощная (до 40 км) гравитационно неустойчивая сиалическая оболочка, которая постепенно приобрела современное двуслойное строение и консолидировалась в результате массовых гравитационных перемещений в течение протогей (3,5—1,7 млрд. лет назад). Одновременно в протогее и затем в неогее продолжалось наращивание континентальной коры за счет слабодифференцированного ювенильного материала, но относительный объем такой новообразованной коры невелик.

заложения разных зон Тихоокеанского пояса различен, различен и возраст и объем образований, слагающих его фундамент. Следовательно, фундамент пояса представляет собой сложное гетерохронное и гетерогенное сооружение, включающее структурные элементы двух категорий. К первой относятся те элементы, которые существовали к моменту заложения Тихоокеанского пояса в целом и которые сохранились в его современной структуре как реликты дотихоокеанской архитектуры земной коры. Ко второй категории относятся комплексы, которые залегают в основании новообразованных подвижных зон, возникших в ходе эволюции Тихоокеанского пояса.

Сейчас доказано, что время заложения Тихоокеанского пояса относится к докембрию [16, 19]. Анализ развития тихоокеанского обрамления показывает, что его современный структурный план сформировался повсеместно примерно в одно и то же время: на рубеже раннего и среднего рифея [17, 25]. Это отчетливо устанавливается для Североамериканского континента, структурный план которого возник к началу среднего рифея резко дискордантно по отношению к раннерифейским платформенным структурам северо-восточного направления. Подобная картина фиксируется и на востоке Азии. В Австралии также ясно видны дискордантность и наложенность среднерифейских подвижных структур тихоокеанского направления относительно предшествовавших карельско-раннерифейских [25]. Таким образом, оформление

структурного плана Тихоокеанского пояса произошло к началу среднего рифея, и именно этот момент следует рассматривать как время рождения пояса. Следовательно, к первой категории структурных элементов фундамента мы отнесем все досреднерифейские комплексы, сохранившиеся на его территории.

Нужно отметить, что предшествовавшая заложению Тихоокеанского пояса раннерифейская эпоха отличалась максимальной стабильностью тектонического режима, и образования этой эпохи представлены лишь маломощными толщами платформенного чехла, которые в пределах пояса почти нигде не сохранились. Поэтому древний фундамент Тихоокеанского пояса практически всюду сложен дорифейскими комплексами. В основном это сиалические комплексы разрушенных при заложении Тихоокеанского пояса дорифейских континентальных платформ, по местами, в основании некоторых эвгеосинклиналей очень древнего заложения, предполагается наличие дорифейского океанического фундамента [27].

В процессе своего развития Тихоокеанский пояс испытывал расширение, во-первых, путем активизации прилежащих стабильных структур и причленения их к подвижным зонам и, во-вторых, путем раздвигания бортов подвижных зон. В первом случае к древнему фундаменту пояса причленялись (если пренебречь маломощными платформенными и субплатформенными образованиями) те же дорифейские комплексы. Во втором заложение и развитие подвижных зон сопровождалось растяжением и деструкцией подстилавшего их древнего фундамента и формированием на его месте новообразованного океанического. В активной форме это явление получило развитие лишь с самого конца докембрия, так что новообразованный мафический фундамент в составе Тихоокеанского пояса имеет, как правило, фанерозойский возраст.

Дорифейский (или во всяком случае докембрийский) сиалический фундамент обнажен почти во всех крупных метаморфических выступах Тихоокеанского пояса. Его присутствие в срединных массивах и в ядрах крупных антиклинорий древних приплатформенных подвижных зон доказано многими исследованиями. В молодых же, особенно в приокеанических подвижных зонах определение возраста залегающих в их основании метаморфических комплексов оказывается значительно более трудной задачей. Дело в том, что кристаллические комплексы служат хорошими проводниками тепла и способствуют формированию вокруг их выступов термальных ореолов, которые захватывают вышележащие молодые породы [36]. В таких случаях молодой ореол затушевывает

отношения с древним кристаллическим фундаментом и создает впечатление молодости всего метаморфического выступа. К тому же нагревание ведет к омоложению изотопного возраста. Лишь специальные комплексные исследования, направленные на расшифровку геологической и метаморфической истории подобных термальных ореолов [7, 9, 20, 30 и др.], позволили расчленить метаморфические комплексы и выявить в их составе докембрийские ядра.

Подобные исследования проводились и за рубежом, но там они были сосредоточены преимущественно на изучении изотопной истории и выявлении реликтовых датировок. Так или иначе, но теперь мы имеем доказательства того, что многие молодые, в том числе мезо- и кайнозойские структуры, занимающие приокеаническое положение, имеют такой же древний, как внешние зоны, рифейский возраст заложения. Во многих пунктах непосредственно у побережья Тихого океана или окраинных морей обнажены очень древние сиалические комплексы фундамента (рис. 1), например, на полуостровах Чукотка и Сьюард — более 1,7 млрд. лет [28], в Поперечных и Каскадных горах США и Перуанских Андах — более 2 млрд. лет [34, 35, 39], в Антарктиде [14], в Австралии (массив Джорджтаун) — 1,8 млрд. лет [2], в Новой Зеландии — более 600 млн. лет [33, 37], в Японии [19], на Камчатке — более 1,3 млрд. лет [13].

Это, однако, не означает, что фундамент Тихоокеанского пояса всюду однородный. Имеющиеся данные позволяют предложить следующую схему его типизации и районирования (рис. 1). Во внешних частях пояса, где преобладают относительно стабильные структурные элементы срединных массивов и миогеосинклиналей, фундамент имеет древний, дорифейский возраст и сложен сиалическими комплексами; лишь в узких эвгеосинклинальных зонах-расщелинах здесь существует новообразованный мафический фундамент, в основном фанерозойский. Внутренние, преимущественно эвгеосинклинальные зоны пояса отличаются более широким распространением новообразованного мафического фундамента; докембрийский фундамент здесь сохранился в виде реликтовых блоков, причем, в отличие от внешних зон, здесь он сложен не только сиалическими, но местами и мафическими комплексами. Такой мафический фундамент предполагается, как показано ниже, в основании некоторых эвгеосинклиналей очень древнего заложения: в Корякии, на востоке Камчатки, на Юго-Восточной Аляске.

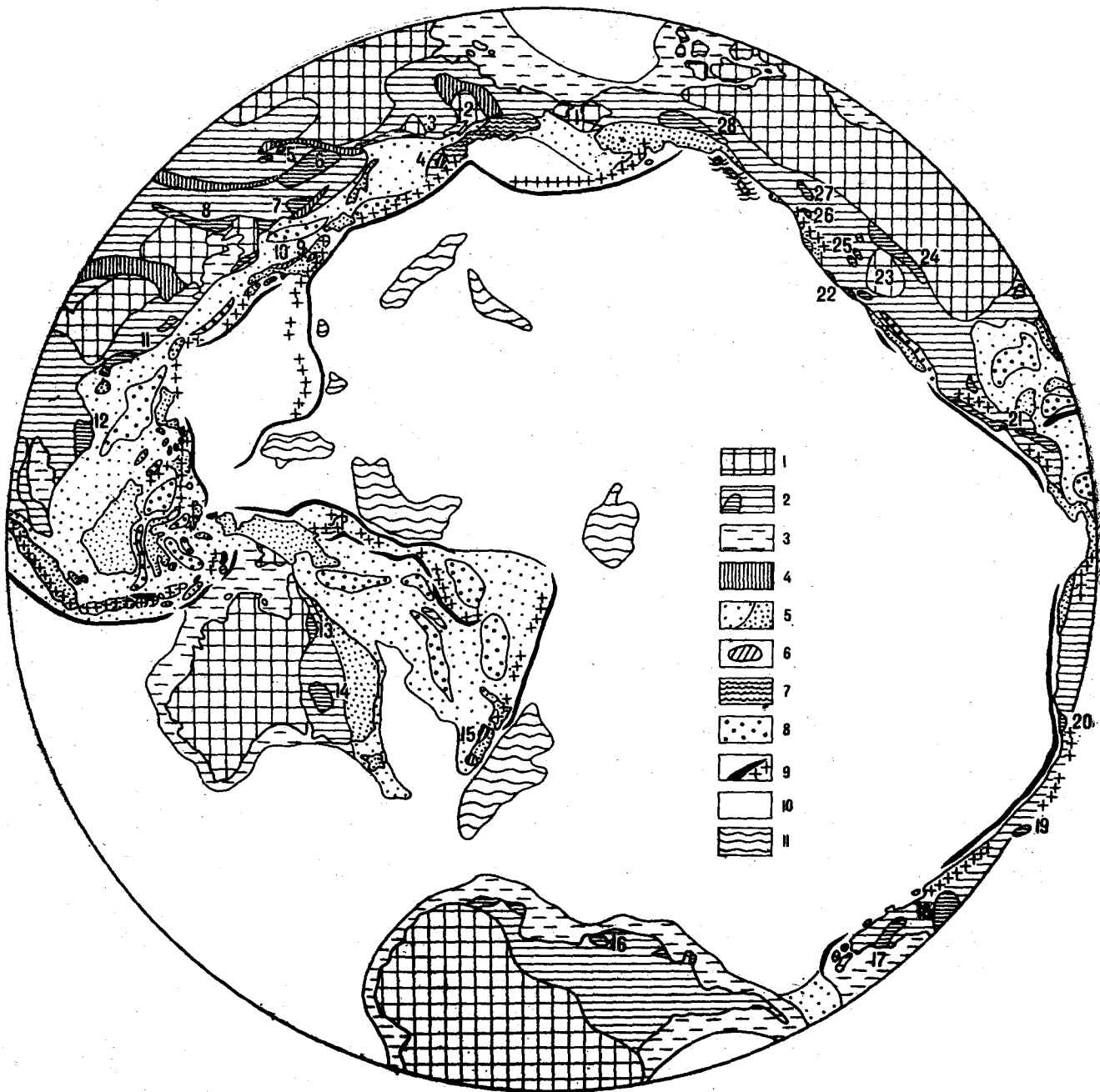


Рис. 1. Фундамент Тихоокеанского пояса и его обрамления.

1 — дорифейская континентальная кора в основании древних платформ и срединных массивов; 2 — дорифейская континентальная кора в основании подвижных зон неогена (густая штриховка — ее выходы на поверхность или близповерхностное залегание в кристаллических массивах); 3 — предполагаемое подводное продолжение дорифейской континентальной коры; 4 — новообразованная океаническая кора в основании эвгеосинклинальных зон внешней части пояса (показаны выборочно); 5 — гетерогенный фундамент внутренней части пояса (редкий край для подводных зон); 6 — выступы докембрийской континентальной коры (предполагаемые реликты дорифейской коры) во внутренней части пояса; 7 — предполагаемые реликты дорифейской океанической коры в основании внутренней части пояса; 8 — молодая океаническая кора в основании современных океанических впадин; 9 — зоны современной интенсивной переработки коры в глубоководных желобах и вулканических дугах; 10 — океаническая кора с неизвестным субстратом; 11 — возможные реликты дорифейской океанической коры в основании «океанических земель» Л. И. Красного [12]. Цифры на схеме — крупные выступы докембрийской континентальной коры: 1 — Эскимосский, 2 — Омолонский и Тайгосский, 3 — Охотский, 4 — Среднекокамчатский и Ганальский, 5 — Аргунский, 6 — Буринский, 7 — Хайкайский, 8 — кристаллическая ось Внутренней Монголии, 9 — Абукума, 10 — Катази, 12 — Контумский, 13 — Джорджтаун, 14 — Брокен-Хилл, 15 — о. Южный Новой Зеландии, 16 — Земля Мэри Бэрд и окрестности, 17 — Десеадо, 18 — Патагонский, 19 — Пампийский, 20 — Перуанские Анды, 21 — Центральная Америка, 22 — Поперечные Хребты, 23 — Колорадий, 24 — Центральные Сиалистые горы, 25 — Большой Бассейн, 26 — Каскадные горы, 27 — Шусуоп, 28 — Южные горы.

РОЛЬ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА В СТРОЕНИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ЭВОЛЮЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Вывод о среднерифейском возрасте заложения Тихоокеанского пояса ставит такую проблему. В большинстве современных геотектонических концепций как фиксистского, так и мобилистского направлений принимается, что рост континентов осуществлялся путем трансформации океанической коры в континентальную вдоль активных окраин в ходе геосинклинального процесса, природа которого оставалась постоянной на протяжении всей геологической истории. Представление о такой перманентной активности материков основывается на двух главных аргументах. Первый — омоложение возраста подвижных зон к периферии континентов, что трактуется как результат скатывания геосинклиналей на океаническое ложе по мере того, как на их месте образуется новая континентальная кора. Второй аргумент — наблюдения над последовательностью магматических образований, которая, как известно, свидетельствует о постепенном нарастании в ходе геосинклинального развития роли гранитоидного материала.

Теперь приходится усомниться в решающей силе этих аргументов. Мы видим, что зоны, различающиеся по времени замыкания и по положению относительно границы континента, могут, тем не менее, иметь один и тот же древний возраст заложения и одинаково древний сиалический фундамент. Следовательно, наблюдаемое омоложение означает не перемещение узких геосинклиналей с одного места на другое, а последовательное сокращение первоначально очень широкой активной области по мере стабилизации ее внешних зон. Да и самое омоложение оказалось не столь регулярным, как это представлялось ранее. Что касается второго аргумента, то увеличение роли гранитоидного материала в процессе геосинклинального развития может быть связано не с преобразованием симатической коры в сиаль, а с ремобилизацией сиалического субстрата и подъемом кислых масс в ходе инверсии геосинклиналей.

Главное в этом вопросе заключается, однако, в том, что признаки существования полного цикла превращения океанической коры в развитую континентальную отсутствуют. В действительности там, где геосинклинали сформировались явно на океанической коре, полной сиализации таких зон, как правило, не происходит. И наоборот, там, где развита типичная континентальная кора, оказывается, что она сформировалась на древнем сиалическом фундаменте. В этом отношении энсиалические миеогеосинклинальные пояса с включенными в них

срединными массивами почти всюду резко противостоят энсиматическим эвгеосинклиналильным зонам.

Примером таких контрастных отношений служит кайнозойская Корякско-Камчатская область [27]. В ее пределах обнажаются блоки типично сиалического типа с докембрийским гнейсовым фундаментом, как это имеет место в Срединном хребте, и мафические блоки — в Корякии и на Восточных полуостровах. Мафические блоки сложены мощными вулканогенно-граувакко-сланцевыми сериями, интенсивно дислоцированными, насыщенными интрузиями базитов и гипербазитов, но почти нацело лишенными гранитных инъекций. Эти серии, в основном мезокайнозойского возраста, включают в себя, однако, и палеозойские и еще более древние образования: в Корякии в них обнаружены рифейские акритархи [10], а на Камчатке удалось выявить породы с изотопным возрастом не менее 870—950 млн. лет [5]. Существенно мафический состав этих комплексов заставляет думать, и это подтверждается геофизическими материалами [1], что гнейсо-гранитный слой в их подошве отсутствует, и, следовательно, их дорифейский фундамент представлен океанической корой. Эволюция в течение по меньшей мере миллиарда лет привела к увеличению мощности коры до 30 км, к интенсивной складчатости и магматизму и к консолидации коры, что фиксируется формированием позднемезозойских и кайнозойских мощных континентальных моласс [4], т. е. в конечном счете к превращению океанической коры в континентальную. Однако это кора особого, мафического типа, и контраст ее с типичной сиалической корой за весь этот длительный период геосинклинального развития так и не был сnivelирован.

Другой, теперь уже внутриконтинентальный пример таких отношений — восточная часть Монголо-Охотского пояса [29]. Вдоль его северной границы протягивается узкая эвгеосинклиналильная зона, где начиная со среднего докембрия и кончая мезозоем накапливались мощные эвгеосинклиналильные комплексы основного состава. Наличие мезозойских моласс указывает на завершенность геосинклинального развития, которое, несмотря на огромную длительность, так и не привело здесь к формированию кислой коры, типичной для континентов. А между тем прилегающие к описанной зоне миеогеосинклиналильные пространства характеризовались сиалическим типом строения еще с дорифейского времени.

Подобная картина, характерная для неогейских поясов, свидетельствует об автономном развитии континентальной и океанической коры в течение неогей. Континентальная кора развивалась полициклически, с неоднократным кру-

гооборотом сиалического вещества. Океаническая кора развивалась более направленно: ее мощность увеличивалась, состав до определенной степени раскислялся, складчатость и магматизм, преимущественно основной и отчасти средний, велик консолидации и формированию континентальной, но особого типа, мафической по составу коры. Нарастание материков в неогее происходило главным образом за счет приращения к ним такой мафической коры, сформировавшейся на месте эвгеосинклиналей. Объем ее в целом невелик, а подавляющая часть приходится на типичную, сиалическую кору, которая сформировалась еще в раннем докембрии. Отсюда мы должны заключить, что геологические процессы раннего докембрия, коль скоро они могли продуцировать континентальный сиаль в чрезвычайно больших объемах, должны были существенно отличаться от неогейских.

Чтобы исследовать эти процессы, необходимо обратиться к фундаментам древних платформ, где нижний докембрий представлен гораздо полнее.

СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДРЕВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ КОНТИНЕНТОВ

Специальный анализ, предпринятый на материале Алдано-Витимского массива Сибирской платформы [32], показал, что в составе фундамента платформ существенно преобладают самые древние образования эогейского (более 3,5 млрд. лет) возраста. Эогейские комплексы сохранили свой первозданный облик лишь в отдельных, ставших стабильными уже к концу эогей блоках — литоплинтах, таких как Алданский или Анабарский. Эогейские комплексы глубоко специфичны, и эта их специфика обусловлена прежде всего особым термальным режимом, господствовавшим на ранних стадиях геологической истории. Представление о термальном режиме в эогее дает изучение условий метаморфизма. Вопреки бытующим представлениям о равномерности древнейшего метаморфизма, эогейские комплексы метаморфизованы в очень широком диапазоне температур и давлений, но вместе с тем обладают замечательным свойством: близкой к линейной зависимостью между этими параметрами [24, 26]. Эта зависимость указывает на равномерное распределение температур по латерали и на литостатическую природу давления. Она позволяет установить положение эогейской геотермы, наклон которой оказался неожиданно небольшим — порядка 20°C/км, что не сильно отличается от современного среднего градиента (рис. 2). Од-

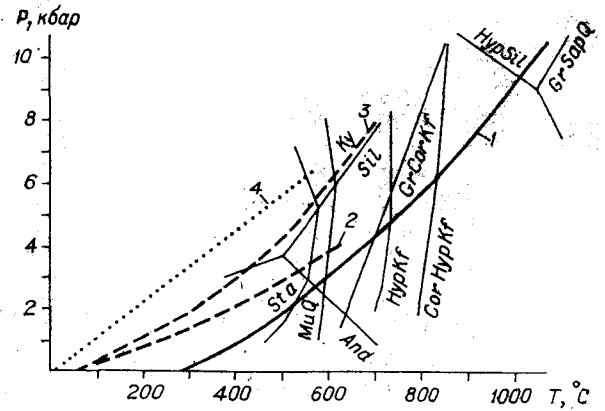


Рис. 2. Эволюция термального режима Земли по данным термобарометрии метаморфических комплексов.

Тонкие линии — главные минеральные равновесия. Жирные линии — геотермы: 1 — эогей, 2 и 3 — протогей (соответственно в зонах геосинклинального и геосинклинального типов), 4 — неогей (по расчетным данным) [15, 24 и др.].

нако эогейская геотерма оказывается резко смещенной в высокотемпературную область, так что ее начальная точка, соответствующая температуре земной поверхности, попадает в интервал $300 \pm 100^\circ\text{C}$. Столь высокая температура поверхности возможна только при наличии плотной горячей атмосферы, обеспечивавшей сильный парниковый эффект. Зная, что первичная атмосфера находилась в равновесии с гидросферой, можно рассчитать, что она имела существенно водный состав при давлении у поверхности около 100—150 атм. Близкие параметры первичной атмосферы предполагаются и другими исследователями [6, 22, 23].

Составы эогейских комплексов и современной континентальной коры в целом

Компоненты	Кабатинская ритмосери	Эверевская ритмосери	Тимитон-дегетулнская ритмосери	Слюдяная ритмосери	Эогейский ярус в целом	Континентальная кора в целом [18]
SiO ₂	51,49	62,08	58,75	49,47	56,02	57,23
TiO ₂	1,18	0,52	0,50	0,54	0,65	0,71
Al ₂ O ₃	14,28	13,65	13,69	9,97	12,90	14,46
Fe ₂ O ₃	4,64	2,43	2,48	1,00	2,53	2,36
FeO	7,27	4,84	4,74	3,26	4,90	5,41
MnO	0,16	0,18	0,16	0,12	0,16	0,13
MgO	8,27	3,79	4,49	5,02	5,16	4,77
CaO	8,72	5,98	7,86	15,15	9,27	6,98
Na ₂ O	2,15	2,47	2,07	1,30	2,19	2,40
K ₂ O	1,02	2,09	1,99	1,92	1,82	1,98
P ₂ O ₅	0,14	0,36	0,20	0,16	0,15	0,16
Летучие	0,65	1,15	1,62	12,08	3,76	3,32
Сумма	99,96	99,54	99,16	99,99	99,51	99,91
Мощность, км	7,7	10,7	12,0	9,6	40,0	

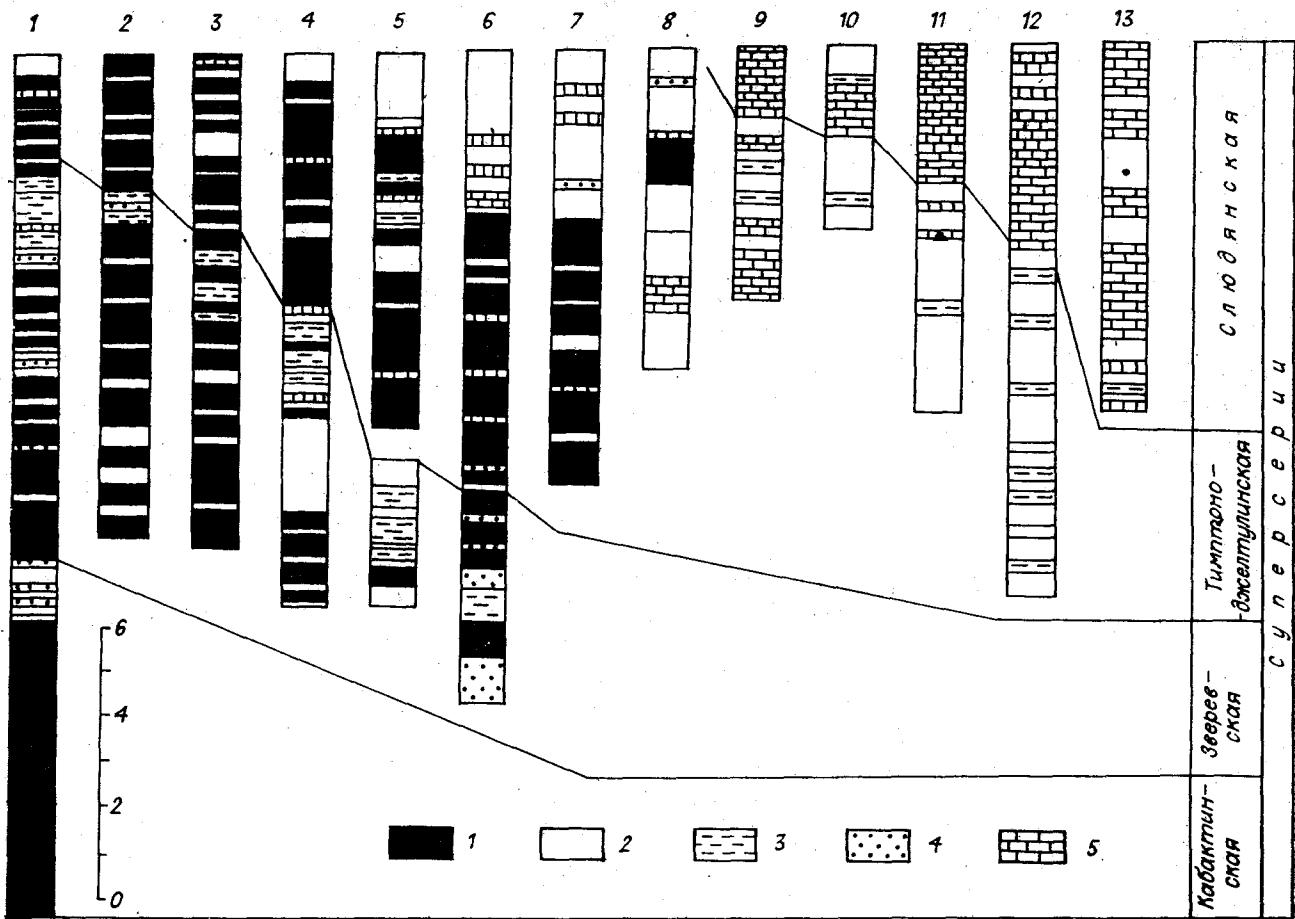


Рис. 3. Разрезы главных выходов эогей Восточной Азии.

1 — основные и ультраосновные кристаллические сланцы, 2 — биотитовые, амфиболовые и гиперстенные гнейсы, 3 — высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, 4 — кварциты, 5 — мраморы и известково-силикатные породы. Местонахождение разрезов: 1 — бассейн р. Гонам, 2 — Охотский массив, 3 — Олекмо-Витимская страна, 4 — Олекминский Становик, 5 — низовья р. Калар, 6 — бассейн р. Алдан, 7 — Анабарский массив, 8 — п-ов Тайгонос, 9 — Ханкайский массив, 10 — Бурейский массив, 11 — побережье оз. Байкал, 12 — Большой Хинган, 13 — п-ов Чукотка [по 9, 21, 28 и др.].

Охарактеризованным термальным режимом могут быть объяснены главные особенности эогейских комплексов, такие как повсеместная высокая метаморфизованность при отсутствии существенных термальных градиентов, фациальная и структурно-формационная однородность по латерали и т. п. Эволюцией этого режима обусловлена также определенная вертикальная направленность в строении эогейских разрезов, которая позволяет осуществить их межрегиональную корреляцию.

Эогейские комплексы характеризуются мегаритмичным строением [19, 21] и включают в себя четыре крупные ритмосерии общей мощностью около 40 км (рис. 3). Каждая ритмосерия характеризуется преимущественным развитием основных кристаллических сланцев в низах и постепенным увеличением роли кислых, а затем карбонатных пород вверх по разрезу. Та же тенденция характеризует и эогейский разрез в целом. Восстановление первичной природы эогейских формаций [31] показало, что в

низах эогей в целом преобладают метавулкани-ты основного состава; подчиненные им кислые породы также представлены здесь метавулкани-тами. Вверх по разрезу увеличивается роль метаосадков, а среди них возрастает количество кварцитов и глиноземистых пород и появляются известковистые. В верхней ритмосерии роль карбонатных и глинисто-карбонатных отложений становится особенно значительной. Подобная направленность говорит о постепенной интенсификации осадочного литогенеза, обусловленной ростом гидросферы и увеличением кругооборота воды по мере остывания земной поверхности.

Отчетливо прослеживается и эволюция вулканогенных формаций [3, 8, 11]. Составы самых древних метавулкани-тов соответствуют океаническому базальтам, более молодые отвечают островодужным сериям, сначала энзиматическим, затем более зрелым (рис. 4). Тренд древнейших примитивных метабазальтов характеризуется повышенной глиноземистостью и сла-

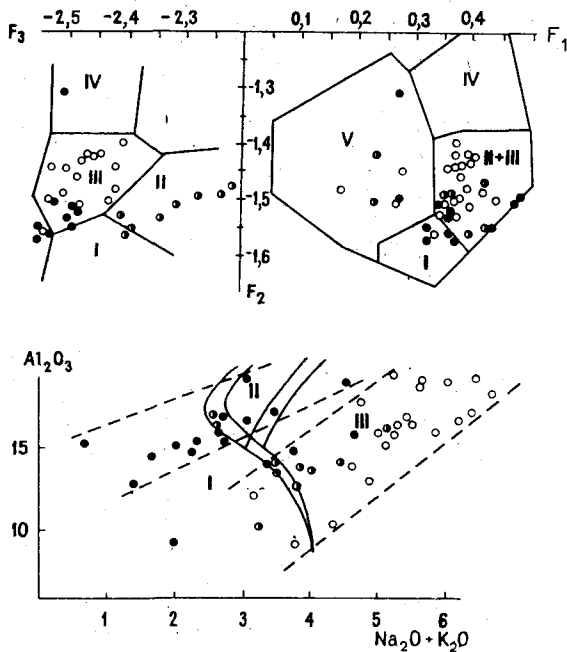


Рис. 4. Эволюция составов эогейских метабазальтов, вверх — на диаграмме Дж. Пирса [40] (I — срединно-океанические базальты, II — толеиты островных дуг, III — известково-щелочные базальты, IV — шшониты, V — внутриплитные базальты), вниз — на диаграмме Х. Куно [38] (I — толеиты, II — высокогидроземистые базальты, III — щелочные базальты). Черные, черно-белые и белые кружки — анализы из низов, средней части и верхов эогейского разреза соответственно. Содержание окислов даны в весовых процентах.

бой дифференцированностью, что можно объяснить выплавлением магм на высоких гипсометрических уровнях в условиях высокого стояния геозотерм.

Таким образом, предложенная модель парникового эффекта и обусловленного им подъема геозотерм согласуется со спецификой эогейского седиментогенеза, магматизма и метаморфизма. Главным результатом этих процессов явилась интенсивная эндогенная и экзогенная дифференциация мантийного материала, приводящая к быстрому формированию мощной глубоко и повсеместно метаморфизованной оболочки. Валовой состав этой оболочки, пересчитанный исходя из имеющихся данных о ее разрезе (см. рис. 3), оказался очень близким, вплоть до деталей, к составу современной континентальной коры (см. таблицу), соответствующая андезитов-базальту, т. е. составу выплавленного из мантии магматического вещества. Поверхностная же дифференциация этого вещества в условиях чрезвычайно активной среды дала тот резко контрастный химически и неравновесный гравитационно профиль первичной коры, который мы наблюдаем на литоплинтах.

ПОЗДНИЕ СТАДИИ СТАНОВЛЕНИЯ ДОРИФЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Литоплинты дорифейской коры разделены диаплинтами — областями глубокой тектономагматической переработки эогейских комплексов и формирования более молодых, протоегейских, с возрастом от 3,5 до 1,7 млрд. лет. Диаплинты, в отличие от литоплинтов, имеют сложное гетерогенное строение (рис. 5). Их основными элементами являются относительно устойчивые эогейские глыбы и разделяющие их подвижные области геосинклинального и геантиклинального типов.

Геантиклинальные области можно назвать гнейсовокупольными поясами, так как они представляют собой обширные области развития гнейсовых куполов, группирующихся местами в виде цепочек, местами — неправильных скоплений, нередко внушительных размеров. Особенности строения гнейсовых куполов свидетельствуют об интенсивном воздымании кислого материала в виде флюидно-расплавных колонн, в которых массоперенос осуществлялся в разных формах — в виде диапиров, интрузий магмы и гранитизирующих растворов. По сравне-

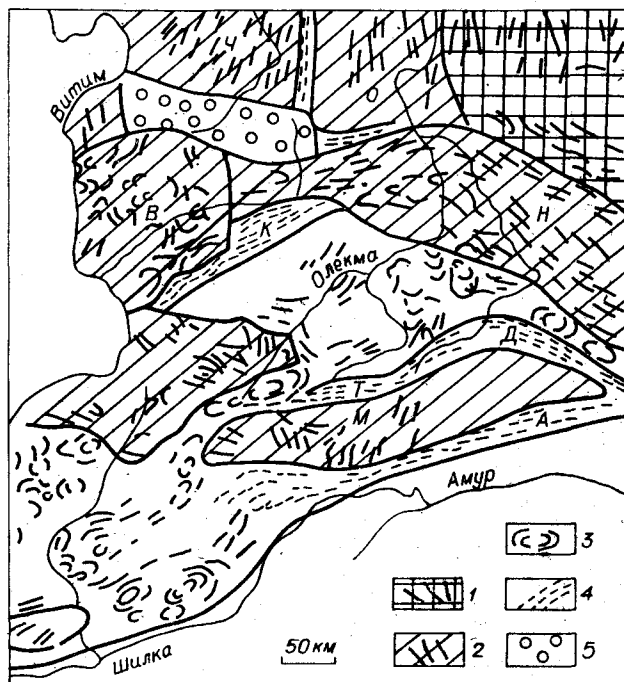


Рис. 5. Структурно-метаморфические элементы западной части Станового диапирианта.

1 — юго-западная окраина Аяланского литоплинта; 2 — эогейские глыбы (В — Витимская, Ч — Чарская, О — Олекминская, Н — Нюкжинская, М — Могочинская); 3 — гнейсовокупольные зоны; 4 — кристаллосланцевые трюги (А — Амазар-Гилуйский, Т — Тувирский, Д — Джелтулакский, К — Калаканский); черточками всюду обозначены главные структурные направления; 5 — слабо метаморфизованные породы Удоканской впадины.

СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

нию с прилежащими эогейскими глыбами, гнейсовокупольные пояса являются поднятыми и глубже эродированными формами, и, следовательно, участвующий в их строении материал произошел из глубинных сечений эогейской коры.

Области геосинклинального типа на сравнительно слабо эродированных диапльнтах представлены зеленокаменными поясами — хорошо изученными и подробно описанными в литературе структурами, а на более глубоких уровнях — кристаллосланцевыми трогами, которые являются корнями зеленокаменных поясов. Те и другие имеют практически одинаковый структурный рисунок, характеризующий близость их форм, линейных размеров и расположения, преобладающие в обоих случаях грабен-синклинозные формы и близкий формационный состав; главное отличие кристаллосланцевых трогов заключается в более сильном метаморфизме, что обусловлено большей глубиной их эрозионного среза. Кристаллосланцевые трогги почти всюду имеют синклинальное строение с простой «воронкообразной» формой поперечного сечения, что можно объяснить гравитационным стеканием, проваливанием вещества в глубину. Видимо, троговые структуры располагались над нисходящими ветвями конвекционных ячей, восходящими ветвями которых были активно вздымавшиеся массы в соседних гнейсовокупольных поясах. В соответствии с таким перемещением масс распределялся и тепловой поток, обусловивший высокоградийный метаморфизм в гнейсовокупольных поясах и низкоградийный в кристаллосланцевых трогах, геотерма которых близка к современной (см. рис. 2).

Результатом конвекционного перемещения вещества было установление гравитационно равновесного профиля земной коры и ее консолидация. Постепенно в течение протогей континентальная кора приобрела характерное для ее современного облика двухъярусное строение с нижним базитовым и верхним гнейсо-гранитовым слоями.

Накопление ювенильного материала в протогее происходило, как и в эогее, за счет андезитобазальтовых магм, но было более ограниченным, так что рост коры в протогее резко замедлился: если мощность эогейских супра-кратальных образований достигает 40 км, то протогейских — обычно не более 10, причем они имеют гораздо более локальное распространение и часть из них образовалась за счет вовлечения в кругооборот эогейского материала. Поэтому главным содержанием протогейского мегахрона было не наращивание континентальной коры, а консолидация, кратонизация сформировавшейся в основном еще в эогее супра-кратальной оболочки.

Итак, с разных позиций мы приходим к одному выводу — о том, что становление континентальной коры не представляло собой непрерывного и постепенного ее разрастания за счет океанической коры, а явилось результатом сложного стадийного процесса. Привлечение к проблеме материала по раннему докембрию — главной эпохе континентального корообразования — позволяет лучше понять механизм этого явления. Его определяют три главных фактора: 1) первичная эндогенная (преимущественно магматическая) дифференциация мантии, ведущая к обособлению и поступлению на поверхность андезито-базальтового вещества; 2) экзогенная (преимущественно осадочная) дифференциация, ведущая к разделению андезито-базальтового вещества коры на химически и физически контрастные компоненты; 3) вторичная эндогенная (тектоническая, магматическая и метаморфическая) дифференциация теперь уже корового вещества, ведущая к его гравитационному разделению и формированию гравитационно устойчивой коры. Эти три процесса универсальны и обеспечивают постоянное наращивание земной коры и ее преобразование из океанической в континентальную. Однако масштабы названных процессов и их относительная роль существенно менялись во времени, обуславливая тем самым глубокие качественные перемены в истории становления коры. Охарактеризованная этапность формирования и эволюции фундамента Тихоокеанского пояса является выражением этих перемен.

Эогей явился временем обособления главной массы вещества земной коры, гидросферы и атмосферы в виде самостоятельных оболочек. Ход этого процесса контролировался экстремальной тепловой обстановкой на поверхности Земли и в ее недрах. Латеральная однородность и повсеместная высокая подвижность протоконтинентальной коры согласуются с представлением об эогее как о пермобильной эпохе.

Протогей — время консолидации континентальной коры. Это состояние достигалось постепенно через процесс, близкий к геосинклинальному, но отличавшийся необычайно широкими масштабами и интенсивностью проявления, а также огромными объемами перемещаемого вещества (достаточно вспомнить крупнейшие гранитоидные плутоны и обширные ареалы гранитизации, а также очень большие излияния кислых эффузивов того времени). Столь высокая активность была обусловлена огромным запасом потенциальной энергии, заключенной в гравитационно неустойчивой первичной коре, которая реагировала даже на сравнительно

небольшие тектонические импульсы массовыми внутрикоровыми перемещениями вещества.

В неогее геосинклинальный процесс стал определяться главным образом мантийными источниками энергии, которые уже не вызывали столь мощного резонанса в приобретшей гравитационную устойчивость коре. Это привело к уменьшению общей активности и сокращению размеров геосинклиналей. Сократилось количество поступающего к поверхности мантийного материала, замедлились темпы осадочной дифференциации, так что континентальная кора в неогее разрасталась в основном лишь за

счет причленения слабо дифференцированных осадочно-вулканогенных призм узких эвгеосинклинальных зон.

Такова предлагаемая модель стадийного формирования континентальной коры: раннего обособления главной массы корового материала в эогее и его последующего постепенного гравитационного разделения и упорядочения в протогее, которое осуществлялось на фоне продолжающегося до сих пор, но сравнительно небольшого увеличения объема коры за счет слабодифференцированного ювенильного материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. И., Биккенина С. К. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978.
2. Божко Н. А. Тектоническое развитие Австралии в позднем докембрии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 2.
3. Великoslavинский С. Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита.— Зап. ВМО, 1976, ч. 105, вып. 1.
4. Волобуева В. И., Красный Л. Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979.
5. Высоцкий С. В., Грачева А. А. О докембрийском возрасте Оленегорского выступа фундамента эвгеосинклинальной зоны восточных полуостровов Камчатки.— ДАН СССР, 1981, т. 257, № 5.
6. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974.
7. Герман Л. Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978.
8. Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенез катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов.— Геотектоника, 1977, № 6.
9. Жуланова И. Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос.— Геотектоника, 1974, № 1.
10. Иванов О. Н., Ильченко Л. Н. Зеленокаменные метаморфические породы Анадырско-Корякской складчатой системы.— ДАН СССР, 1978, т. 238, № 6.
11. Кастрыкина В. М., Карсаков Л. П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 2.
12. Красный Л. И. О великом Тихоокеанском георазделе.— ДАН СССР, 1978, т. 242, № 5.
13. Кузьмин В. К., Чухонин А. П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива.— ДАН СССР, 1980, т. 251, № 4.
14. Лопатин Б. Г., Поляков М. М. Геология Земли Мари Бёрд и Берега Эйтса (Западная Антарктида). М.: Наука, 1976.
15. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973.
16. Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 234).
17. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Нижне- и среднерифейские литологические комплексы мира.— Сов. геол., 1980, № 5.
18. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химический состав земной коры и ее оболочек.— В кн.: Тектоника Земли. М.: Наука, 1978.
19. Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976.
20. Смирнов А. М., Синица С. М. О структурных соотношениях верхнемеловых и подстилающих их отложений в Срединном хребте Камчатки.— ДАН СССР, 1975, т. 222, № 6.
21. Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М.: Наука, 1970.
22. Уолкер Дж. С. Дж. Некоторые соображения об эволюции атмосферы, базирующиеся на модели возникновения Земли путем неомогенной аккреции.— В кн.: Ранняя история Земли, М.: Мир, 1980.
23. Шоу Д. М. Развитие ранней континентальной земной коры. Ч. 2. Доархейская, протоархейская и более поздние эры.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980.
24. Шульдинер В. И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов.— Геол. и геофиз., 1976, № 2.
25. Шульдинер В. И. О возрастном расчленении и периодизации раннего докембрия.— В кн.: Проблемы времени в геологии. Владивосток, 1979.
26. Шульдинер В. И. Образование раннедокембрийской коры в условиях специфического теплового режима.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.
27. Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция.— Геотектоника, 1979, 2.
28. Шульдинер В. И., Недомолкин В. Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива.— Сов. геол., 1976, № 10.
29. Шульдинер В. И., Стецюк М. И. Возраст и условия формирования верхнедокембрийских комплексов Восточного Забайкалья.— В кн.: Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. Владивосток, 1977.
30. Шульдинер В. И., Ханчук А. И. и др. Два типа докембрийского метаморфизма в Срединном хребте Камчатки.— ДАН СССР, 1980, т. 251, № 2.
31. Шульдинер В. И., Шульдинер И. С., Ершова Н. Г. О стратиграфической последовательности архейских комплексов Восточной Азии и эволюции древнейшего седиментогенеза.— Геол. и геофиз., 1979, № 11.
32. Шульдинер В. И., Шульдинер И. С., Панченко И. В. О расчленении древних метаморфических комплексов на западе Становой складчатой области.— В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979.

33. *Adams C. J. D.* Discovery of Precambrian rocks in New Zealand: age relations of the Greenland Group and Constant Gneiss, West Coast, South Island.—*Earth Planet. Sci. Lett.* 1975, v. 28. N 1.
34. *Bushee J., Holden J. e. a.* Lead-alpha dates for some basement rocks of southwestern California.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1963, v. 74. N 6.
35. *Dalmayrac B., Lancelot J. R., Leyreloup A.* Two-billion-year granulites in the Late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast.—*Science*, 1977, v. 198, N 4312.
36. *Fonteilles M., Guitard G.* L'effect de socle dans le métamorphisme.—*Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.*, 1968, t. 91, N 2.
37. *Hume B. J.* The relationship between the Charleston metamorphic group and Greenland group in the central Paparoa Range, South Island, New Zealand.—*J. Roy. Soc. New Zealand*, 1977, v. 7, N 3.
38. *Kuno H.* High-alumina basalt.—*J. Petrol.*, 1960. v. 1, N 1.
39. *Mattinson J. M.* Ages of zircons from the northern Cascade Mountains, Washington.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83. N 12.
40. *Pearce J. A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts.—*J. Petrol.*, 1976, v. 17, pt. 1.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
7 декабря 1981 г.

М. А. Мишкин

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

В статье рассмотрены условия формирования метаморфических формаций разновозрастных геотектонических структур зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Охарактеризован термодинамический режим метаморфизма и выявлены его особенности в докембрийских щитах и массивах, палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых областях. Установлено, что в пределах главных мегаструктур зоны перехода (Сибирская платформа, Мон-

голо-Охотская складчатая область, Курило-Камчатская и Японо-Сахалинская островные дуги) масштабы проявлений высокотемпературных процессов метаморфизма уменьшаются от древних тектоно-магматических этапов к молодым. Особенности развития и распространения метаморфических зон северо-западной части Тихоокеанского пояса свидетельствуют о последовательном наращивании древних ядер континента геосинклинальными системами.

Эволюция метаморфизма в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану рассматривается автором в непосредственной связи с процессами становления и развития Азиатского континента. К наиболее ранним этапам относится формирование ядер Сибирской и Китайской платформ, которые позднее наращивались более молодыми складчатыми системами. Подобная концепция предполагает древность Тихого океана (праокеана). Изучение геотектонических структур — от наиболее древних (платформ) до наиболее молодых — островных дуг, опоясывающих западную часть Тихого океана, дает возможность выявить характер эволюции метаморфизма во времени. Проявления процессов метаморфизма при становлении восточной части Азиатского континента охватывали следующие временные интервалы: раннеархейский — 3500—3000 млн. лет назад; позднеархейский — 3000—2600 млн. лет; раннепротерозойский — 2600—1650 млн. лет; позднепротерозойский — 1650—570 млн. лет; ранне-среднепалеозойский — 570—380 млн. лет; позднепалеозойский — 380—200 млн. лет; мезокайнозойский — менее 200 млн. лет назад.

В раннем архее в восточной части Азиатского континента возникли две пространственно разобщенные тектонически активные области, развивавшиеся за счет первичной, бесструктурной базальтовой коры. Развитие этих тектонических областей положило начало формированию ядер двух будущих платформ — Сибирской и Китайской. Касаясь энергетической стороны этих процессов, можно лишь предположить, что

возникновение тектонически активных областей связано с первичной гетерогенностью глубинных зон Земли, унаследованной со времен становления ее как планеты.

Этой гетерогенностью была обусловлена энергетическая активность областей современных континентов и относительная пассивность области современной акватории Тихого океана. Существующие представления о геотектонической природе древнейших структур Земли, положивших начало формированию коры континентов, имеют гипотетический характер.

Основываясь на имеющихся в настоящее время материалах по Алдано-Становому щиту, можно сделать следующие выводы.

В раннеархейском времени развития Алдано-Станового щита выделяется не менее трех этапов метаморфизма, соответствующих формированию зверевского, иенгрского и тимптоноджелтулинского комплексов. Наиболее ранний этап, вероятно, являлся временем становления первичной земной коры, примером которой служат образования зверевского метаморфического комплекса.

В пределах Алдано-Станового щита образования самого раннего этапа раннеархейского метаморфизма установлены в его южной части, где они протягиваются полосой от верховий р. Иенгры и почти до побережья Охотского моря. Можно предполагать, что распространены они гораздо более широко и составляют основание Сибирской платформы.

Эти самые ранние образования земной коры, наблюдающиеся на юге Алдано-Станового щита,

та, здесь повсеместно относятся к наиболее высокотемпературной фации — гиперстен-силлиманитовой, и в этом отношении их можно назвать монофациальными. По условиям давления они являются наиболее глубинными метаморфическими образованиями. Аналогичные породы формировались и на территории современной Китайской платформы. Примером их может служить кимческий комплекс Сино-Корейского щита, условия метаморфизма которого сопоставимы с метаморфизмом зверевского комплекса [10].

Следующий этап развития нижнеархейской подвижной области соответствовал формированию пород иенгрского комплекса. Образование этого комплекса, вероятно, происходило на консолидированном фундаменте, о чем может свидетельствовать его первичный состав, отвечающий субплатформенной обстановке развития.

Условия метаморфизма пород иенгрского комплекса соответствовали низкотемпературной субфации гранат-кордиеритовой фации, а давление было значительно меньшим, чем при метаморфизме образований зверевского комплекса.

Аналогом иенгрского комплекса на Сино-Корейском щите следует считать образования Наннимского массива.

Следующий тектонический этап ознаменовался интенсивной вулканической деятельностью, продукты которой составляют основную часть тимптоно-желтулинского комплекса. Однако температурные условия метаморфизма иенгрского и тимптоно-желтулинского комплексов были примерно сходны и соответствовали гранат-кордиерит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфациям гранат-кордиеритовой фации. Отмечается лишь несколько большая глубинность формирования пород тимптоно-желтулинского комплекса восточной части Алдано-Станового щита, относящегося к группе глубинных формаций, в то время как иенгрский комплекс относится к среднеглубинным формациям. Это, вероятно, объясняется тем, что тимптоно-желтулинский комплекс принадлежал к структуре эвгеосинклинального типа с более активными тектоническими движениями, в отличие от субплатформенной области распространения иенгрского комплекса.

Сходными с тимптоно-желтулинским комплексом условиями метаморфизма характеризуются метаморфические образования Охотского, Омолонского и Тайгоносского массивов [16]. По представлениям автора, первичные образования этих массивов и тимптоно-желтулинского комплекса формировались в единой структурно-фациальной области, наращивавшей древнее ядро континента на северо-востоке.

Формированием тимптоно-желтулинского комплекса и его аналогов завершился раннеархейский период проявления метаморфических процессов. При этом образовался устойчивый кратон в северной части нынешнего Азиатского континента. Материалы по метаморфическим комплексам Сино-Корейского щита [3] и личные наблюдения автора, проведенные в пределах Наннимского и Кимческого массивов, позволяют сделать вывод об аналогичном развитии ядра Китайской платформы. Оформившиеся Сибирский и Китайский кратоны были разделены тектонически пассивной областью, ставшей, в свою очередь, ареной активных тектонических событий в верхнем архее (рис. 1).

Спецификой раннеархейского метаморфизма является широкое ареальное распространение высокотемпературных метаморфических фаций — гранат-кордиеритовой и гиперстен-силлиманитовой, соответствующих в совокупности общепринятой гранулитовой фации. Это свидетельствует о высокой интенсивности тепловых потоков, существовавших на обширных площадях в раннеархейское время. Высокая энергетическая активность в рассматриваемом регионе сохранилась на протяжении всех трех выделенных этапов раннеархейского тектогенеза. Детальные исследования минеральных парагенезисов раннеархейских образований последних лет с применением микронзондовой рентгенофлуоресценции показали, что все их более низкотемпературные изменения носят регрессивный характер и связаны с позднейшими этапами метаморфизма.

В позднем архее в процессы тектонической активности была вовлечена область, ранее разделявшая Сибирскую и Китайскую платформы. Эти процессы захватили и краевые части Сибирской и Китайской платформ (рис. 2). На юге Сибирской платформы результатом их проявления было формирование станового комплекса и его аналогов (олекминская и батомгская серии, унгринский комплекс). На севере Китайской платформы к аналогичным образованиям, вероятно, относится серия утай и мусанский комплекс Сино-Корейского щита [19].

Область позднеархейского тектогенеза распространилась несколько восточнее Китайской платформы, охватив, вероятно, и территорию современных Японских островов (рис. 2). Основанием для такого предположения служит обнаружение метаморфических пород на подводной возвышенности Криштофовича, расположенной в Японском море северо-восточнее о. Уллындо. Эти образования представлены биотит-роговообманковыми, роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, максимальная цифра радиологического возраста которых, определенная Rb — Sr методом, составляет 2729 млн. лет [8].

Рис. 1. Схема проявлений процессов метаморфизма на востоке Азиатского континента. Нижний архей.

1 — области проявления метаморфизма гиперстен-силлиманитовой и гранат-кордиеритовой фаций, составляющих в совокупности общепринятую гранулитовую фацию.

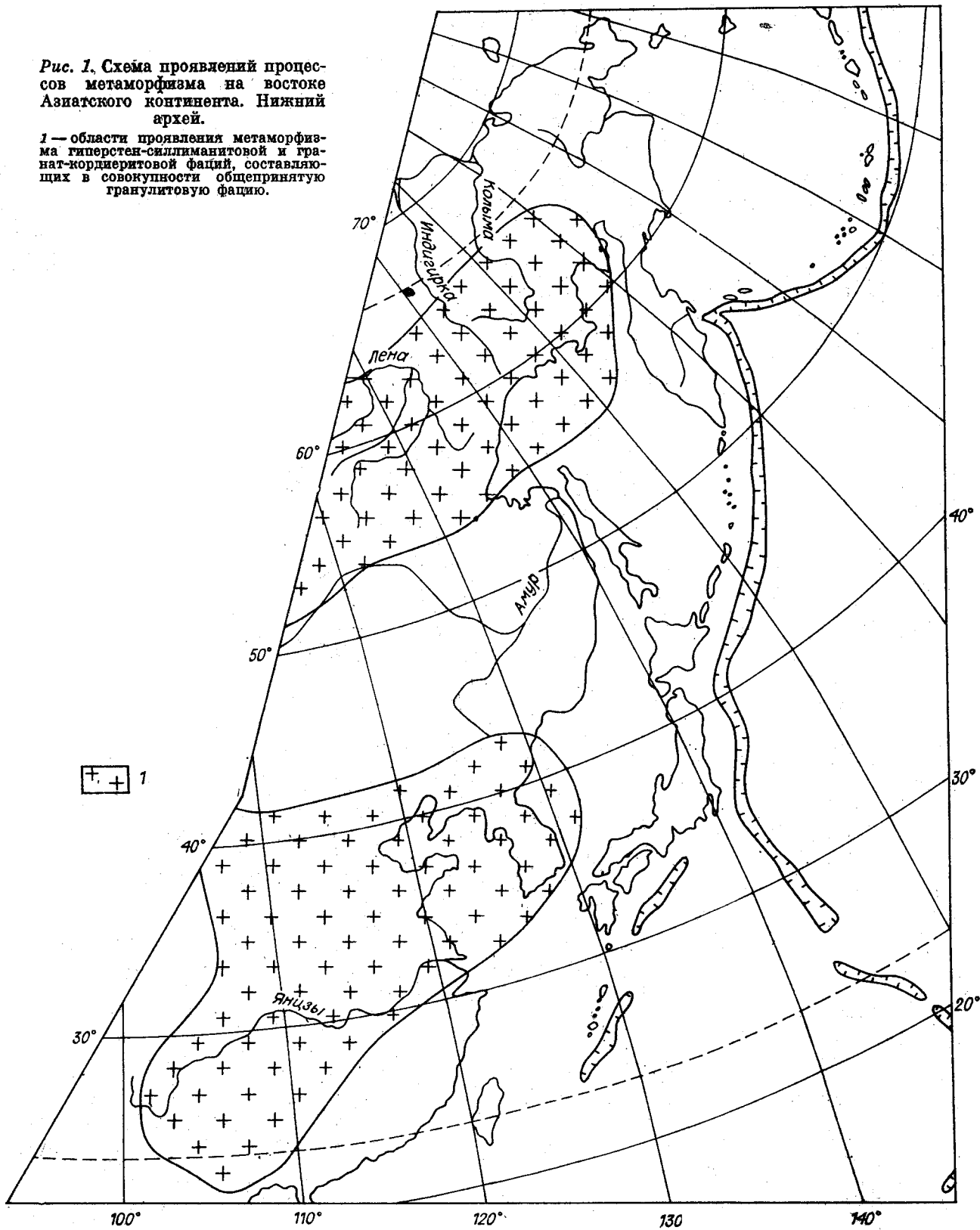
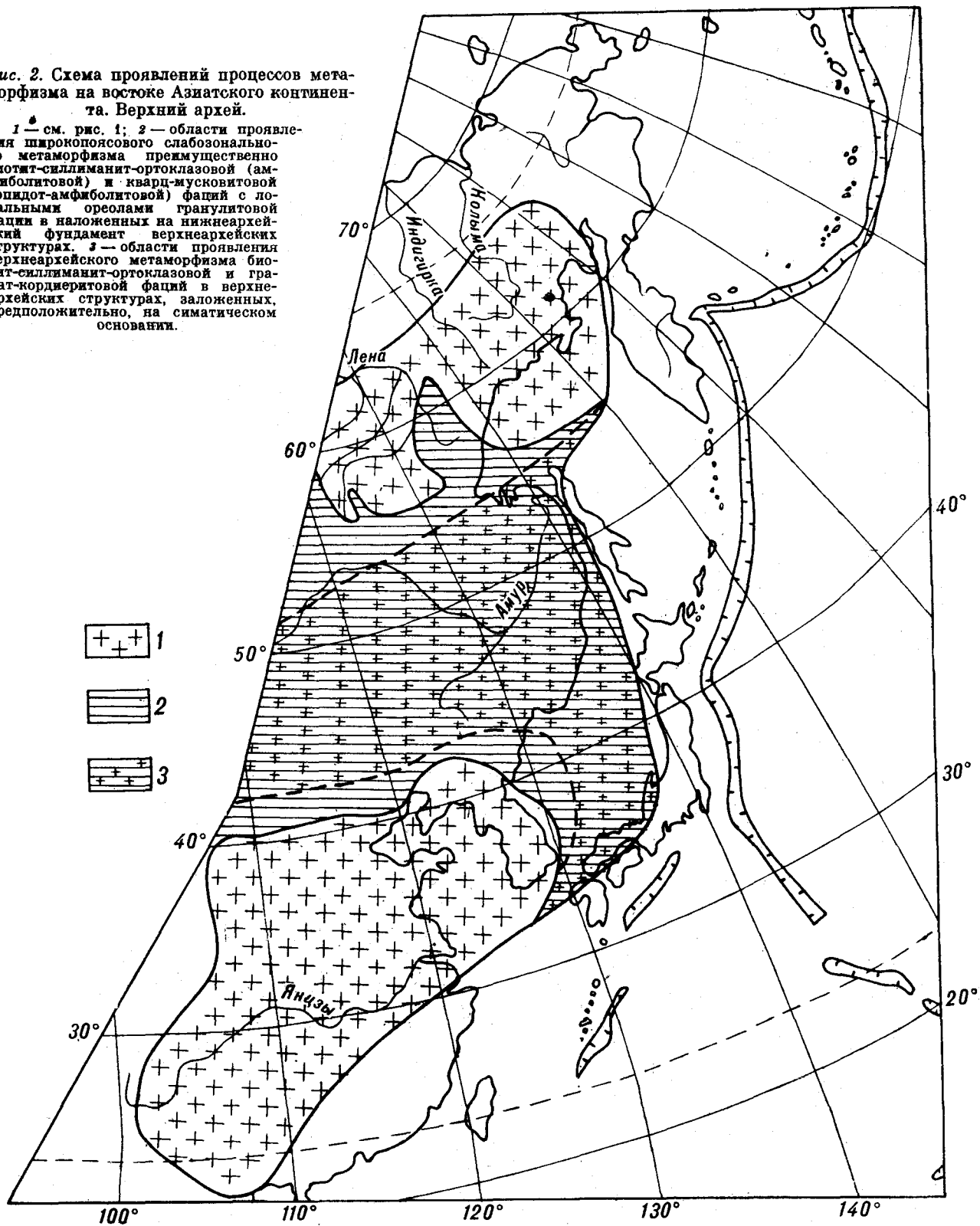





Рис. 2. Схема проявлений процессов метаморфизма на востоке Азиатского континента. Верхний архей.

1 — см. рис. 1; 2 — области проявления широкопоясового слабозонального метаморфизма преимущественно биотит-силлиманит-ортоклазовой (амфиболитовой) и кварц-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фации с локальными ореолами гранулитовой фации в наложенных на нижнеархейский фундамент верхнеархейских структурах. 3 — области проявления верхнеархейского метаморфизма биотит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-кордиеритовой фации в верхнеархейских структурах, заложенных, предположительно, на симатическом основании.



-  1
-  2
-  3

Общей чертой метаморфизма верхнеархейских образований биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций средней глубинности является его равномерность и выдержанность на больших площадях. Однако локально степень метаморфизма повышалась до уровня гранат-кордиеритовой (гранулитовой) фации. К таким ореолам гранулитовой фации, вероятно, относятся некоторые глыбы, выделяемые в пределах Становой зоны и считающиеся выходами нижнеархейского фундамента. Наличие ореолов гранулитовой фации свидетельствует о существовании в пределах кратонов в позднем архее достаточно интенсивных тепловых потоков, хотя, вероятно, и более слабых, чем в нижнеархейское время. Можно предполагать, что еще более интенсивно процессы метаморфизма в позднем архее проявились в тектонически активной области между Сибирской и Китайской платформами, выделяемой под названием Монголо-Охотской. Несомненно, что эта область стала развиваться после становления Сибирской и Китайской платформ, так как активные тектонические движения в ней происходили вплоть до мезозоя, в то время как на платформах они завершились к верхнему протерозою. К выходам верхнеархейского фундамента Монголо-Охотской области, возможно, относятся метаморфические комплексы Аргунской зоны, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях [19].

В результате позднеархейского тектогенеза Сибирская и Китайская платформы были «спаяны» в единую структуру, образовав таким образом «раму» Азиатского континента. Дальнейшие тектонические процессы проявлялись в деструкции этой рамы и, вероятно, в незначительной мере в наращивании ее в сторону современного ложа Тихого океана.

В раннем протерозое процессы метаморфизма унаследованно проявлялись в областях развития верхнеархейских структур (рис. 3). Характерным является ослабление интенсивности и сокращение масштабов нижнепротерозойского метаморфизма в пределах Сибирского и Китайского кратонов. На Сибирской платформе наиболее интенсивные зоны нижнепротерозойского метаморфизма тяготеют к шовным структурам — Субганский грабен, Джеятулакская и Билякчанская зоны на юге.

Образования нижнего протерозоя, выполняющие узкие грабенообразные структуры, первичную природу которых многие исследователи интерпретируют как троговую, характеризуются метаморфизмом зонального типа, протекавшим в условиях от кварц-хлоритовой до биотит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-кордиеритовой фаций. Наиболее высокотемпературные фации имеют резко выраженное локальное распространение. Метаморфические образования этих

структур относятся к группе малоглубинных формаций.

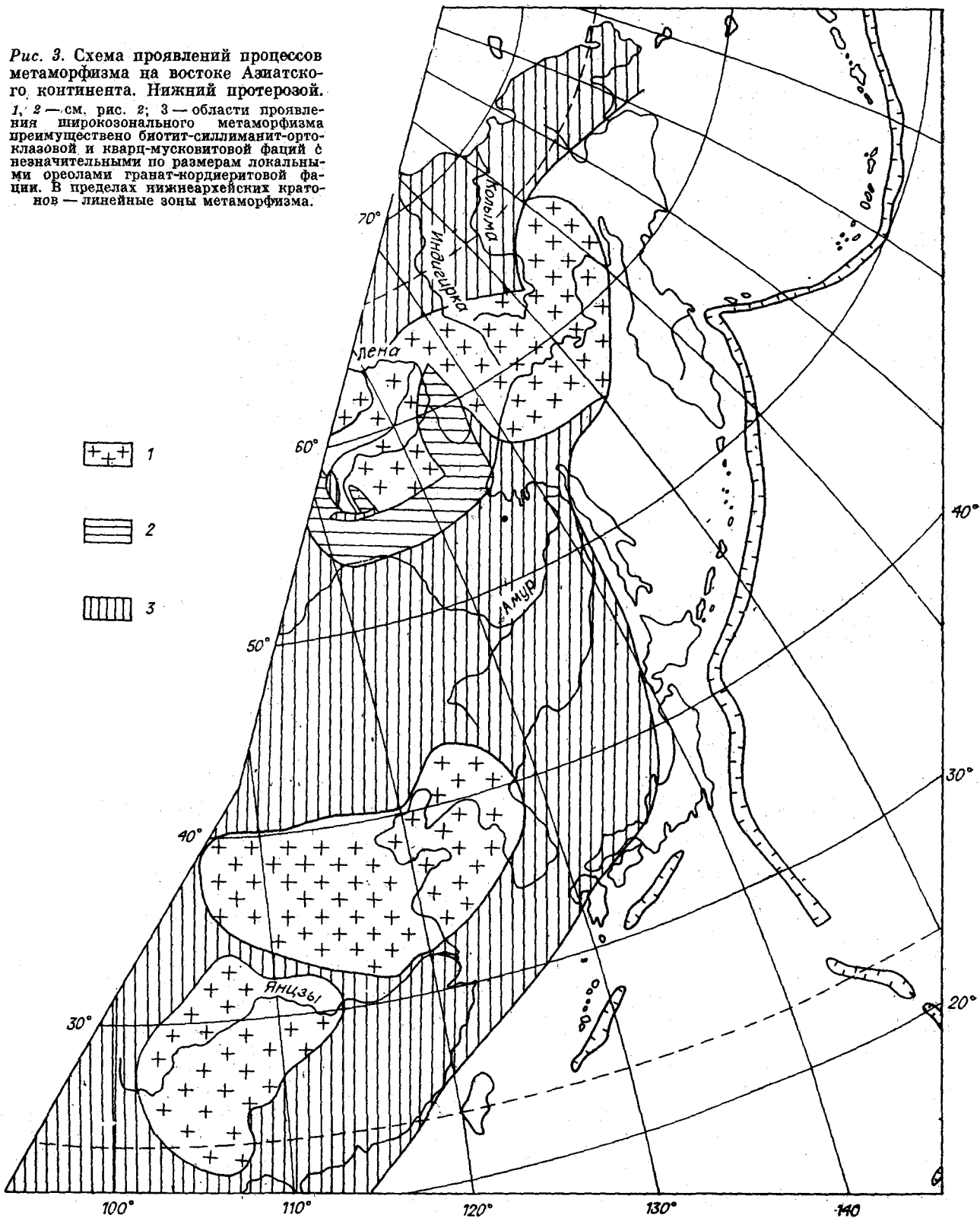
В пределах Сино-Корейского щита к нижнепротерозойским образованиям относится намдеченский комплекс, представляющий собой метаморфизованные, преимущественно карбонатотерригенные миогеосинклинальные образования. Метаморфизм комплекса отличается неоднородностью, достигая местами гранат-кордиеритовой фации [3]. Возраст пород комплекса, определенный К — Аг методом [19], составляет 1600—1740 млн. лет.

Несколько иными условиями метаморфизма характеризуются нижнепротерозойские комплексы, располагающиеся вне пределов Сибирской и Китайской платформ и образующие второй структурный ярус собственно Монголо-Охотской складчатой области. Эти образования в современном эрозионном срезе выходят на поверхность в срединных массивах — Ханкайском, Буреинском, Кентейском, Фэншуйлинском и др. Формирование их происходило в условиях относительно подвижной области, заложившейся на верхне-архейском фундаменте, с достаточно интенсивной энергетической активностью, что выразилось в широком распространении пород биотит-силлиманит-ортоклазовой, а местами гранат-кордиеритовой фации. Ореолы высокотемпературных фаций здесь более обширны, чем в наложенных нижнепротерозойских троговых структурах Алдано-Станового щита, достигая нескольких десятков километров в поперечнике.

Нижнепротерозойские метаморфические образования восточного окончания Монголо-Охотского пояса составили в значительной мере фундамент палеозойских геосинклиналей Японских островов. Выходы этого фундамента образуют массив Хида. По условиям метаморфизма комплекс Хида сходен с Ханкайским и Буреинским массивами. Здесь также преобладают метаморфические образования амфиболитовой фации, среди которой породы гранулитовой фации образуют изометричные ореолы размером до 10—15 км в поперечнике.

Вероятно, в нижнем протерозое в активную тектоническую деятельность с проявлением процессов метаморфизма впервые была вовлечена обширная область современного континента, расположенная к северу от Сибирского кратона — от низовий р. Лены до Чукотского полуострова. О более ранних этапах метаморфизма в настоящее время данных не имеется и можно лишь предполагать, что нижнепротерозойские образования здесь слагают фундамент более молодых структур. К выходам этого фундамента относятся древнейшие метаморфические толщи Чукотского массива, характеризующиеся цифрами радиологического возраста — 1,57—1,68 млрд. лет.

Рис. 3. Схема проявлений процессов метаморфизма на востоке Азиатского континента. Нижний протерозой. 1, 2 — см. рис. 2; 3 — области проявления широкозонального метаморфизма преимущественно биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций с незначительными по размерам локальными ореолами гранат-кордиеритовой фации. В пределах нижнеархейских кратонов — линейные зоны метаморфизма.



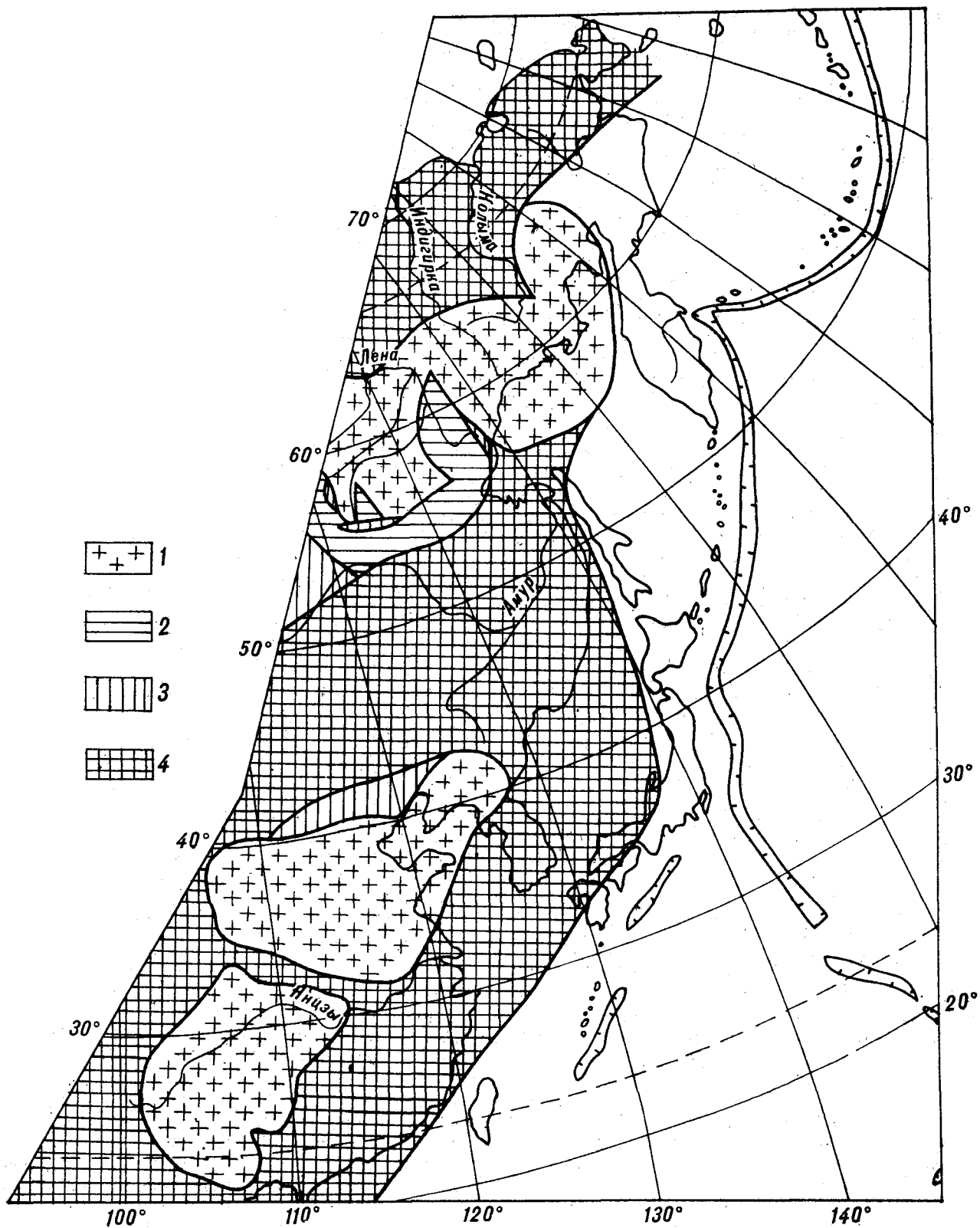


Рис. 4. Схема проявления процессов метаморфизма на востоке Азиатского континента. Верхний протерозой. 1—3 — см. рис. 3; 4 — области проявления преимущественно зеленосланцевого метаморфизма с довальными ореолами биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фазий.

Проявлениями нижнепротерозойского метаморфизма, по-видимому, обусловлен и возраст метаморфических образований Кедонского поднятия на севере Омолонского массива, составляющий 1,81—2,1 млрд. лет (Rb—Sr метод, [5]).

Различия в условиях метаморфизма в пределах Монголо-Охотской складчатой области и платформенных структур еще более отчетливо отражаются в верхнепротерозойское время (рис. 4). На Сибирской платформе в верхнем протерозое происходит формирование платформенного чехла, т. е. завершается ее становление как платформенной структуры. В Монголо-Охотском поясе в это время еще продолжают активные тектонические процессы. Верхнепротерозойские образования здесь подвергаются складчатости и метаморфизму. Однако этот метаморфизм происходит в малоглубинных условиях преимущественно кварц-хлоритовой фации; менее распространены кварц-мусковитовая и, весьма локально, биотит-силлиманит-ортоклазовая фации (Спасская и Кабаргинская зоны на Ханкайском массиве). Две последние фации образуют обычно зональные, изометричные ореолы на общем фоне кварц-хлоритовой фации.

В отличие от нижнепротерозойских образований в верхнепротерозойских метаморфических фациях преобладающую роль играет кварц-хлоритовая, а области распространения кварц-мусковитовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой фаций существенно сокращаются.

К северу от Сибирской платформы, в Чукотской и Яно-Колымской складчатых областях, проявления верхнепротерозойского метаморфизма характеризуются такими же особенностями (Уяндинский блок Полоусненского антиклинория, Учатский метаморфический комплекс Момского антиклинория, рифейские образования Приколымского поднятия).

Начало фанерозоя, вероятно, было следующим рубежом изменения геотермической активности подвижных зон. Процессы метаморфизма в нижнем — среднем палеозое (каледонский этап) смещаются в сторону ложа Тихого океана. Здесь намечается протяженный пояс с проявлениями преимущественно кварц-хлоритовой фации метаморфизма (рис. 5). Поясовое проявление метаморфизма кварц-хлоритовой фации является отличительной чертой фанерозойской истории развития складчатых структур в северо-западной части Тихоокеанского пояса. Внутри пояса отмечаются участки локального проявления зон более высоких ступеней метаморфизма — кварц-мусковитовой, силлиманит-биотит-ортоклазовой, гранат-кордиеритовой фаций.

Качественный скачок в изменении характера фанерозойского метаморфизма подчеркивается появлением зон так называемого глаукофанового метаморфизма. Природа этого метаморфиз-

ма дискуссионна и ее обсуждению посвящена обширная литература. В последних обобщениях этот вопрос рассматривается Н. Л. Добрецовым [4] и А. А. Маракушевым [11]. При наличии множества моделей процессов глаукофанового метаморфизма несомненно одно, что его появление обусловлено увеличением величины $\frac{dP_s}{dT}$.

Эти условия реализуются в геосинклинальных областях фанерозоя, что свидетельствует об уменьшении энергетической активности Земли. Появление наиболее древних проявлений глаукофанового метаморфизма на рубеже верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, отмечаемое Н. Л. Добрецовым [4], отражает изменение термического состояния Земли и, в частности, общее уменьшение интенсивности энергетических процессов в геосинклинальных областях. Глаукофановый метаморфизм был невозможен в более древние эпохи, вероятно, ввиду высокой интенсивности тепловых потоков, обусловившей низкие значения величин $\frac{dP_s}{dT}$.

Образования каледонского этапа метаморфизма развиты в пределах Японской островной дуги достаточно широко. К ним относится метаморфический комплекс Кияма (о. Кюсю), представленный зелеными сланцами, иногда с глаукофаном, и эпидотовыми амфиболитами. Изотопный возраст этих пород около 320—440 млн. лет [15]. Многочисленные блоки метаморфических пород каледонского этапа метаморфизма выходят на поверхность в пределах тектонического пояса Курокегава, протягивающегося от п-ова Кии (на Хонсю) до Центрального Кюсю. Породы блоков представлены слюдяными сланцами, гнейсами, гранатовыми амфиболитами, эклогитами с изотопным возрастом 410—460 млн. лет.

Каледонский метаморфизм проявлен и в метаморфическом комплексе Абакума. История развития этого комплекса сложна и носит полиметаморфический характер. О проявлении здесь каледонского этапа метаморфизма свидетельствует наличие гранитоидов с возрастом 400 млн. лет. В центральной части плато Абакума намечается зональность от кварц-хлоритовой до гранат-кордиеритовой фаций. Для наиболее высокотемпературной зоны Х. Канно [23] параметры метаморфизма оцениваются следующими величинами: $T = 600—750^\circ\text{C}$; $P = 5,0 \cdot 10^8$ Па. Среди минеральных парагенезисов пород комплекса Абакума отмечены кианитсодержащие. Часть исследователей связывает образование кианита с более ранним этапом метаморфизма по сравнению с метаморфизмом, сформировавшим отмеченную выше зональность. Не исключено, что кианитсодержащие парагенезисы относятся к верхнепротерозойскому метаморфизму.

Рис. 5. Схема проявления процессов метаморфизма на востоке Азиатского континента. Нижний — средний палеозой.

1—4 — см. рис. 4; 5 — области проявления широкопопсового зеленосланцевого метаморфизма с локальными ореолами биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций; 6 — зоны «глаукофанового» метаморфизма.

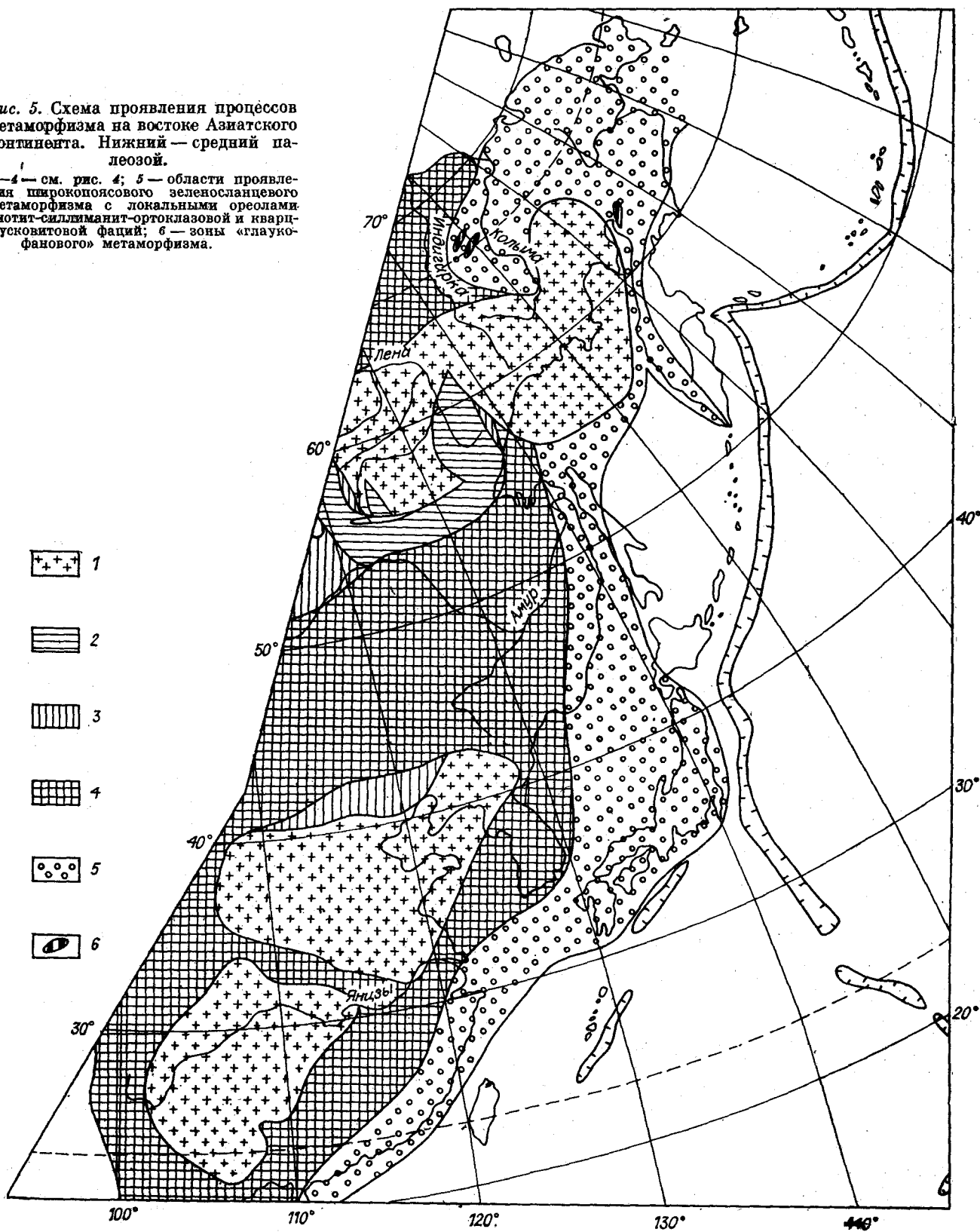
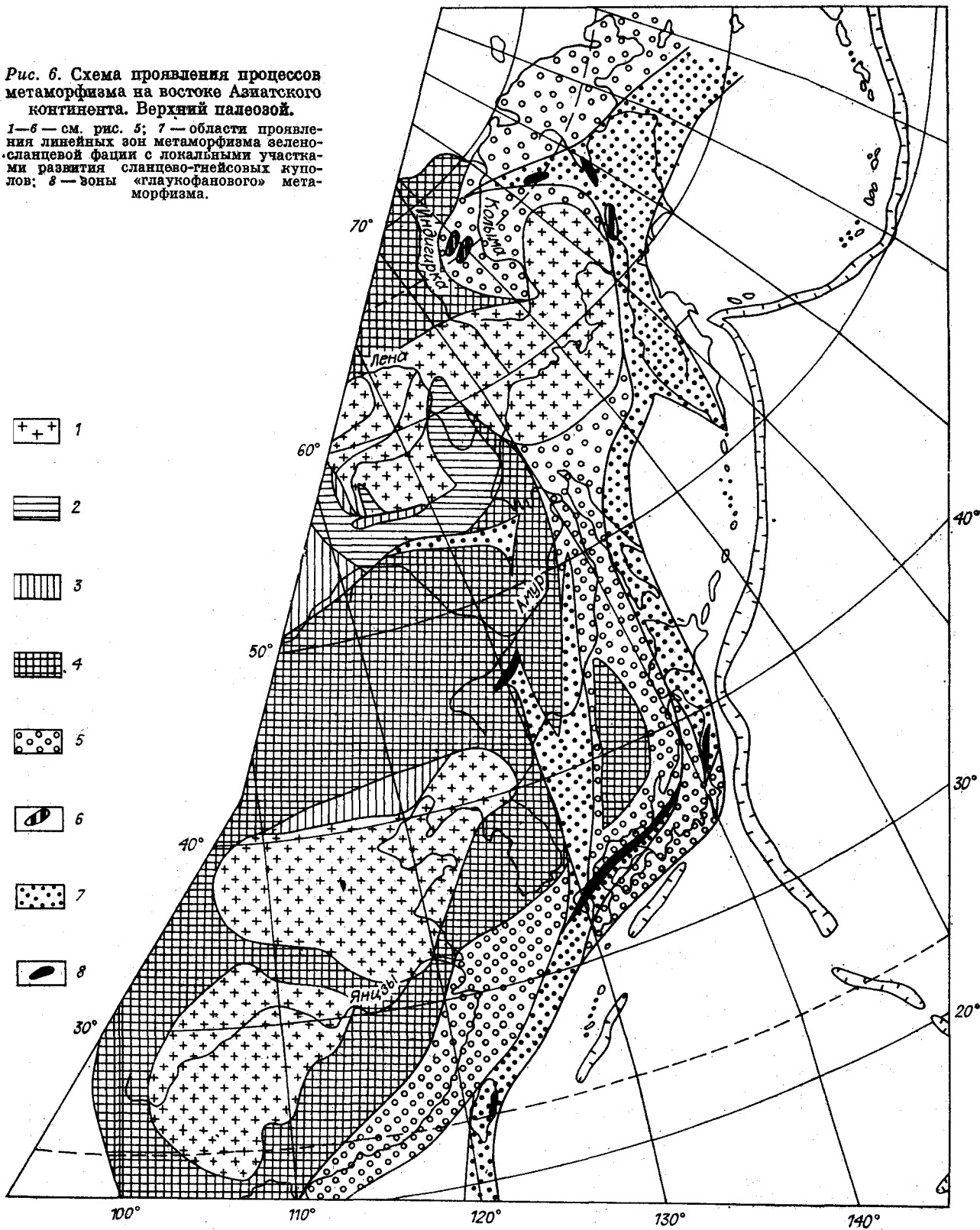


Рис. 6. Схема проявления процессов метаморфизма на востоке Азиатского континента. Верхний палеозой.

1—6 — см. рис. 5; 7 — области проявления линейных зон метаморфизма зелено-сланцевой фации с локальными участками развития сланцево-гнейсовых куполов; 8 — зоны «глаукофанового» метаморфизма.



В пределах Курило-Камчатской островной дуги проявления каледонского метаморфизма намечаются в Срединном и Ганальском хребтах Камчатки, в Пежинском хребте. В Северной Корякии каледонский зеленокаменный и глаукофановый метаморфизм, возможно, проявлен в Иомраутском, Бажеском и Эльгеваямском блоках, где установлены образования рифея, венда и нижнего кембрия [6], а также в хр. Пекульней. В последние годы установлены проявления глаукофанового метаморфизма в пределах Колымского массива и его обрамления [14, 21].

В Сихотэ-Алинской складчатой области примером образования каледонского этапа метаморфизма является метаморфический комплекс Анюйского купола, радиологические датировки пород которого составляют 456—417 млн. лет (К—Аг метод, [13]).

Верхнепалеозойский (герцинский) этап метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса проявился в основном унаследованно, в областях развития метаморфизма каледонского этапа (рис. 6). Однако масштабы его проявлений, вероятно, были ограничены. По своим характеристикам метаморфические проявления герцинского этапа существенно не отличаются от каледонского.

Пояс герцинского метаморфизма протягивается от о. Тайвань через Японские острова (зона Сангун, плато Абукума и Китакама) и далее через о. Сахалин и Камчатку.

Второй пояс герцинского метаморфизма прослеживается от Японских островов через банку Ямато, где отмечены зеленокаменные метаморфические породы [1] и гранитоиды с радиоизотопными датировками (К—Аг метод) 197 и 220 млн. лет, на север, где пояс разветвляется на Хасанскую и Сихотэ-Алинскую ветви.

На общем фоне зеленокаменного метаморфизма в герцинских поясах отмечаются локальные зоны повышенного метаморфизма в структурах сланцево-гнейсовых куполов. К таким структурам относятся метаморфические образования Хасанской зоны и краевский комплекс Западно-Приморской зоны. Для мусковит-биотитовых сланцев этого комплекса имеется радиоизотопная датировка 387 млн. лет (К—Аг метод, [2]). В Монголо-Охотской области герцинские проявления метаморфизма отмечены в Джагдинской зоне зеленосланцевого метаморфизма с развитием локальных сланцево-гнейсовых купольных структур — Афанасьевской, Софийской и др.

Мезокайнозойские метаморфические зоны развивались унаследованно в областях проявления герцинского метаморфизма и частично за счет симатического ложа океана (о. Хоккайдо, Курилы, восточное побережье Камчат-

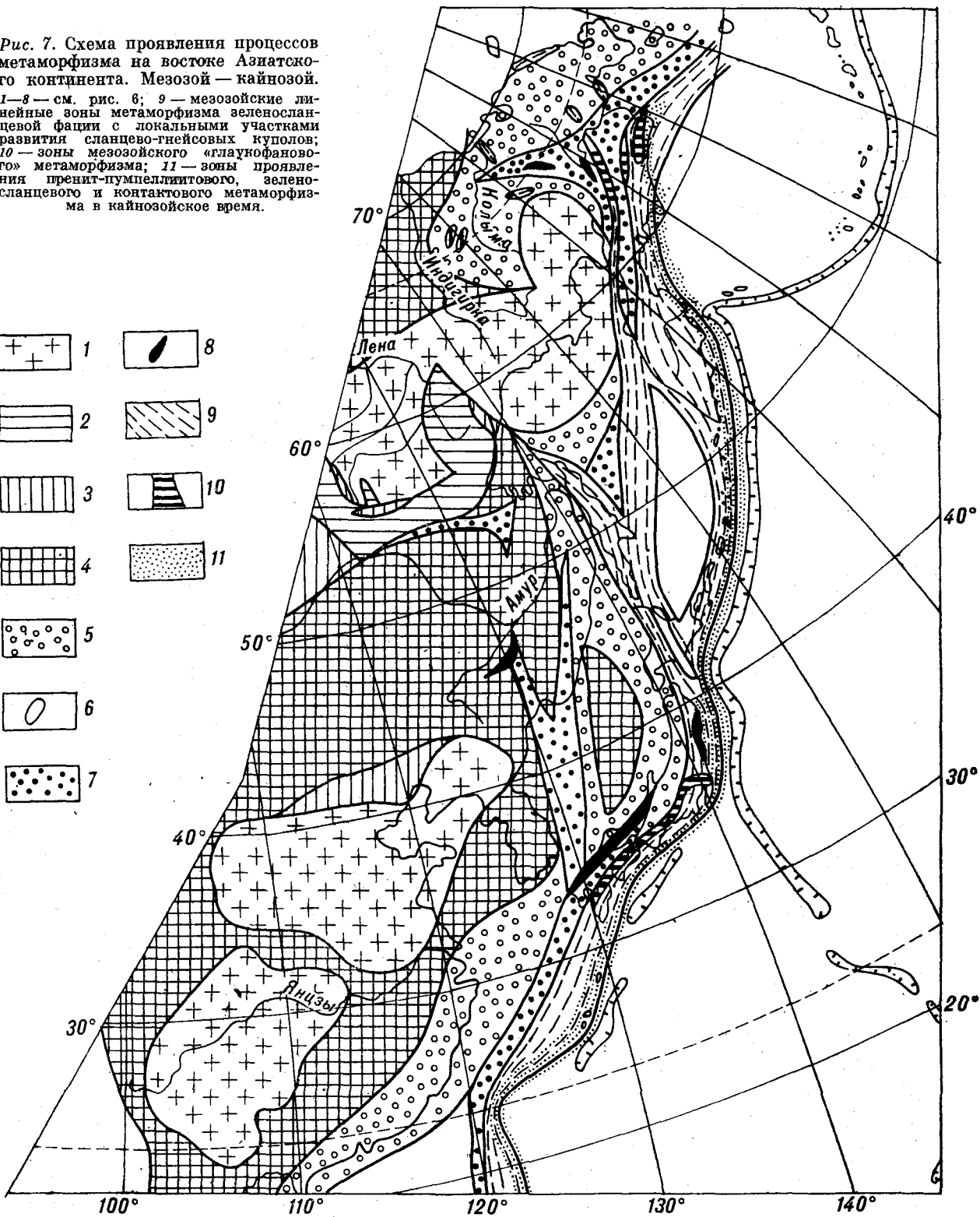
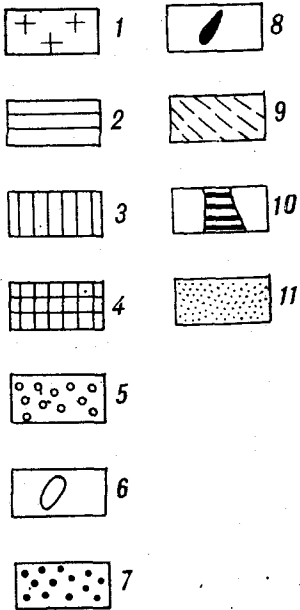
ки, Охотское море). Эти зоны охватывают Курило-Камчатскую и Японо-Сахалинскую островные дуги. В пределах континента мезозойский метаморфизм проявлен большей частью в виде локальных зон, сопровождаемых гранитоидным магматизмом, как, например, в Чукотской складчатой области (Алярмаутское поднятие) и в северной Корякии (хр. Золотой) (рис. 7).

Для мезозойских метаморфических зон островных дуг характерна резкая дифференциация по условиям метаморфизма, выраженная в том, что низкотемпературным зонам глаукофанового метаморфизма сопутствуют зоны высокотемпературного метаморфизма, связанного с гранитоидным магматизмом. Типичным примером таких зон являются зоны Рёке и Самбагава Японии. Метаморфическая зональность в зоне Рёке имеет четко выраженный линейный характер. В поперечном направлении условия метаморфизма варьируют от кварц-хлоритовой до высокотемпературных ступеней биотит-силлиманит-ортоклазовой фации вплоть до границы с гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой (гранат-кордиеритовой) фации. Наиболее высокотемпературные образования гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации слагают ядро пояса Рёке.

Рассмотренный материал приводит к выводу о том, что эволюцию метаморфизма следует рассматривать в двух аспектах — в общегеисторическом плане развития земной коры и в аспекте развития отдельных мегаструктур. Такими мегаструктурами в северо-западной части Тихоокеанского пояса являются Сибирская и Китайская платформы, Монголо-Охотская складчатая область, Курило-Камчатская и Японо-Сахалинская островные дуги. Установлено, что в пределах каждой мегаструктуры масштабы проявлений высокотемпературных процессов метаморфизма уменьшаются от древних тектоно-магматических этапов к молодым.

Если же рассматривать эволюцию метаморфизма в общегеисторическом плане развития земной коры, то следует отметить необратимый характер этой эволюции, проявляющийся в общем уменьшении его интенсивности. Развитие молодых мегаструктур происходит на фоне снижения энергетической активности земной коры. Общее уменьшение плотности тепловых потоков приводит к качественным изменениям характера метаморфизма во времени — появлению так называемых зон «глаукофанового» метаморфизма, наиболее ярко проявленных в фанерозое. В этом отношении глаукофановый метаморфизм действительно является спецификой фанерозоя, что впервые было отмечено А. Миясиро для мезозойских метаморфических зон. Проявления глаукофанового метаморфиз-

Рис. 7. Схема проявления процессов метаморфизма на востоке Азиатского континента. Мезозой — кайнозой.
 1—3 — см. рис. 6; 9 — мезозойские линейные зоны метаморфизма зеленосланцевой фации с локальными участками развития сланцево-гнейсовых куполов; 10 — зоны мезозойского «глаукофанового» метаморфизма; 11 — зоны проявления пренит-пумиллитового, зеленосланцевого и контактового метаморфизма в кайнозойское время.



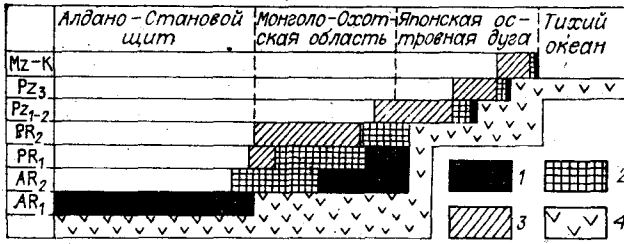


Рис. 8. Схема эволюции метаморфизма в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану:

1—3 — метаморфические фации в разновозрастных геологических структурах: 1 — гранат-кордиеритовая и гиперстен-силлиманитовая фации; 2 — биотит-силлиманит-ортоклазовая и кварц-мусковитовая фации; 3 — кварц-хлоритовая фация; 4 — симатическое основание геологических структур зоны перехода от континента к океану. Длины заштрихованных отрезков примерно отражают соотношение площадей распространения метаморфических фаций в геологических структурах для различных периодов времени.

ма в древних комплексах, по мнению автора, в значительной мере ограничивалось трудностью реализации условий высоких значений $\frac{dP_s}{dT}$ в силу повсеместно высокой интенсивности тепловых потоков.

Анализ материалов по рассмотренным в работе метаморфическим комплексам позволяет наметить следующие особенности распространения метаморфических фаций во времени (рис. 8).

Ранний архей — для структур всех типов характерны обширные ореолы гранат-кордиеритовой (гранулитовой) фации.

Для структур, заложенных на нижнеархейском основании, характерен слабозональный широкополюсовый метаморфизм биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фаций с локальными ореолами гранулитовой фации.

Поздний архей — для структур, заложенных на сиалическом основании, характерно распространение обширных, примерно равнозначных по площади ореолов биотит-силлиманит-ортоклазовой (амфиболитовой) и гранат-кордиеритовой фаций.

Ранний протерозой — обширные ореолы биотит-силлиманит ортоклазовой фации при подчиненном значении гранат-кордиеритовой фации.

Поздний протерозой — распространение широкоплощадного зеленосланцевого метаморфизма с локальными ореолами биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций.

Ранний — средний палеозой — проявления широкополюсового метаморфизма с локальными ореолами биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций. Появляются локальные зоны «глаукофанового» метаморфизма.

Поздний палеозой и мезозой — проявления линейных зон метаморфизма зеленосланцевой

фации с локальными участками развития сланцево-гнейсовых куполов с более высокотемпературной зональностью и зон глаукофанового метаморфизма.

Кайнозой — проявления линейных зон пренит-пумпеллитового и зеленосланцевого метаморфизма. Более высокотемпературные фации только в контактовых ореолах.

Установленные в настоящее время закономерности в распределении тепловых потоков на платформах, в складчатых областях, окраинных морях и островных дугах показывают, что тектоно-магматические и метаморфические процессы находятся в сложной генетической связи с динамикой теплового поля. Эти явления связаны с глубинными энергетическими процессами, в которых определяющую роль играет тепловая энергия. Предполагается, что внутреннее тепло Земли является основной движущей силой тектогенеза. Устанавливаемая связь между тепловым состоянием и динамикой недр проявляется в существовании качественного совпадения зон максимальной тектонической активности, интенсивной магматической деятельности и повышенного теплового потока. С этой точки зрения можно говорить о взаимосвязи и взаимообусловленности тепловых, тектоно-магматических и метаморфических явлений. При этом следует различать кондуктивную и конвективную формы переноса тепла. В конвективном теплотокте тепло может переноситься продуктами вулканизма и интрузивного магматизма, а также потоками флюидных растворов, играющих важную роль в процессах регионального метаморфизма. Работы ряда авторов [9, 18, 20] свидетельствуют о малой роли вулканизма в выносе тепла в глобальном масштабе. Существенную роль эти теплотери могут играть в локальных областях активного вулканизма. Вероятно, значительно большее значение имеет перенос тепла интрузивами и флюидами. Роль кондуктивной и конвективной составляющих теплового потока на разных стадиях развития геосинклинальных областей, по-видимому, различна.

Обычно период заложения геосинклинального прогиба связывают с изменением теплового режима на больших глубинах, в пределах верхней мантии. Температурные возмущения медленно перемещаются с этих глубин в верхние слои Земли. Этот процесс по времени совпадает с этапом инверсионного развития геосинклинали. Природа таких температурных возмущений гипотетична. На ранних стадиях развития геосинклиналей происходит общее погружение и растяжение земной коры, формирование рифтовых зон, накопление вулканогенных, вулканогенно-осадочных толщ офиолитовой формации. Тепловые потоки характеризуются низкими величинами. Предполагается,

что тепловой режим этого этапа изменяется главным образом на больших глубинах, где образуются очаги плавления магмы. Но вынос тепла из глубинных источников на ранних этапах развития геосинклинальных областей осуществляется медленно, главным образом кондуктивным путем и продуктами вулканической деятельности. Погружение геосинклинального прогиба сопровождается интенсивными дизъюнктивными дислокациями типа надвигов. Полого-надвигающиеся пластины со стороны бортов геосинклинального прогиба обуславливают дополнительную литостатическую нагрузку, которая наряду с низким тепловым потоком создает условия для глаукофанового метаморфизма, обычно сопровождающего ранние стадии развития фанерозойских геосинклиналей. Однако эти условия не реализуются в геосинклинальном прогибе повсеместно, что ведет к проявлению метаморфизма кварц-хлоритовой и кварц-мусковитовой фаций. Это подтверждается изучением зон глаукофанового метаморфизма Тихоокеанского пояса. Внутреннее строение этих зон имеет пестрый мозаичный характер, где образования глаукофановой, кварц-хлоритовой и кварц-мусковитовой фаций обычно тесно связаны между собой.

Одной из сложных проблем развития геосинклинальных областей является проблема повышения тепловых потоков в период инверсии и образования зон «гранитоидного» метаморфизма. Инверсионный этап развития геосинклиналей сопровождается интенсивной складчатостью, метаморфизмом и образованием вторичных очагов плавления кислых и средних магм в пределах земной коры. Метаморфизм этого этапа, обычно более высокотемпературный, накладывается на ранний метаморфизм, частично затушевывая или уничтожая его проявления.

В геосинклинальных системах возможны широкие вариации значения этих факторов в процессах переноса теплоты. Кроме того, вероятным механизмом подъема геоизотерм в период инверсии в геосинклинальных структурах, сложенных мощными толщами терригенных отложений, могут служить процессы окисления

глубинных флюидов [12]. Эти толщи содержат сорбированный кислород, захороненные морские воды и минералы элементов, обладающих высокой степенью окисления (Mn^{3+} , Fe^{3+}). В подобных условиях интенсивно протекают реакции окисления компонентов восходящих глубинных флюидов: $H_2 + 0,5O_2 = H_2O$; $CO + 0,5O_2 = CO_2$. Выделяющееся при этом тепло и возрастающее давление H_2O способствуют развитию регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма. Эффект распространения тепла путем теплопроводности усиливается при наличии потока флюидов. В толщах, сложенных преимущественно вулканитами — «сухими» породами, этот поток будет, вероятно, незначительным по сравнению с толщами осадочно-терригенного состава. Усиленный перенос тепла флюидами в терригенно-осадочных толщах приводит к выплавлению гранитоидных магм, которые, внедряясь в верхние структурные этажи, являются, в свою очередь, дополнительными источниками тепла и растворов, способствуя локальному подъему геоизотерм. В этой обстановке формируются зональные метаморфические комплексы в поясах «гранитоидного» метаморфизма, примерами которых служат зоны Рёке, Хидака в Японо-Сахалинской островной дуге, Срединная зона Камчатки и др.

Зоны «глаукофанового» и «гранитоидного» метаморфизма обычно довольно четко разграничены в пространстве, что наглядно видно на примере Тихоокеанского пояса. Это явление впервые попытался объяснить А. Миясиро [24], выдвинув свою известную концепцию «парных поясов». В настоящее время многие исследователи рассматривают поясовое развитие метаморфических зон Тихоокеанского пояса с позиций тектоники плит. Взгляды этих исследователей достаточно освещены в литературе [7, 22] и здесь нет нужды на них останавливаться. С точки зрения автора, применение этой концепции в ее крайнем выражении для объяснения особенностей распространения метаморфических зон Тихоокеанского пояса является неприемлемым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В. И., Маркевич П. В. О результатах драгирования на банке Ямато (Японское море). — ДАН СССР, 1973, т. 213, № 5.
2. Геология СССР. Приморский край. М.: Недра, 1969, XXXII, ч. 1.
3. Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966.
4. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974.
5. Жуланова И. Л., Давыдов И. А., Милов А. П. Эволюция дорифейского кристаллического фундамента Кедовского поднятия по данным рубидий-стронци-

6. Иванов О. Н., Ильченко Л. Н. Зеленокаменные метаморфические породы Анадырско-Корякской складчатой системы. — ДАН СССР, 1978, т. 238, № 6.
7. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.
8. Деликов Е. П., Берсенева И. И. Раннепротерозойский гнейсово-мигматитовый комплекс юго-западной части Японского моря. — ДАН СССР, 1975, т. 223, № 3.
9. Люстих Е. Н. Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 3.

10. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965.
11. *Маракушев А. А.* Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979.
12. *Маракушев А. А., Перчук Л. Л.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. М.: Наука, 1974.
13. *Маргунюк М. В.* О возрасте метаморфических и интрузивных пород Анюйского выступа фундамента Сихотэ-Алиньской складчатой области.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
14. *Мерзляков В. М., Лычагин П. П., Терехов М. И.* Еще раз о пробеле Колымского массива.— Геотектоника, 1980, № 1.
15. *Метаморфические комплексы Азии/Под ред. В. С. Соболева и др.*, Новосибирск: Наука, 1977.
16. *Мишкин М. А.* Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981.
17. *Некрасов Г. Е.* Новые данные о тектоническом строении хр. Пекучьей (левобережье р. Анадырь).— ДАН СССР, 1978, т. 238, № 6.
18. *Поляк Б. Г., Кропоткин П. Н., Макаренко Ф. А.* Основные проблемы геознергетики.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов, М., 1972.
19. *Смирнов А. М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976.
20. *Смирнов Я. Б., Сугрובה В. М., Сугрובה Н. И.* Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития областей кайнозойского вулканизма.— В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
21. *Шило Н. А., Гельман М. М. и др.* Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе.— ДАН СССР, 1973, т. 213, № 6.
22. *Ernst W. G.* Metamorphism and ancient continental margins.— In: The Geology of continental Margins. New York: Springer Wallely, 1974.
23. *Kano H.* Metamorphism in the central to southern Abukuma Plateau with special regards to the chemistry of hornblende and the garnet—cordierite geothermometry.— In: The basement of the Japanese Islands, professor Hiroshi Kano memorial volume, 1979.
24. *Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belt.— J. Petrol., 1961, v. 2, N 3.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
10 декабря 1981 г.

Б. Н. Пискунов, В. И. Федорченко

**ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХОГО ОКЕАНА
И НЕКОТОРЫЕ СВЯЗАННЫЕ С НИМ
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ. Статья I.**

В статье обобщены результаты дражирования и глубоководного бурения, касающиеся состава вулканических пород основных структурных элементов северо-западной части Тихого океана — плиты, глубоководных желобов и поднятий. Показано различие состава эф-

фузивных пород, относящихся к трем вулканическим ассоциациям — низкокальцевых толеитов дна, толеитов островов и щелочно-базальтовых подводных гор и вершин вулканических цепей.

В настоящее время твердо установлено, что дно Тихого океана было ареной мощной площадной (ареальной) вулканической деятельности, по крайней мере с поздней юры, и что формирование его второго слоя (если не коры в целом) обязано главным образом именно ей [2, 17, 23, 25, 28, 29]. В связи с этим в геологии сложились представления о том, что океанический вулканизм, имеющий своими корнями ультраосновную (перидотитовую) мантию, является основным фактором транспортировки силикатного и рудного вещества с верхнемантийных глубин, формирования и эволюции земной коры океана, в том числе и осадочного слоя с его хемогенным и рудным наполнением [5, 6, 11]. Несмотря на существенные разногласия в трактовке вопроса о происхождении и геологической истории современных океанов, это положение единодушно разделяется практически всеми исследователями. Ориентировочные оценки вклада современного вулканизма в океаническую седиментацию дали цифру около 3 млрд. т/год, с ежегодным приростом около 56 млрд. т [9].

Многие авторы, прежде всего Г. У. Менард [15], обращали внимание на «динамическую» и «вещественную» специфику океанического вулканизма. По мнению большинства, первая является, главным образом, следствием протекания процесса извержения на значительных глубинах (под столбом воды в 3—5 км и более). Такие условия приводят к резкому подавлению взрывного процесса, появлению у лавовых потоков подушечных текстур, возникновению своеобразных гиадокластиков и, в конечном счете, к формированию крупных по-

логих щитообразных сооружений*, нередко объединяющихся в протяженные линейные системы (вулканические хребты) над зонами магмоактивных разломов.

«Вещественная» специфика океанического вулканизма выражается в формировании очень своеобразного по своему химическому составу сложного толеит-щелочнобазальтового сообщества эффузивов, практически не встречающегося в пределах современных континентов**. Большинство исследователей разделяется мысль, что такая специфика является прямым отражением своеобразного глубинного строения и геологической природы океанических блоков литосферы, в связи с чем при трактовке этих вопросов вулканизму отводится очень важная роль.

Вместе с тем некоторые геологи оспаривают это положение, пытаются аргументировать свои представления о вещественно-структурном единстве океанов и континентов доказательством якобы одинаковой петрологической природы океанического и окраинно-континентального (островодужного) вулканизма, развитого по активной периферии тихоокеанского бассейна [18].

Ниже на материалах по вулканизму различных морфоструктурных элементов северо-западного сектора Тихого океана будет проанализирована эта, а также некоторые связанные

* Немаловажное значение при этом, безусловно, играет основной в подавляющей своей массе состав океанических лав.

** Это не исключает возможности развития таких комплексов в разрезах консолидированной коры континентов, прошедших в своем развитии океаническую стадию.

с ней проблемы. Статья состоит из двух частей. Первая из них посвящена краткому систематическому изложению фактического материала, вторая — его обобщению и обсуждению.

Часть I

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОСНОВНЫХ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РЕГИОНА

Северо-западная часть Тихого океана, обычно именуемая на гидрографических картах Северо-Западной котловиной, в морфоструктурном отношении представляет собой достаточно гетерогенное образование. Естественным ограничением котловины на северо-западе и западе служит протяженная система сопряженных с соответствующими островными дугами глубоководных желобов (Курило-Камчатского, Японского, Идзу-Бонинского, Марианского), на востоке — линейная подводная возвышенность Императорского хребта, на юге — сложное вулканическое поднятие Огасавара-Гилберта и западная часть Срединно-Тихоокеанских гор. Поднятиями Шатского и Гейш ее внутренняя часть разделена на три плоские плиты: Северо-Западную, сложившуюся в прикурильской области валом Хоккайдо, Гейш и Картографов.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА

Относительно пологие приокеанические склоны желобов, как правило, покрыты тонким слоем пелагических осадков и разбиты разломами на отдельные относительно поднятые и опущенные блоки. Данные о коренных породах, слагающих различные по глубине их участки, позволяют получить общее представление о разрезе океанической коры в целом, а также составе второго и третьего ее слоев.

Приокеанический склон Курильского желоба отделен от Северо-Западной плиты валом Хоккайдо, имеющим одинаковое с ним строение коры [3]. Вполне вероятно, что широко развитые в пределах вала однообразные базальты (см. ниже) образуют и его акустический фундамент.

Горстовое поднятие г. Эримо, расположенное на стыке Курильского и Японского желобов, сложено туфогенными породами, андезит-авгитовыми трахитобазальтами и олигоклазовыми трахитами [38], обладающими высокими содержаниями титана, натрия, калия (табл. 1). Общий характер дифференциации этих образований близок к гавайскому типу.

Результаты исследования Японского желоба [27] показали, что акустический фундамент на

его приокеанском склоне представлен толеитовыми базальтами.

В верхних и средних частях приокеанического склона Марианского желоба с НИС «Витязь» драгированы [20] свежие оливиновые базальты, на глубине 8900 м — пироксен-плагиоклазовые базальты с шаровой отдельностью, на дне (10 220—10 700 м) — основные и ультраосновные породы (габбро-долериты, габбро-нориты, пироксениты и серпентинизированные перидотиты), а также метаморфические образования (амфиболиты и зеленые сланцы).

В самой верхней части приокеанического склона Марианского желоба, осложненного гайотобразной возвышенностью, с НИС «Дмитрий Менделеев» драгой подняты обломки базальтовых шаровых лав, гиалокластитов и пористых базальтов (см. табл. 1), принадлежащих к единой щелочной (нефелин-нормативной) вулканической серии [4], общей особенностью которой является титан-авгитовый состав клинопироксена. Породы обогащены Ti, F, Ba, Rb, Zr, Nb, Th, концентрации которых в наиболее щелочных разновидностях приближаются к таковым в типичных щелочных базальтах. Распределение редкоземельных элементов характеризуется избытком легких лантаноидов при хондритовом содержании тяжелых, что также роднит рассматриваемые лавы со щелочными базальтами островного типа.

При драгировании с НИС «Дмитрий Менделеев» желоба Яп с интервала глубин 7600—7250 м были подняты обломки шаровых порфировых (оливин-авгит-лабрадорных) базальтов, вулканических брекчий и массивных порфировидных диабазов [25]. К центру шаров гиалопилитовая структура базиса меняется на интерсертальную и офитовую.

С глубины 6100—5800 м поднято большое количество обломков петрографически однородных шаровых базальтов и диабазов с гломеропорфировыми вкраплениями оливина, плагиоклаза, изредка хромшпинели и обильным развитием вторичных минералов (хлорита, хлорофита, смектита). По химическому составу все породы относятся к низкокальциевым толеитам океанического дна и срединных хребтов (см. табл. 1). Им свойственны высокие содержания Cr и Ni, пониженные — Ba, Sr, Zr, Nb. Распределение в них редкоземельных элементов соответствует классическому толеитовому варианту, характеризующемуся дефицитом легких лантаноидов при хондритовом содержании тяжелых. Некоторые вариации состава рассматриваемых базальтов обусловлены, по-видимому, фракционированием оливина.

Таким образом, на приокеанических склонах глубоководных желобов вскрывается наиболее полный разрез океанической коры — от ультраосновных пород через базиты к шаровым

Средние химические составы океанических базальтов (вес. %)

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,71	47,20	46,85	49,32	48,62	48,11	44,23	42,15	46,81	48,90
TiO ₂	2,13	2,79	1,94	1,06	0,78	1,79	2,23	3,14	2,16	2,40
Al ₂ O ₃	14,60	14,67	16,27	16,13	17,28	15,24	14,05	14,85	17,22	16,60
FeO *	10,27	9,25	11,50	9,08	11,08	10,96	9,75	11,68	8,77	8,07
MnO	0,15	0,18	0,13	0,17	0,10	0,17	0,11	0,15	0,19	0,18
MgO	4,92	5,72	3,06	6,70	2,22	2,00	7,08	4,34	3,37	3,02
CaO	8,08	13,39	9,73	10,80	7,25	5,76	8,10	8,61	7,93	6,38
Na ₂ O	2,42	2,84	2,75	3,83	3,05	2,68	3,43	2,76	3,81	4,08
K ₂ O	1,63	1,21	2,00	0,47	2,86	4,18	0,84	1,65	3,28	4,25
P ₂ O ₅	0,25	0,16	1,17	0,16	0,17	1,50	1,50	2,34	1,31	0,93
H ₂ O	5,59	2,33	2,51	1,30	2,64	6,13	6,36	4,21	3,57	4,29
п. п. п.	0,92	—	1,54	0,52	2,89	0,24	0,81	3,71	1,22	0,21
Сумма	99,67	99,74	99,45	99,54	99,98	99,96	99,98	99,59	99,64	99,31
Кол-во анал.	8	1	17	15	16	5	4	10	9	4

Примечание. 1 — Северо-Западная котловина; 2 — г. Эримо; 3 — Марианский желоб; 4 — желоб Яп; 5 — вал Хоккайдо; 6 — поднятие Шатского; поднятие Маркус-Неккер; 7 — оливиновые базальты, 8 — щелочные базальты, 9 — щелочные роговообманковые базальты; 10 — горы Мид-Пасифик. Ссылки на источники даны в тексте.

* FeO = FeO + 0,9 Fe₂O₃.

лавам толеитового типа. Последние вместе с близкими по химическому составу интрузиями диабазов, видимо, повсеместно представляют второй слой океанической коры. Локально развитые на этом «пьедестале» вулканические горы сложены щелочными оливиновыми базальтами и продуктами их дифференциации, сходными с породами гавайской щелочной серии.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ПЛИТА

Фундамент плиты достигнут бурением на глубинах в первые сотни метров в скв. 303 и 304 на Японском магнитном линементе, а также в скв. 307 в пределах плиты Магеллана [34].

В скв. 303 на глубине 290 м вскрыты трещиноватые тонкокристаллические базальты с шаровой отдельностью. По сочетанию структурно-текстурных признаков полагают, что они образуют семь лавовых потоков. Их породообразующие минералы представлены плагиоклазом (54%), пироксеном (34%), рудными (7%) и вторичными минералами — селадонитом и монтмориллонитом.

В скв. 304 встречены слабо раскристаллизованные, измененные базальты с интерсертальной основной массой. Последняя представлена кристаллами плагиоклаза и пироксена, развитыми примерно в равных количествах и погруженными в opakовый матрикс.

В скв. 307 вскрыты измененные полустекловатые базальты, бесспорно, эффузивного происхождения, залегающие в виде маломощных

(20—70 см) потоков, разделенных пластиами гиадокластитов мощностью 0,4—1 м. Породы сильно раздроблены и сцементированы кальцитом. Гиадокластиты сложены обломками измененного вулканического стекла и базальтов. Предполагается, что вскрытый вулканический комплекс является верхним горизонтом второго слоя океанической коры.

Базальты всех трех районов практически афировые, сильно измененные. Мелкие (менее 1 мм) поры заполнены кальцитом и селадонитом. Оливин среди их породообразующих минералов отсутствует как в относительно свежих, так и в измененных разностях. Изредка встречаются отдельные кристаллы и гломеропорфирные сростки пироксена и плагиоклаза. Стекло основной массы, как правило, замещено селадонитом, смектитом, монтмориллонитом.

Химический состав наиболее свежих образцов свидетельствует о принадлежности базальтов к типу толеитов дна и срединных хребтов (см. табл. 1). Вторичные изменения наиболее ярко проявляются в увеличении содержания в породах воды (от 1 до 13%), K₂O (до 6%) и CO₂ (до 3%), а также повышенной окисленности железа (Fe³⁺/Fe²⁺ меняется от 0,4 до 10 при средних значениях в свежих базальтах срединных хребтов около 0,2). На фоне общего сходства эффузивов Северо-Западной плиты с толеитами Восточно-Тихоокеанского поднятия обращает внимание повышенное (на 1,0—1,5%) содержание в первых суммарного железа, что характерно и для вулканитов окружающих ее структур (вала Хоккайдо, поднятия Шатского), рассмотренных ниже.

В пределах краевого океанического вала, прилегающего к Курильскому желобу, состав вулканических пород второго слоя известен только по данным трех драгирований скальных выступов дна [3], поскольку заложенная здесь скважина (№ 193) на глубине 71 м не вышла за пределы осадочного слоя. Представлены они сильно измененными плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми базальтами с шаровой отдельностью, микропорфировой и вариолитовой структурами основной массы. Плагиоклаз составляет около 50% объема пород и иногда замещается кальцевым полевым шпатом. Пироксен (авгит) присутствует в подчиненном количестве (0—25%) в виде мелких изометричных бесцветных зерен. Структура основной массы меняется от гиалопилитовой в оболочке шаров до субофитовой — в их центральной части. Широко развит комплекс вторичных минералов — гидрослюда, палагонита, гидроокислов железа, хлорита.

Рассматриваемые базальты (см. табл. 1) характеризуются высоким содержанием летучих, оксидов алюминия; калия (до 5,12%), железа, низким — титана*, магния, закиси железа. На этом основании Б. И. Васильев с соавторами [3] относят их к щелочному оливин-базальтовому типу. Однако высокая калиево-базальтов, сопровождаемая предельной окисленностью железа, высоким содержанием воды и углекислоты, пониженным — окиси магния, несомненно, обязана вторичным изменениям и не может служить главным классификационным признаком. Высокое же относительное содержание плагиоклаза, умеренно кальциевый (авгитовый) состав моноклинического пироксена, структурно-текстурные особенности пород свидетельствуют скорее о принадлежности их к толеитовому (плагиотолеитовому) типу. В целом они близки к толеитовым базальтам поднятия Шатского (см. ниже) и Северо-Западной плиты [7].

Общей особенностью базальтов вала Хоккайдо и толеитов Северо-Западной плиты, существенно отличающей их от сходных образований Восточно-Тихоокеанского поднятия, кроме интенсивной измененности, является заметно повышенное (на 1—2%) содержание в них суммарного железа, что, по-видимому, свойственно всем продуктам абиссального вулканизма северо-западного сектора Тихого океана.

Кроме описанных базальтов драгой с НИС «Пегас» на валу Хоккайдо подняты обломки

диабазов, базальтовых и андезитовых порфиров, дацитов, кислых туфов, биотит-роговообманковых гранитов, диоритов, монцонитов, гранит-порфиров и гранит-аплитов. По мнению Б. И. Васильева и др. [3], этот материал появился здесь в результате ледового разноса, однако Ю. Л. Неверов и др. [16] считают его коренным и связывают с развитием в пределах вала мезозойского геосинклинального комплекса, что, безусловно, требует серьезного обоснования.

ПОДНЯТИЕ ГЕЙШ

Протягивается в виде линейной зоны гайотов и горстовых выступов от Японского желоба к юго-востоку в пределы внутренней части Северо-Западной котловины. По данным многочисленных драгирований [33], вулканические породы поднятия представлены щелочными оливиновыми базальтами, муджиеритами, бенморейтами и кварцевыми трахитами, образующими в совокупности единую умеренно недосыщенную кремнеземом щелочную базальт-трахитовую серию, аналогичную таковой Гавайских островов.

Базальты обычно сильно изменены, имеют шаровую отдельность и вариолитовую текстуру. Их вкрапленники образованы плагиоклазом, пироксеном и редко — измененным оливином. Муджиериты и трахиты содержат олигоклаз во вкрапленниках и калиевый полевой шпат с клинопироксеном в основной массе. В базальтах и более кислых породах с гайота Макарова наряду с титансодержащим авгитом в небольших количествах присутствует нефелин, в целом не характерный для лав поднятия. В бенморейтах и трахитах калиевый шпат (анортклаз, санидин) содержится уже в заметных количествах до абсолютного преобладания. Кварц, в них встречается в виде неправильных скоплений в интерстициях. Обилие рудных минералов придает всем породам темную окраску.

На гайоте Сейко были драгированы обломки пемз и гиперстеновых базальтов островодужной серии. Их свежий облик и состав, резко контрастирующий с таковым щелочных эффузивов поднятия Гейш, позволяют считать их чуждыми для региона образованиями (ледовый разнос?).

ПОДНЯТИЕ ШАТСКОГО

Крупная (1200 × 200—250 км) субмеридиональная линейная структура поднятия Шатского расположена в центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана и в

* Содержание титана в них предельно низкое для океанических пород, сравнимое с таковым в малотитанистых толеитах Срединно-Атлантического хребта (37 рейс б/с «Гломер Челленджер»).

соответствии со взглядами одних исследователей представляет собой фрагмент континентальной коры [8], других — зону палеосрединга [14]. Попытка достичь здесь фундамента при бурении с б/с «Гломар Челленджер» не имела успеха [30, 34]. Наиболее полные сведения о составе базальтов второго слоя были получены при драгировании с НИС «Дмитрий Менделеев» [7].

Поднятый материал представлен обломками плотных и шлаковидных базальтов и гиалокластитов, слагающих ядра железо-марганцевых конкреций. Плотные эффузивы представляют собой афировые породы с гиалопилитовой и пилотакситовой основной массой. Сложены они средним плагиоклазом (нередко замещенным агрегатом смектита), метельчатыми образованиями клинопироксена и магнетитом, погруженными в палагонитизированное стекло. Миндалины эффузивов выполнены чешуйчатым агрегатом монтмориллонита и хлорофейта. По химическому составу рассматриваемые породы относятся к абиссальным толеитовым базальтоидам несколько повышенной железистости (см. табл. 1). В результате сильной вторичной измененности в них существенно понижены концентрации MgO и CaO , повышены K_2O , P_2O_5 , H_2O , практически отсутствует закисное железо (степень окисленности лав достигает 99%).

Таким образом, выполненные исследования свидетельствуют о том, что фундамент возвышенности Шатского сложен толеитами, сходными по составу с абиссальными базальтами других структур северо-западной части Тихого океана. Петрологические материалы совместно с геолого-геофизическими данными указывают на вулканотектоническую природу поднятия, заложившегося на океанической коре.

ИМПЕРАТОРСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Представляет собой протяженный на 2700 км в субмеридиональном направлении хребет, образованный цепью изолированных и слившихся вулканических гор, расположенных на общем коколе. Заканчивает на севере этот хребет погруженное изолированное плато — возвышенность Обручева, увенчанное отдельными вулканами (г. Мейджи и др.). Всего в пределах рассматриваемой структуры насчитывается до 50 подводных гор и гайотов. Сведения о слагающих их вулканических породах основываются главным образом на результатах глубоководного бурения (скв. 192, 308, 309, 430—433) и драгирования [32, 34, 35].

Наиболее полный разрез вулканитов вскрыт скв. 433, пройденной на г. Суйко. Здесь под

осадочными породами в интервале 163—550 м вскрыты (снизу): 1) 85 потоков толеитов с подушечной отдельностью общей мощностью 360 м; 2) 8 потоков оливиновых пикрит-базальтов с вариацией мощности 0,6—2,1 м; 3) 2 потока щелочных базальтов общей мощностью 20 м. На г. Нинтоку скв. 432 вскрыты 3 потока щелочных базальтов (всего 39 м), близких к гавайским, и перекрывающий их маломощный поток гавайитов.

На г. Одзин скважиной пройдено 4 верхних потока гавайитов и вскрыт подстилающий их толеитовый базальт.

Свободный разрез вулканических образований Императорского хребта (снизу): 1) не менее чем 360-метровая толща толеитов с вкрапленниками оливина и подчиненного плагиоклаза, интергранулярной и офитовой основной массой (плагиоклаз, оливин, пироксен, рудные минералы); 2) обособленный 6-метровый горизонт пикрит-базальтов (вкрапленники — оливин, офитовая основная масса — оливин, плагиоклаз, пироксен и рудный), сходных с океанитами Гавайских островов; 3) толща порфировых щелочных оливиновых базальтов (в нижней ее части среди вкрапленников преобладает оливин, в верхней — плагиоклаз); 4) почти 60-метровая толща практически афировых гавайитов пилотакситовой и трахитовой структуры (вулканическое стекло, плагиоклаз, небольшое количество оливина и моноклинного пироксена).

Средние химические составы выделенных лавовых комплексов приведены в табл. 2. Толща 1 и горизонт 2 в целом близки к толеитам Гавайских островов, характеризуются слабой дифференциацией по кремнезему, умеренной по щелочам, толеитовым трендом фракционирования, высоким содержанием титана и низким — глинозема. Они отвечают ранней и зрелой стадиям формирования щитовых вулканов, завершающихся формированием кальдеры и излиянием пикрит-базальтов. Для остальных двух толщ свойственны сильная дифференцированность по щелочам и железистости, умеренная — по кремнезему, высокое содержание титана и повышенное — глинозема, определяющими большое их сходство с гавайской щелочной оливин-базальтовой ассоциацией, формирующейся на стадии старения крупных щитовых вулканов*.

Скв. 192 на гайоте Мейджи (возвышенность Обручева) вскрыто 5 потоков измененных палагонитизированных и калишпатизированных

*На Императорском хребте, в отличие от Гавайского, отсутствует ассоциация щелочных нефелиновых базальтов (нефелинитов, меллититовых базальтов, фонолитов), развивающихся на постарозной стадии омоложения вулканов после длительного периода их спокойствия.

Таблица 2

Средний состав (вес. %) вулканических пород сводного разреза Императорских гор [22]

Компонент	Толща			
	I (толеиты)	II (ширит-базальты)	III (щелочные оливин-базальты)	IV (гавайиты)
SiO ₂	47,72	46,80	47,35	49,46
TiO ₂	2,28	1,79	2,89	2,98
Al ₂ O ₃	13,72	13,44	15,30	16,32
FeO	13,42	14,26	14,59	12,33
MnO	0,15	0,14	0,18	0,11
MgO	9,99	12,03	5,27	4,10
CaO	9,12	8,01	9,24	6,53
Na ₂ O	2,45	2,20	3,19	4,26
K ₂ O	0,38	0,46	0,99	1,71
P ₂ O ₅	0,20	0,24	0,47	1,27
Сумма	99,43	99,37	99,47	99,47
Кол-во анализ.	47	8	13	11

базальтов с подушечной отдельностью и микродалекаменной структурой. В зонах закалки шаров в стекловатой основной массе встречаются вкрапленники клинопироксена, плагиоклаза (замещенного в ядрах санидином) и оливина. К центральной части степень кристалличности пород увеличивается: гялопилитовая структура сменяется офитовой и субгаббровой. Из-за достаточно высокого содержания окиси калия (2%) рассматриваемые лавы классифицируются как щелочные базальты или трахибазальты, что как будто подтверждается высококальциевым (салитовым) составом моноклинного пироксена. Однако, учитывая вторичный характер калишпатизации и «толеитовое» распределение микроэлементов, некоторые исследователи склонны относить их к островным толеитам.

По мнению многих геологов (как правило, сторонников «плитовой» тектоники), возраст вулканических пород Императорского хребта омолаживается в южном направлении с приближением к «горячей точке» — гавайскому вулкану Килауэа [1]. Попытка более объективного анализа геохронологических материалов привела А. В. Федорчука [22] к заключению, что вулканическая деятельность в пределах Императорского хребта почти на всем его протяжении проявлялась относительно одновременно и завершилась не позднее палеогена.

ПОДНЯТИЕ ОГАСАВАРА — ГИЛБЕРТА

Ограничивает с юга Северо-Западную котловину и протягивается в субширотном направлении почти на 5000 км от стыка желобов Ид-

зу-Бонинского и Вулкано до Срединно-Тихоокеанских гор. Состоит из двух морфоструктурных элементов: Уэйк-Неккер на востоке и Маркус-Уэйк на западе [19].

Маркус-Уэйк представляет собой скопление крупных (до 3—4 км в высоту) вулканических гор (не менее 100), располагающихся на позднеюрском своде, который на 300—500 м приподнят над океаническим ложем. Горы и гайоты локализируются в ряды, приуроченные к различным структурным блокам. По данным драгирования и бурения [13, 19, 21, 31], здесь развиты крупнопорфировые (плагифириновые и оливин-титанавитовые) щелочные базальты и их дифференциаты (до муджиерита), сходные по своему химическому составу (см. табл. 1) с таковыми Гавайских островов. Для них характерны низкая и умеренная глиноземистость, высокая суммарная щелочность и окисленность железа, постоянное присутствие нормативного нефелина.

Горы Уэйк-Неккер имеют хорошо выраженный цоколь в виде субширотного раннемелового свода, возвышающегося на 1500—2000 м над прилегающим океаническим ложем. В пределах поднятия насчитывается около 250 вулканических построек высотой 1—4 км и большое количество относительно мелких конусов. По насыщенности этими образованиями данная структура является уникальной.

На основании данных многочисленных драгировок и подводного бурения [19] выделяют на возвышенности Уэйк-Неккер три разновозрастных комплекса вулканитов. Наиболее древний из них сложен плагиоклазово-оливиновыми, чаще афировыми базальтами, широко развитыми на крупных постройках. По химическому составу рассматриваемые эффузивы классифицируются [19] как образования островного толеитового типа Гавайских островов. Однако даже простое сравнение средних составов этих лав (см. табл. 1) показывает, что базальты Уэйк-Неккер менее насыщены кремнеземом, содержат больше щелочей, а концентрация калия в половине их образцов превышает таковую в щелочных базальтах Гавай. Это обстоятельство не позволяет нам согласиться с выводами Г. Б. Рудника и заставляет относить данные породы к представителем слабо дифференцированной оливин-щелочнобазальтовой ассоциации.

Промежуточный комплекс сложен дифференцированными щелочными базальтоидами, аналогичными эффузивам возвышенности Маркус-Уэйк и Гавайских щитовых вулканов на заключительных этапах их формирования.

Самый молодой комплекс образован своеобразными верхнемеловыми керсутитовыми базальтоидами еще более щелочного состава. Их отличает также высокая глиноземистость, обя-

занная повышенному содержанию в породах плагиоклаза, титанистость и калийность. Широкое распространение керсутитового амфибола, замещающего ранее выделившиеся оливин и клиноципроксен, и общая лейкократовость рассматриваемых эффузивов объясняются повышенной активностью в магматическом расплаве паров воды. Высокие содержания в них окиси калия * связываются со многими причинами, в частности, контаминационным заражением расплавов веществом земной коры [19], эманационным их обогащением легкими литофильными элементами в верхних частях магматических каналов [23], увеличением глубины магмогенерации и, соответственно, степени экстракции из пород мантии щелочных металлов [10 и др.]. Нельзя не отметить, что близкие особенности химизма свойственны целой зоне поднятий в западном секторе Тихого океана (о-ва Кука, Общества, Самоа, Маркизские и др.).

Интересные данные, проливающие свет на состав и строение пород основания поднятий Гилберта, Маршалловых и Каролинских островов, получены при бурении скв. 462 [26, 36] на дне впадины Науру несколько западнее рассматриваемого региона. Здесь была пройдена мощная (более 500 м) толща верхне- и средне-меловых вулканических образований, перекрывающих осадки и вулканы позднеюрского возраста **. Эта толща имеет слоистое строение, обусловленное чередованием осадочных пород, гиадокластитов, интрузивных залежей, лавовых потоков и покровов. Все проанализированные образцы отвечают по своему химическому составу измененным толеитам абиссалий и срединно-океанических хребтов.

СРЕДИННО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

(горы Мид-Пасифик)

В пределах рассматриваемого в работе региона располагается лишь крайняя западная часть этого крупного поднятия, протягивающегося к востоку от морфоструктуры Огасавара — Гилберта до Гавайского хребта. Комплекс данных, полученных с помощью драгирования и

глубоководного бурения, свидетельствует о существовании здесь двух петрографических провинций — толеитовой и щелочно-базальтовой, предполагаемая граница между которыми проходит примерно по 174° в. д. вблизи гайота Менарда.

Хотя структурные связи Срединно-Тихоокеанских гор с поднятием Огасавара — Гилберта недостаточно ясны, породы, драгированные со склонов их подводных гор и гайотов, обнаруживают большое сходство с описанными выше щелочными образованиями Уэйк-Неккер. Наряду с оливиновыми базальтами здесь широко представлены эффузивы непрерывного ряда от лимбургитов до трахиандезитов, а также авгит-роговообманковые щелочные базальты [12].

Скв. 313 в котловине между подводными вулканическими горами Срединно-Тихоокеанского поднятия под толщей турбидитов вскрыла сильно раздробленные, рассеченные жилками кальцита и цеолитов тонко-кристаллические пористые афировые базальты [34]. Мелкие редкие вкрапленники, представленные плагиоклазом, титан-авгитом и мелкочешуйчатым биотитом, погружены в интерсервальную основную массу. В соответствии с минералогией и химическим составом (см. табл. 1) рассматриваемые эффузивы попадают в щелочное поле диаграммы Г. А. Макдональда и Т. Катсуры [37].

Гайоты центральной части Срединно-Тихоокеанских гор (Мюррей, Шепарда, Жаклин, Менарда и др.) по составу лав отличны от таковых вблизи хр. Неккер [33]. В большинстве своем они сложены измененными базальтами или андезито-базальтами, принадлежащими к дифференцированной толеитовой серии. Вкрапленники пород представлены плагиоклазом, оливином, изредка авгитом; в основной массе, кроме плагиоклаза, присутствует пижонит. Это, а также данные химических анализов свидетельствуют о принадлежности рассматриваемых эффузивов к представителям островной толеитовой ассоциации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. Вулканизм типа «горячих точек». — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981.
2. Авдейко Г. П., Маргинин Е. К. Современный вулканизм океанов. — В кн.: Геология океана: осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
3. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979.
4. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
5. Даоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965.
6. Зеленов К. К. Вулканы как источник породообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972.
7. Кашинцев Г. Л., Сузюмов А. Е. Базальты возвышенности Шатского. — ДАН СССР, 1981, т. 258, № 4.
8. Красный Л. И. Система глыбового раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана. — ДАН СССР, 1974, т. 214, № 2.

* Для керсутитовых базальтоидов свойственны аномально низкие значения отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, составляющие для некоторых образцов менее 1,0, в то время как средние его величины для пород океана обычно находятся в пределах 10—40.

** Это наиболее полный разрез верхней части земной коры, вскрытый буровой скважиной в пределах джа Тихого океана.

9. Лисицын А. К. История вулканизма океанов.— В кн.: Геология океана: геологическая история океана. М.: Наука, 1980.
10. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
11. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры.— М.: Наука, 1967.
12. Матвееков В. В. Магматические породы подводной горы Центрально-Тихоокеанского поднятия.— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 6.
13. Матвееков В. В., Марова Н. А., Рудник Г. Б. Особенности развития вулканизма системы гор Маркус-Уэйк и Срединно-Тихоокеанских гор.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М., 1980.
14. Меланхолина Е. Н., Непрочнов Ю. П. Северо-западная область Тихого океана.— В кн.: Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М., 1980.
15. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.
16. Неверов Ю. Л., Остапенко В. Ф. и др. Вероятная граница континент — океан в свете изучения мезозойского магматизма переходной зоны.— Тез. докл. Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана, 1981.
17. Николс Г. Д., Ислам М. Р. Геохимические исследования базальтов и ассоциирующих с ними пород дна океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
18. Пронин А. А. Геохимические проблемы современных и древних океанов. Л.: Наука, 1977.
19. Рудник Г. Б., Матвееков В. В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан).— Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 3.
20. Скорнякова Н. С., Липкина М. И. Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 6.
21. Туезов И. К., Ильев А. Я. и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк.— Сов геол., 1979, № 4.
22. Федорчук А. В. Геологическое строение Императорского подводного хребта.— Экспр. Инф. ВИЭМС, морская геол. и геофиз., 1981.
23. Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Кашишцев Г. Л. Некоторые общие закономерности магматизма океанов и вопросы происхождения магматических пород.— В кн.: Геология океана: осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
24. Шараськин А. Я., Куренцова Н. А., Дмитриев Л. В. Магматизм основных структурно-тектонических областей.— В кн.: Геофизика океана. Т. I. М.: Наука, 1979.
25. Шараськин А. Я., Закариадзе Г. С. и др. Петрология вулканогенных пород.— В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
26. Batiza R., Larson R. L., Schlanger S. O., Shcheka S. A., Tokuyama H. Trace element abundances in basalts of Nauru Basin.— Nature, 1980, 286, N 5772.
27. Bellaiche G. Sedimentation and structure of Izu—Ogasawara (Bonin) Trench off Tokyo: new lights on the results of a diving campaign with the bathyscaphe "Archimede".— Earth and Planet. Sci. Let., 1980, v. 47, N 1, p. 124—130.
28. Chandrasekharam D. Petrochemical variations in the Atlantic, Pacific and Indian ocean ridge basalts.— N. Jb. Miner., abh, 120, N 1, 1973, p. 69—82.
29. Engel A. E. J. Characteristics, occurrence and origins of basalts of the oceans.— Phil. trans. Roy. Soc. London, 1971, A268, N 1192, 493 p.
30. Initial report of the DSDP. Washington. D. C., 1971. v. 6.
31. Ibid., 1973, v. 17.
32. Ibid., 1976, v. 19.
33. Ibid., 1973, v. 20.
34. Ibid., 1975, v. 32.
35. Ibid., 1980, v. 55.
36. In the west-central Pacific volcanic complex found.— Geotimes, 1978, 23, N 12, p. 21—24.
37. Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrol., 1964, v. 5, N 1, p. 82—133.
38. Ozima M., Honda M., Saito K. Ar⁴⁰—Ar³⁹ ages of guyots in the Western Pacific and discussion of their evolution.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, v. 51, N 2. p. 475—485.

Ю. А. Косыгин, Б. А. Натальин, Л. М. Парфенов

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ДАЛЬНОГО ВОСТОКА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

(на формационной основе)

Изложены принципы построения составленной в Институте тектоники и геофизики в содружестве с другими организациями АН СССР, Мингео РСФСР и Мингео СССР «Тектонической карты Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе) масштаба 1 : 2 000 000». Дана краткая характеристика основных тектонических элементов.

Карта описывает размещение на площади осадочных, вулканических, интрузивных и метаморфических формаций и комплексов формаций, характер их складчатых и разрывных дислокаций, взаимоотношений друг с другом. Главное средство изображения геологи-

ческих объектов (цвет) отдано вещественному составу. В отличие от существующих тектонических карт выделение формаций производилось путем группирования выделяемых на геологических картах среднего и крупного масштаба литостратиграфических подразделений (свит, толщ и т. д.) на основе общности их литологического состава и процентного содержания главных типов горных пород в разрезе. Комплексы формаций объединяют формации близкого состава и являются главными изображенными на карте тектоническими единицами.

В Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР составлена «Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе) масштаба 1 : 2 000 000»*.

В отличие от других тектонических карт Дальнего Востока новая карта составлена на формационной основе. Главное средство изображения геологических объектов (цвет) отдано вещественному составу. Это новый опыт в составлении мелкомасштабных карт крупных регионов. На карте изображено строение как суши, так и акваторий Советского Дальнего Востока и сопредельных областей.

* Авторами карты являются: Александров А. А., Анিকেев Л. А., Артемов А. В., Бакулин Ю. И., Баратов Ш. Х., Бялобжеский С. Г., Варнаевский В. Г., Василькин А. Ф., Верба М. Л., Виноградов В. А., Владыко Т. И., Воеводин В. Н., Войнова И. П., Врублевский А. А., Гнибиденко Т. С., Годзевич Б. Л., Гришкян Р. И., Гусев Г. С., Зедгенизов А. Н., Змиин С. С., Ермаков Б. В., Иванов Б. А., Карсаков Л. П., Кап А. Г., Кицул В. И., Коршунов В. И., Лаврик Н. И., Леонова Ф. Р., Липкин Ю. С., Лопатинский Г. С., Мамонтов Ю. А., Маргулис Л. С., Марченко А. Ф., Матвеев Ю. М., Мигонич И. М., Мокшанцев К. Б., Натальин Б. А., Наталов Л. М., Олейник Ю. Н., Петров А. Ф., Пилацкий В. Э., Польшкин Я. И., Попеко В. А., Попеко Л. И., Прокудин С. К., Прохоров В. П., Рабей И. В., Роганов Г. В., Савосина А. И., Садаков В. К., Семенов Д. Ф., Сергеев К. Ф., Ставцев А. Л., Стрельцов М. И., Сурмилова Е. П., Тильман С. М., Туезов И. К., Турбин М. Т., Тютрин И. И., Умитбаев Р. Б., Уткин В. П., Фрумкин И. П., Хведчук И. И., Чехов А. Д., Чуйко Л. С., Шульгина В. С., Шульдинер В. И., Юшманов В. В., Ян-Жин-Шин В. А.

В составлении карты приняли участие коллективы институтов Дальневосточного научного центра АН СССР (ИГиГ, ДВГИ, СахКНИИ, СВКНИИ, ТОИ), Института геологии Якутского филиала СО АН СССР, производственных объединений Дальгеология, Приморгеология, Камчатгеология, Сахгеология Министерства геологии РСФСР, производственных объединений Аэрогеология и Севморгео Министерства геологии СССР, Тихоокеанской экспедиции производственного объединения Союзморгео Министерства газовой промышленности СССР.

Основным содержанием карты является изображение геологических тел, выделяемых по вещественным признакам — осадочных, магматических и метаморфических формаций и комплексов формаций, условий их залегания и взаимоотношений.

Осадочные формации понимаются нами как геологические тела, характеризующиеся прежде всего определенным литологическим составом. В характеристику формаций обычно также включают строение разреза — различные виды чередования пород определенного типа. При составлении карты решено было отказаться от структурной характеристики по двум основным причинам: 1) включение ее очень усложнило бы классификацию формаций и 2) строение разреза многих осадочных комплексов Дальнего Востока еще недостаточно изучено.

Конкретная формация может соответствовать одной свите или включать несколько свит. Литологический состав формаций определяется набором типов пород и содержанием пород каждого типа в разрезе формаций. Важным ус-

ловием при выделении формаций является установление перечня основных типов горных пород, которые учитываются при подсчетах. Исходя из степени распространения осадочных пород различных типов [19], этот перечень включает: псефитовые, псаммитовые, глинистые, карбонатные и кремнистые породы. Формации, содержащие псаммитовые породы, в свою очередь различаются по присутствию в них граувакковых, аркозовых и кварцевых разновидностей. Такой подход оправдан известными закономерностями распространения отдельных типов песчаников в различных тектонических зонах. Так, известно, что существенно кварцевые песчаники характерны для платформ, аркозы в сочетании с псефитами для межгорных и краевых прогибов, а граувакки для геосинклиналей.

Результатом проведенного группирования литостратиграфических подразделений на основе принимаемого перечня главных типов горных пород является выделение граувакковых, глинисто-кремнистых, глинисто-кремнисто-граувакковых и т. п. формаций, характеристика каждой из которых включает наименования основных типов пород, а порядок расположения наименований (от меньшего к большему) — относительное содержание пород в разрезе.

На карте показаны одно-, двух- и трехкомпонентные осадочные формации, причем при выделении формации учитывались только те типы пород, содержание которых в среднем по литостратиграфическому подразделению или их группе больше или равно 20%. Каждому типу горных пород соответствует свой штриховой знак. Многокомпонентные формации на карте изображены сочетанием штриховых знаков, причем преобладающий тип пород отражен большим количеством соответствующих знаков.

Вулканогенно-осадочные формации не выделяются. Вулканиды (лавы, туфы и т. п.), встречающиеся в виде прослоев и пачек в составе осадочных толщ, изображаются на карте отдельно в соответствии с принимаемой классификацией магматических формаций.

Магматические (вулканические и интрузивные) формации, так же как и осадочные, характеризуются определенным петрографическим составом. Поскольку в настоящее время накоплено значительное количество химических анализов почти для всех магматических образований Дальнего Востока, естественно, что при выделении и систематизации магматических формаций наряду с петрографической характеристикой использовались и петрохимические данные.

Магматические формации выделяются путем объединения в более крупные подразделения конкретных магматических тел, толщ и комплексов на основе установления общности их

петрографических и петрохимических характеристик. Крапом разного цвета показаны салические и базитовые вулканические формации. Среди салических выделены: липаритовая, плагиолипаритовая, трахилипаритовая, липаритацитовая, андезит-дацитовая, трахитовая, а среди базитовых — андезито-базальтовая, спилит-диабазовая, толеитбазальтовая, щелочнобазальтовая и трахиандезитовая формации.

Индексами обозначены разновозрастные интрузивные формации высокоглиноземистых гранитов, гранитоидов пестрого состава, плагиогранитовая, гранитовая, гранодиоритовая, субщелочных и щелочных гранитов и сиенитов, габбро-анортозитовая, габбро-норитовая, габбро-сиенитовая, габбро-диорит-диабазовая, щелочных габброидов, габбро-плагиогранитовая, дунит-гарцбургитовая, габбро-пироксенит-перидотитовая, оливинит-верлит-клинопироксенитовая, щелочно-гипербазитовая.

К метаморфическим формациям отнесены кристаллические породы, восстановление первичной природы которых при современных методах исследования не может быть произведено однозначно, т. е. породы гранулитовой и амфиболитовой фаций. Менее измененные породы фаций эпидитовых амфиболитов и зеленых сланцев, первичная природа которых может быть определена, рассматриваются в составе осадочных и магматических образований.

Метаморфические формации выделяются по особенностям петрографического состава и количественных соотношений слагающих их пород. Крапом на карте показаны: 1) гнейсовые (биотитовые, двуслюдяные), в том числе высокоглиноземистые; 2) гнейсовые (роговообманковые, биотит-роговообманковые); 3) кристаллосланцевые основного состава; 4) мраморно-гнейсовые; 5) мраморно-кристаллосланцевые; 6) гнейсово-кварцитовые; 7) гнейсово-кристаллосланцевые, гнейсовые нерасчлененные формации. Возрастная датировка конкретных осадочных, вулканических, интрузивных и метаморфических формаций указывается индексом.

На основании общности вещественного состава формации объединены в комплексы формаций. Осадочные формации сгруппированы в терригенно-кремнистые, граувакковые, глинисто-аркозовые, аркозово-карбонатные, кварцевопесчано-карбонатные комплексы. Вулканические формации в тех случаях, когда ассоциирующие с ними осадочные породы не превышают 1/3 общего объема, сгруппированы в липаритовые, трахилипаритовые, андезитовые, трахиандезитовые, андезито-базальтовые, толеитовые и щелочно-базальтовые комплексы. Среди метаморфических формаций выделены кристаллосланцевые, гнейсово-кварцитовые, карбонатно-гнейсово-сланцевые и гнейсовые комплексы.

Каждый комплекс формаций показан определенным цветом, а возраст комплекса — оттенками цвета. Для некоторых комплексов осадочных формаций интенсивностью цвета показана мощность. Комплексы формаций являются основными единицами тектонического районирования и отражают основное содержание карты. Их взаимное расположение в пределах изучаемой площади определяет ее тектоническое строение.

По условиям залегания формации осадочных, эффузивных и метаморфических пород и их комплексы подразделяются на альпинотипные, германотипные и чехлы с залеганием, близким к горизонтальному.

Характер залегания отображается на карте штриховыми знаками: непрерывные линейные знаки, следующие вдоль простирания складок для альпинотипной складчатости; прерывистые линейные знаки, ориентированные вдоль простирания складок для германотипной складчатости; изометричные знаки используются для чехлов. При этом тип штриховых знаков определяет тип формации. Специальные знаки предусмотрены для изображения осей основных линейных складок и брахискладок, а также вулканотектонических форм (депрессий, кальдерообразных и вулканокупольных структур и т. п.).

Взаимоотношения формаций и их комплексов изображаются границами согласного и несогласного залегания, латерального замещения и инъективными. Одним из типов границ являются разрывные нарушения. На карте показываются только те из них, которые контролируют размещение формаций и их комплексов. Среди разрывных нарушений различаются: 1) надвиги и взбросы; 2) сбросы; 3) сдвиги; 4) разломы ближе не определенные.

В акваториях дальневосточных и полярных морей показаны изопачиты осадочного (глинисто-терригенного) слоя. В Японском, Охотском и Беринговом морях они проведены по сейсмическим данным, а в Чукотском и Восточно-Сибирском морях — по гравиметрическим и магнитометрическим. Кроме того, в акваториях на основании, главным образом, магнитометрических данных и данных драгирования показано предполагаемое распространение некоторых комплексов осадочных и вулканических формаций.

Таким образом на тектонической карте Дальнего Востока и сопредельных районов сведены обширные данные по стратиграфии, литологии, магматизму и дислокациям геологических комплексов Дальнего Востока, собранные за многие десятилетия большими коллективами геологов производственных и научно-исследовательских организаций. К карте приложены (в виде врезок) «Схема тектонического районирования

по возрасту завершающей складчатости», «Схема мезо-кайнозойских разломов» и «Схема тектонического районирования» (см. рисунок).

На схеме тектонического районирования, построенной на структурно-вещественных признаках, показаны более крупные тектонические элементы, чем на основной карте. Схема сходна с ранее опубликованными [8—13] и отличается от них лишь трактовкой тектоники некоторых районов.

В пределах Дальнего Востока выделяются складчатые системы, завершившие геосинклинальное развитие в позднем архее — раннем протерозое (Становая), в позднем девоне (Брукса — Врангеля), в мезозое и кайнозое, современные геосинклинали, вулканические пояса различного типа, срединные массивы.

Становая складчатая система включает нижне- и верхнеархейские, а также нижнепротерозойские образования [2, 5, 7]. Неоднократно подвергавшиеся складкообразованию ремобилизованные нижнеархейские толщи слагают блоки (60—100 × 150 км), разделенные более узкими позднеархейскими складчатыми зонами. Нижнеархейские образования представлены кристаллическими сланцами, в том числе и ультраосновного состава, гнейсами и кварцитами, метаморфизованными в гранулитовой фации. С запада на восток степень метаморфизма увеличивается от биотит-силлиманитовой субфации (алданская фация глубинности) до пироп-сапфирин-кварцевой (чогарская фация глубинности) [6].

Верхнеархейские толщи представлены гнейсами и кристаллическими сланцами основного состава, местами с мраморами и интрузивными породами. Метаморфизм отвечает высокотемпературной области амфиболитовой фации. Нижнепротерозойские толщи слагают узкие (несколько километров в поперечнике) тектонические клинья и грабены, тяготеющие к крупным разломам. Вдоль южной окраины Алданского щита они представлены метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях песчаниками, сланцами, карбонатными породами и конгломератами, а в пределах Становой системы — песчано-сланцевыми толщами с основными вулканидами.

Система Брукса-Врангеля подразделяется на эв- и миогеосинклинальную зоны и протягивается от о. Врангеля через Северную Аляску к островам Канадского арктического архипелага, где миогеосинклинальная зона налегает на дорифейские комплексы Северо-Американской платформы. В плане система образует серию крупных изгибов, наиболее крутой из которых фиксируется в западной части Аляски резкой сменой широтных простираний на долготные с последующим разворотом почти на

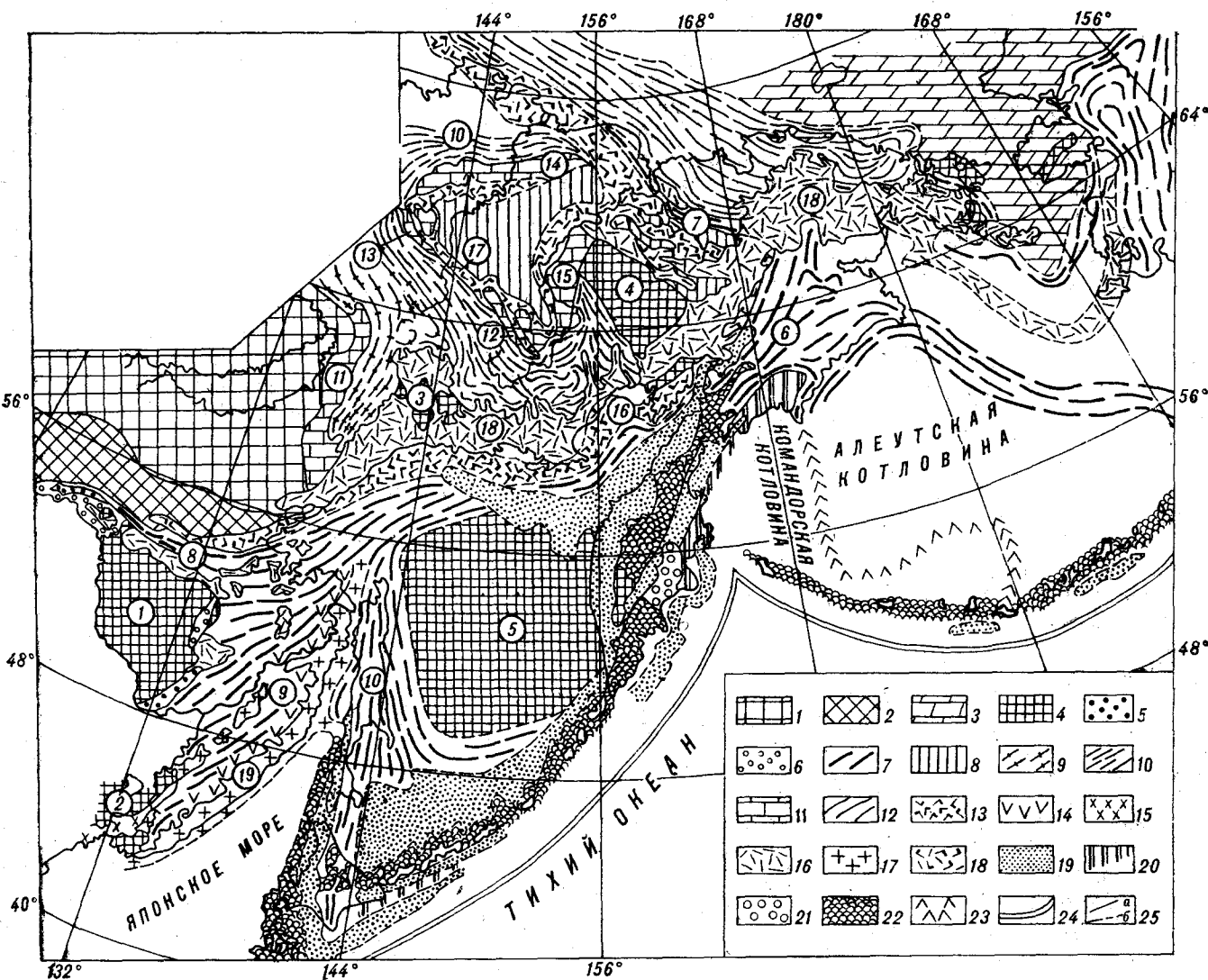


Схема тектонического районирования Дальнего Востока.

1 — Сибирская платформа; 2 — Становая складчатая система; 3 — складчатая система Брукса-Врангеля; 4 — срединные массивы (цифры в кружках на схеме: 1 — Буреинский, 2 — Ханкайский, 3 — Охотский, 4 — Омолонский, 5 — Охотоморский) и докембрийские блоки в палеозойских и мезозойских складчатых системах; 6 — мезозойские; 7 — мезозойские эвгеосинклинальные системы типа А (цифры на схеме: 6 — Корякская, 7 — Южно-Анжуйская, 8 — Монголо-Охотская, 9 — Сихотэ-Алиньская, 10 — Восточно-Сахалинская), 8 — мезозойская Алязейско-Олойская эвгеосинклинальная система типа Б; Яно-Кодымская мезозойская многоэпиклиналильная система; 9 — внешняя зона, 10 — внутренняя зона, 11 — выступы рифейско-среднепалеозойских пород (цифры на схеме: 11 — Сеттедабанский, 12 — Омулевский, 13 — Тасхакташский, 14 — Улахансис-Полоуенский, 15 — Приколымский); 12 — Чукотская мезозойская многоэпиклиналильная система; мезозойские вулканические пояса типа островных дуг; 13 — триасового, юрского и неокенового возраста (цифры на схеме: 16 — Удско-Мургалский, 17 — Уяндино-Ясачинский), 14 — поздне мелового возраста; окраинно-континентальные вулканические пояса и внутриконтинентальные вулканические зоны: 15 — позднепалеозойского возраста, 16 — мелового возраста (18 — Охотско-Чукотский пояс), 17 — сенон-палеогенового возраста (19 — Восточно-Сихотэ-Алиньский пояс); 18 — неразделенные мезозойские вулканические пояса типа островных дуг и окраинно-континентальные; кайнозойские геосинклинальные системы: 19 — многоэпиклиналильные зоны и преддуговые прогибы, 20 — эвгеосинклинальные зоны, 21 — четвертичные вулканические пояса, 22 — вулканические пояса неогенового возраста, 23 — вулканические пояса палеогенового возраста, 24 — глубоководные желоба; 25 — границы тектонических элементов (а — достоверные, б — предполагаемые).

180° на шельфе Берингова моря и выходом на п-ов Лисберн. Далее к западу система приобретает северо-западные простирания и тянется к о. Врангеля. На шельфе Чукотского моря изгиб хорошо отражается в магнитных полях [1, 17].

Эвгеосинклинальную зону слагают рифейско-среднепалеозойские образования. Вулканиты основного состава и кремнистые породы тяго-

теют к низам разреза. В хр. Брукса они прорваны габброидами (возраст 475 млн. лет [18]) и гранитоидами (возраст 310—431 млн. лет [15, 16]), а на о. Врангеля — гипербазитами, габброидами и плагιοгранитами [3]. Эвгеосинклинальный комплекс с резким угловым несогласием перекрывается верхнедевонскими грубообломочными породами с растительными остатками.

Миогеосинклиналиальная зона системы располагается южнее эвгеосинклиналиальной и включает существенно карбонатные комплексы ордовика, силура, девона и карбона, которые в хр. Брукса интенсивно дислоцированы и вовлечены в крупные надвиговые перемещения.

На территории Северной Аляски на различных комплексах эвгеосинклиналиальной зоны и верхнедевонских грубообломочных отложениях с резким угловым несогласием залегают каменноугольные карбонатные толщи, согласно сменяющиеся пермско-неокомовыми алевритами, сланцами, песчаниками, в том числе кварцевыми и глауконитовыми. Вдоль северных предгорий хр. Брукса этот комплекс деформирован в линейные складки, осложненные наклоненными к югу надвигами, которые в северном направлении затухают, и отложения приобретают субгоризонтальные залегания. Комплекс имеет небольшую мощность (350—1000 м) и может быть сопоставлен с чехлом молодых платформ. Основные скопления нефти и газа, в том числе и месторождение-сверхгигант Прадхо-Бэй, приурочены именно к этому комплексу.

Пояс интенсивных дислокаций каменноугольно-неокомового комплекса прослеживается на шельфе Чукотского моря и протягивается к о. Врангеля [4, 17], где в сложные дислокации вовлечены каменноугольные и пермские отложения [4], сходные с отложениями хр. Брукса.

Мезозойские геосинклиналиальные системы занимают большую часть рассматриваемой территории. Они завершили свое развитие не одновременно; среди них различаются ранние и поздние мезозойды. Системы различаются по составу слагающих их формаций, полноте стратиграфического разреза, структурным признакам. Среди них выделяются эвгеосинклиналиальные системы типа А и Б и миогеосинклиналиальные системы.

Эвгеосинклиналиальные системы типа А (Корякская, Сихотэ-Алиньская, Восточно-Сахалинская), сливаясь друг с другом, образуют единый палеоокеанический пояс, от которого в виде ленто-видных полос, глубоко вдающихся в глубь континента, ответвляется Монголо-Охотская и Южно-Анъюйская эвгеосинклиналиальные системы.

Системы характеризуются большой длительностью развития. Помимо мезозойских, они включают палеозойские, а местами и верхнедокембрийские образования. Широко распространены глубоководные кремнистые и глинисто-кремнистые формации с основными вулканитами, относящимися к спилит-диабазовой, толеитбазальтовой и щелочнобазальтовой формациям, которые ассоциируют с дунит-гарцбургитовыми, габбро-пироксенит-перидотитовыми, габбро-плагиигранитовыми формациями.

Наряду с ними присутствуют мощные граувакковые комплексы, которые местами насыщены известково-щелочными вулканитами андезит-базальтовых формаций.

В поперечном сечении систем приокеанического пояса местами устанавливаются закономерные чередования перечисленных ассоциаций комплексов осадочных и вулканических формаций, которые накладываются друг на друга таким образом, что их более молодые ассоциации кремнистых и глинисто-кремнистых толщ с основными вулканитами последовательно смещаются в сторону Тихого океана.

Дислокации систем весьма интенсивны и неоднократно, причем самые сложные характерны для наиболее узких участков Монголо-Охотской и Южно-Анъюйской систем, где развиты кливаж и сланцеватость, транспозиционные структуры, местами переходящие во вторичную тектоническую полосчатость. Во многих случаях установлено выпадение из разреза лишнего — среднего триаса.

К эвгеосинклиналиальным системам типа Б относится Алазейско-Олойская система, которая в плане не имеет столь отчетливой для систем предыдущего типа формы и характеризуется изменчивыми простираниями тектонических элементов и нередко их торцовыми сочленениями. Здесь помимо охарактеризованных выше ассоциаций присутствуют мелководные и прибрежно-морские граувакковые и псефитовые формации. Наряду с зонами альпийской складчатости существуют участки прерывистой германотипной складчатости.

Миогеосинклиналиальные системы (Яно-Колымская и Чукотская) обрамляют эвгеосинклиналию со стороны континента. Яно-Колымская система характеризуется длительным унаследованным развитием с рифея до юры и не имеет крупных перерывов и несогласий. Она подразделяется на внешнюю и внутреннюю зоны. Верхоянский комплекс внешней зоны, примыкающий к Сибирской платформе, сложен глинисто-аркозовыми и аркозовыми формациями, сформировавшимися в прибрежно-морских и мелководных условиях. По направлению к внутренней зоне крупные косослоистые серии сменяются параллельно-слоистыми, появляются подводно-оползневые горизонты, мощности формаций увеличиваются, а их состав меняется на глинистый. Изменения происходят постепенно и не подтверждают наличие конседиментационных поднятий с неглубоким залеганием раннедокембрийского кристаллического фундамента, которые на существующих тектонических картах показаны как зоны пологих дислокаций. В наиболее крупной из них, Адычанской, установлены сложные многоэтапные складчатые дислокации.

Чукотская система сложена аркозово-карбонатным палеозойским и залегающим с несогласием триасово-нижнеюрским глинисто-граувакковым комплексами. В мезозойском комплексе Анюйской зоны системы также намечается увеличение роли глубоководных отложений по направлению к Южно-Аньюйской эвгеосинклинальной системе [14].

В качестве самостоятельных тектонических элементов выделены мезозойские и кайнозойские вулканические пояса, которые по составу слагающих их формаций и их строению сходны с современными вулканическими островными дугами. Следует иметь в виду, что на схеме показаны наиболее крупные пояса, отчетливо обособляющиеся в современной структуре; в составе эвгеосинклинальных систем обоих типов присутствуют сходные образования.

Вулканические пояса и современные островные дуги характеризуются рядом общих признаков. Известково-щелочные андезито-базальтовые формации находятся в сложных сочетаниях с прибрежно-морскими граувакковыми и псефитовыми формациями. Среди вулканитов преобладают породы основного и среднего состава, кислые разности составляют в среднем 20%. Туфы, туфобрекчии и агломераты преобладают над лавами. Типично сочетание красноватых и зеленокаменных изменений пород.

Окраинно-континентальные вулканические пояса (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский) тесно связаны с прилегающими к ним с океанической стороны тектоническими элементами позднемезозойских эвгеосинклинальных систем типа А. Окраинно-континентальные вулканические пояса своим обращением к матерiku краем резко несогласно перекрывают разнородные тектонические элементы, с другой же стороны — налегают на вулканические пояса островодужного типа, лишь несколько сменяясь от них в сторону континента. Заложение окраинно-континентальных вулканических поясов происходило вслед за мощными орогеническими движениями на континенте.

Кайнозойские геосинклинальные системы, в том числе островные дуги (Курило-Камчатская, Алеутская), на некоторых своих участках завершили свое развитие в эоцене и миоцене, но большая их часть продолжает свое развитие в настоящее время. Главные тектонические элементы современных геосинклинальных систем отчетливо выражены в рельефе. Это тыловые прогибы, вулканические островные дуги, преддуговые прогибы, местами внешние невулканические дуги, глубоководные желоба. Формации и комплексы формаций этих тектонических элементов имеют аналоги в древних эвгеосинклинальных складчатых системах.

Среди мезозойских и кайнозойских складча-

тых систем распространены комплексы глубоко-метаморфизованных пород, для многих из которых доказан докембрийский возраст. Они слагают фундамент срединных массивов, отчетливо обособленных от обрамляющих геосинклинальных систем не только структурно, но и по формационному составу и характеру дислокаций залегающих на них рифейских и фанерозойских образований. Охотский и Омолонский массивы располагаются среди миеосинклинальных систем, а Буреинский, Ханкайский и предполагаемый Охотоморский массивы окружены эвгеосинклинальными системами.

Несмотря на ряд общих особенностей строения, массивы, располагающиеся в различной тектонической обстановке, имеют отличия в составе и строении фундамента и чехла. Фундамент Омолонского и Охотского массивов включает нижедокембрийские гранулитовые комплексы того же типа, что и фундамент Сибирской платформы. Фундамент Буреинского и Ханкайского массивов сложен менее глубинными кристаллическими образованиями амфиболитовой и малоглубинной гранулитовой фаций, возраст которых, по-видимому, несколько моложе, чем у массивов первого типа. Характерно более широкое распространение диафторических изменений. Мощность рифейско-фанерозойских образований на массивах первого типа составляет 5—9 км, и изменения мощности несущественны. У массивов второго типа мощность чехла изменчива в большей степени и местами достигает 15 км. Чехол характеризуется также большей степенью дислоцированности вплоть до развития линейных складок и кливажа и повышенным метаморфизмом (обычно неравномерным) от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации.

Помимо срединных массивов докембрийские метаморфические комплексы слагают более мелкие (до 10 000 км²) изометричные или удлиненные блоки (на Чукотском полуострове, п-ове Тайгонос, на Камчатке, Сихотэ-Алине и в других районах), которые обычно вписываются в общую складчатую структуру, а перекрывающие и обрамляющие их фанерозойские образования не испытывают резких изменений состава и строения разреза. Древние метаморфические образования этих блоков значительно сильнее, чем в срединных массивах, переработаны в процессе поздних этапов складчатости и метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным содержанием Тектонической карты Дальнего Востока и сопредельных районов являются формации и комплексы формаций определенного возраста, характер их взаимоотношений и дислоцированности. Разработанные

принципы построения карт, в частности, введение однозначно определяемых, в том числе количественных параметров для выделения формаций, имели целью достижение наибольшего

соответствия карты исходным данным и эффективности ее как основы для поисков минерального сырья.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов В. А., Гапоненко Г. И. и др.* Тектоника Восточно-Арктического рельефа СССР. Л.: Недра, 1974.
2. *Годзевич Б. Л., Лопатинский Г. С.* Структурное районирование позднего архея центральной части Становой складчатой области.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
3. *Иванов О. Н.* Стратиграфия докембрия Северо-Востока СССР (Восточная Чукотка, о. Врангеля).— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
4. *Каменева Г. И.* Структура центральной части о. Врангеля.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Новосибирских о-вов и о-ва Врангеля. Л.: Наука, 1975.
5. *Карсаков Л. П.* Докембрий восточной части Станового хребта.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
6. *Карсаков Л. П.* Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978.
7. *Карсаков Л. П., Васькин А. Ф.* К докембрийской тектонике восточной части Станового хребта.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
8. *Красный Л. И.* Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Л., 1960 (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 37).
9. *Марков М. С., Аверьянова В. Н.* Мезозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967.
10. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных районов. М-б 1:2 500 000. Магадан, 1979.
11. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. М-б 1:2 500 000. М.: ГУГК, 1965.
12. Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000. М.: ГУГК, 1976.
13. *Тильман С. М.* Сравнительная тектоника мезозойского севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
14. *Шило Н. А., Тильман С. М. и др.* Тектоника Северо-Востока СССР.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979.
15. *Brosge W. P., Tailleur I. L.* Depositional history of northern Alaska.— Proc. geol. seminar on north slope of Alaska, 1970.
16. *Douglas R. J., Gabrielse H. e. a.* Geology of western Canada.— Econ. Geol. Rept. Geol. Surv. Canada, 1970, N 1.
17. *Granz A., Wolf S. C. e. a.* Reconnaissance geology of the Chukchi Sea as determined by acoustic and magnetic profiling.— Proc. geol. seminar on north slope of Alaska, 1970.
18. *Lauphere M. A.* Age of Ordovician and Devonian mafic rocks in northern Alaska.— Geol. Surv. Research 1965-US Geol. Surv. Prof. Paper, 1965, N 525-A.
19. *Pettijohn F. J.* Sedimentary rocks. N. 4, Harper and Brothers, 1949.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 декабря 1981 г.

УДК 551.24(—02)(59)

Ю. С. Маймин, Ю. Г. Старицкий, В. А. Трофимов

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ИНДОКИТАЯ

В статье рассматриваются тектоника и история развития Индокитайского региона, трактовка которых существенно отличается от принятых в настоящее время представлений. Тектонический план этого региона составляют Южно-Китайская и Сямская платформы, Лаосско-Вьетнамская палеозойская складчатая область, Западно-Бирманская мезозойско-кайнозойская геосинклинальная область незавершенного развития. В мезо-

Вопросы геологии Индокитая рассмотрены в ряде исследований [1, 2, 6, 8—11, 16], наиболее полная сводка по его геологии принадлежит Г. А. Кудрявцеву и др. [3]. В последнее время появились работы М. Тейна [17, 18] и Ч. Хатчисона [14].

Тектоническая структура рассматриваемого региона в соответствии с преобладающими в настоящее время представлениями определяется Индосинийским массивом (докембрийским или варисским) и обтекающими его с запада и востока мезозойскими складчатыми системами (соответственно Бирмано-Малайской и Лаосско-Вьетнамской). Крайняя западная часть региона (Западная Бирма) рассматривается как зона кайнозойского тектогенеза (Средиземноморского или Тихоокеанского пояса).

Авторы настоящей статьи трактуют строение и основные этапы развития Индокитая иначе, выделяя в геологическом развитии региона следующие тектоно-магматические эпохи (см. рисунок): 1. допозднепротерозойскую, во время которой сформировались толщи кристаллических сланцев, образующих фундамент территории Индокитая; 2. позднепротерозойско-палеозойскую, характеризующуюся на западе и востоке рассматриваемого региона платформенным, а в центральной его части (Лаосско-Вьетнамская зона) — геосинклинальным режимом; 3. мезозойско-кайнозойскую, когда процессами тектоно-магматической активизации была охвачена почти вся территория Индокитая. Лишь крайняя ее западная часть (Западная Бирма) развивалась в это время в геосинклинальном режиме.

1. Допозднепротерозойская эпоха. Метаморфические образования допозднепротерозойской

зоны — кайнозойе весь Индокитайский регион, за исключением Западно-Бирманской области, подвергся процессам тектоно-магматической активизации.

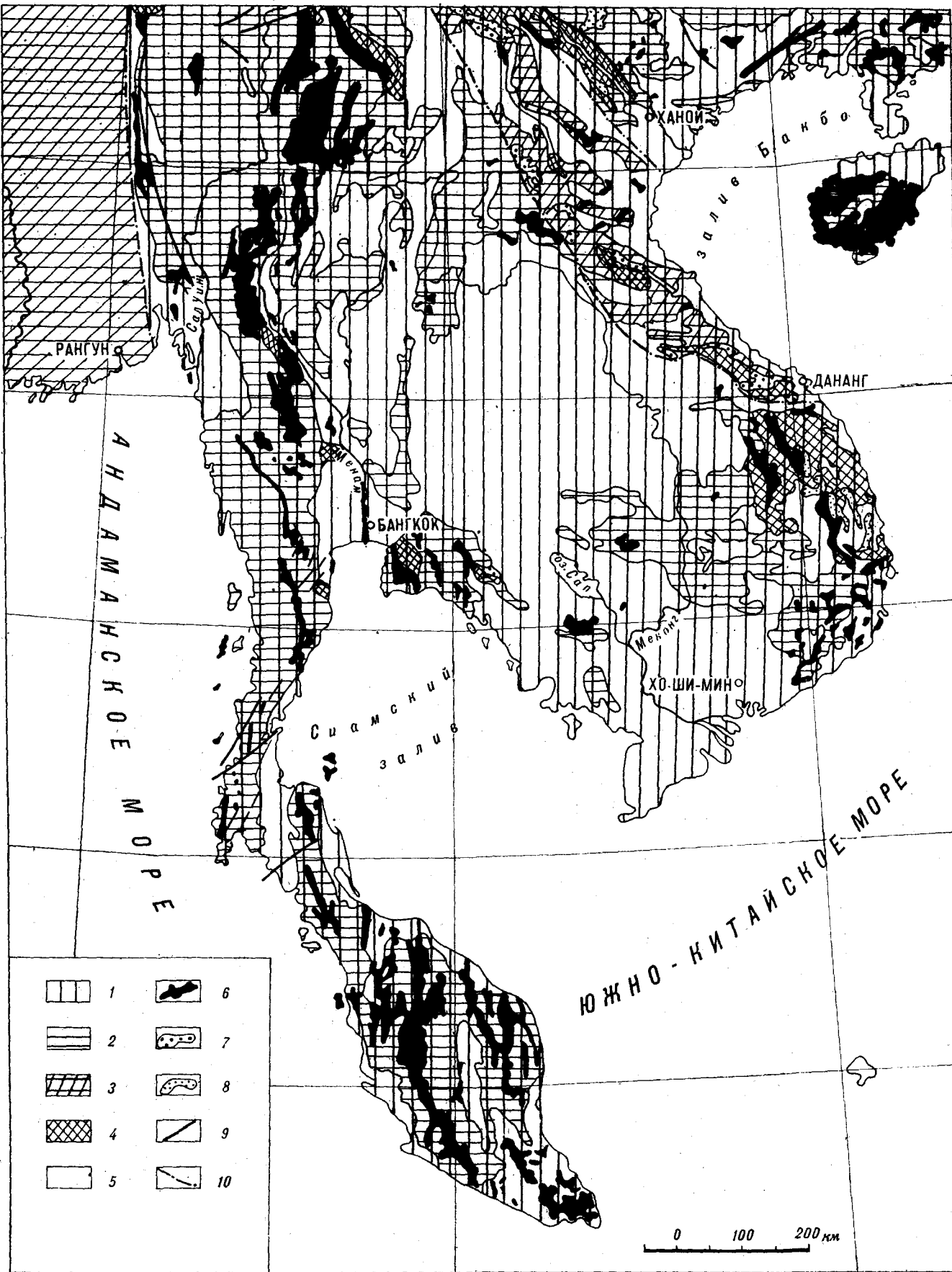
Существование самостоятельной Сямской платформы, так же как и режим тектоно-магматической активизации для Индокитайского региона в целом, обосновывается впервые.

Эпохи довольно однообразны по всей площади их распространения (от Китая до Бирмы). Они представлены кристаллическими сланцами (биотитовыми, двуслюдяными, роговообманково-биотитовыми и др.), часто с гранатом, ставролитом, кианитом и силлиманитом, амфиболитами, кварцитами, графитистыми сланцами, мраморами, гнейсами и мигматитами. Очень редко отмечаются мраморы. Уровень метаморфизма соответствует амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Толщи интенсивно и весьма сложно дислоцированы, инъецированы гранитными интрузиями. Последние представлены гнейсовидными гранитами Северного Вьетнама, биотит-мусковитовыми гнейсированными гранитами Южного Вьетнама и гранитоидами Западной Кампучии, с которыми иногда ассоциируют габбро и диориты. Они слагают конкордантные массивы среди протерозойских метаморфических пород и рассматриваются [3] как синтетектонические тела, синхронные складчатым деформациям фундамента. К образованиям фундамента относятся также палингенно-метасоматические гранитоиды и габбро-амфиболиты.

Мощность метаморфических образований фундамента оценивается в несколько тысяч метров.

Судя по составу, мощности, степени и характеру метаморфизма, интенсивности складчатых дислокаций, магматизму, формирование образований допозднепротерозойской эпохи происходило в типично геосинклинальных условиях.

2. Позднепротерозойско-палеозойская эпоха. В центральной части Индокитая в позднем докембрии-кембрии на допозднепротерозойском складчатом фундаменте заложилась Лаосско-



Вьетнамская геосинклиналь. Она располагается примерно в границах Северо-Вьетнамской зоны Е. С. Постельникова и др. [8] или Лаосско-Вьетнамской и Северо-Вьетнамской зон Г. А. Кудрявцева и др. [3], взятых вместе. Основная площадь этой зоны располагается в Северном Вьетнаме и подробно охарактеризована авторами ранее [13].

В северо-восточной части Вьетнама (к востоку от р. Хонгха) существовала платформенная область, являющаяся юго-западным окончанием Южно-Китайской платформы [10, 16].

Структуры, обрамляющие с запада и юго-запада Лаосско-Вьетнамскую геосинклинальную область и охватывающие южную и западную части Индокитайского полуострова, а также п-ов Малакку, большинством исследователей [3, 8, 11] рассматриваются соответственно как Индосинийский массив и Бирмано-Малайская мезозойская складчатая зона. Ниже показано, что тектонический режим развития этой территории на протяжении позднепротерозойско-палеозойской эпохи был платформенным.

Наиболее характерными чертами комплекса палеозойских отложений рассматриваемой территории являются непрерывность разреза, в котором отсутствуют сколько-нибудь существенные перерывы в осадконакоплении и несогласия, а также исключительно широкое развитие карбонатных толщ, фациально достаточно однообразных и выдержанных на огромной площади их распространения.

В южных районах, на территории Таиланда и п-ова Малакки в основании палеозойского разреза залегает верхнедокембрийская — верхнекембрийская песчано-сланцевая толща мощностью около 1 000 м. Ордовикско-силурийские отложения мощностью 2 500 м представлены известняками с прослоями кремнистых и глинистых пород, девонско-нижнекаменноугольные образования мощностью до 3 000 м — песчаниками и аргиллитами с линзами известняков. При этом в Таиланде преимущественное развитие имеют песчаники (в основном кварцевые), а на п-ове Малакка нижняя часть разреза сложена аргиллитами с линзами известняков, а верхняя — песчаниками. Завершает разрез палеозойского комплекса толща среднекаменноугольного — пермского возраста мощностью около 2 000 м, в Таиланде представленная известняками с прослоями аргиллитов, а на п-ове Малакка — аргиллитами с прослоями и линзами известняков. Здесь же, в крайней юго-восточной части полуострова отмечаются горизонты

Схема тектонического районирования Индокитая. Области проявления тектонических режимов: 1 — активизации, 2 — платформенного, 3 — геосинклинального; 4 — выступы фундамента; 5 — стратифицированные комплексы режима активизации. Интрузии: 6 — режима активизации, 7 — геосинклинального режима, 8 — фундамента; 9 — главнейшие разломы; 10 — границы зон с различными тектоническими режимами.

вулканических пород среднего, реже основного состава.

В Центральном, отчасти Северном Таиланде и в Восточной Бирме разрез палеозоя, также непрерывный, несколько изменяется. Ордовикско-силурийские отложения, слагающие основание разреза, представлены преимущественно глинистыми образованиями с прослоями известняков. Девонско-пермские толщи характеризуются преобладающим развитием глинистых и известковистых пород.

В северной части рассматриваемой области, на плато Шан, разрез палеозойского комплекса носит иной характер. В его основании на очень ограниченном участке (практически в единственном пункте) установлены риолитовые лавы и их туфы раннепалеозойского (?) возраста, мощностью в несколько десятков метров, согласно перекрытые известково-глинистыми отложениями ордовика, мощностью до 1 000 м. Толщи силурийских отложений, мощностью до 700 м, по вещественному составу аналогичны ордовикским. Комплекс палеозоя венчается здесь однообразной нерасчлененной толщей отложений девона, карбона и перми, представленной известняками (так называемые «известняки Плато»), мощностью 1 000—2 000 м. Отложения комплекса лежат резко несогласно на образованиях фундамента; внутри палеозойского разреза перерыв в осадконакоплении устанавливается только между ордовикскими и силурийскими отложениями, однако угловое несогласие при этом не отмечается.

К югу от плато Шан, в районе Теннасерима, комплекс палеозоя представлен толщей известняков пермокарбона мощностью 2 000 м.

В восточных районах (Восточный Таиланд, Нижний Лаос, Кампучия) палеозойский комплекс фрагментарно обнажается среди покрывающих значительные пространства мезозойских отложений. В Северной Кампучии в районе г. Стынгтраенг развиты горизонтально залегающие кембрийские отложения, представленные кварцевыми песчаниками и кремнистыми породами. В Центральной Кампучии вскрыты толщи отложений среднего карбона — перми, залегающие горизонтально или образующие крупные пологие складки с углами падения до 15—20°, представленные песчаниками, аргиллитами с прослоями битуминозных пород, углей и известняков, мощностью около 1 600 м.

В крайней восточной части рассматриваемой области, в Нижнем Лаосе и в центральной части Вьетнама, на окраинах массива Конгум, представляющего собой выступ докембрийского метаморфического фундамента, развиты преимущественно песчанистые толщи девона (до 1 000 м), смятые в пологие складки и залегающие резко несогласно на докембрийских образованиях.

Интрузивные образования проявлены крайне незначительно. Габброидные интрузии раннекаменноугольного возраста, развитые только вблизи границ варисской Лаосско-Вьетнамской геосинклинальной области, являются, очевидно, комагматами соответствующих варисских габброидов, а гранитоиды в пределах Контумского массива отвечают сининверсионным варисским интрузиям.

Таким образом, формационный состав палеозойских отложений не только не дает оснований для выделения определенных стадий развития геосинклинального процесса, но и вообще не характерен для геосинклинального режима. Залегание палеозойских толщ в большинстве случаев субгоризонтальное или пологое. Отсутствуют в палеозойском комплексе и явные признаки проявления фаз тектогенеза. Описанный комплекс формировался в относительно стабильных условиях при очевидной общей «вялости» тектонических процессов. В особенности это относится к карбонатным толщам среднего — верхнего палеозоя, однако нужно иметь в виду, что именно эти образования определяют геологическое строение и тектонический режим рассматриваемой области, так как отложения нижнего палеозоя имеют локальное пространственное распространение и сугубо подчиненное развитие в разрезе. Суммарная мощность палеозойского комплекса изменяется от 2 000—2 700 на севере до 8 500 м на юге, т. е. значительно меньше мощности чехла Южно-Китайской платформы, где она достигает 10 км. Фактическая же мощность значительно меньше суммарной, так как отдельные части разреза осадочного комплекса пространственно разобщены. Дислокации и метаморфизм отложений палеозойского комплекса в целом значительно слабее, чем в Лаосско-Вьетнамской геосинклинальной области и даже уступают таковым чехла Южно-Китайской платформы. Наиболее спокойными условиями залегания (а следовательно, и большей тектонической стабильностью) отличаются северные районы, где залегание пород близко к горизонтальному или сформированы пологие складчатые формы, совершенно не типичные для геосинклинального режима развития. Некоторая напряженность дислокаций возникает лишь в южной, более подвижной части региона — на п-ове Малакка и в пределах Таиланда, однако даже в этих относительно мобильных участках ни мощность отложений, ни их дислоцированность и метаморфизм не становятся более значительными, чем на юго-западной окраине Южно-Китайской платформы.

Изложенный материал свидетельствует о платформенном режиме рассмотренной области. В этом же убеждает сравнение ее с непосредственно граничащей с ней и являющейся

частью Китайской платформы зоной Хэньдун-аньшань Западной Юньнани, которая по геологическому строению, условиям развития и тектонической обстановке крайне близка, если не идентична, рассмотренному нами региону [4, 7]. Последний по масштабности проявления платформенного режима и охватываемой им территории вполне соизмерим с такими платформами, как Северо- и Южно-Китайская и аналогично им может быть выделен в ранг самостоятельной Сямской платформы, значительная часть которой покрыта водами Сямского залива. Такой же вывод напрашивается при анализе геологических карт [13, 15] и не противоречит выводам М. Тейна [17, 18].

3. Мезозойско-кайнозойская эпоха. С мезозоя начинается новая, качественно отличная от рассмотренных, эпоха развития Индокитайского региона, характеризующаяся широким проявлением процессов тектоно-магматической активизации в пределах территории палеозойской Лаосско-Вьетнамской складчатой области, а также граничащих с ней платформ — Сямской и Южно-Китайской. Лишь в пределах территории Западной Бирмы существует в это время геосинклинальный режим.

Впервые наличие режима тектоно-магматической активизации на территории Индокитая (в Северном Вьетнаме) было установлено авторами [10, 16], затем к этому представлению присоединились и другие исследователи [2]. Режим тектоно-магматической активизации (дива) достаточно полно охарактеризован в многочисленных работах [5, 10, 12, 16], здесь авторы на этом вопросе не останавливаются.

В развитии режима мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации намечается несколько этапов, которым, по нашим представлениям, соответствуют триасовый, юрско-меловой и палеоген-четвертичный структурные ярусы. Естественно, что на такой огромной территории возникновение режима тектоно-магматической активизации, так же как и смена отдельных этапов этого режима, не происходит строго синхронно. Поэтому объемы структурных ярусов, отвечающих определенным этапам тектонического развития, не всегда равнозначны; а границы между ними являются скользящими во времени.

Триасовый структурный ярус этапа тектоно-магматической активизации сложен относительно слабо дислоцированными образованиями, представленными преимущественно терригенными (часто красноцветными, иногда соленосными) и терригенно-карбонатными породами морских, лагунных и континентальных фаций, залегающими с угловым несогласием на различных стратиграфических горизонтах палеозоя и выполняющих изометричные и неправильной формы наложенные впадины. В пери-

ферических частях этих впадин наблюдаются грубообломочные, угленосные отложения, иногда в заметных количествах проявлены субаэральные основные и кислые вулканогенные образования. Ни состав, ни характер складчатых дислокаций (триасовые отложения в основном залегают субгоризонтально или смяты преимущественно в спокойные широкие складки с углами падения 20—30°) отложений, слагающих этот структурный ярус, не зависят от тектонической природы и состава субстрата. Мощность яруса колеблется в широких пределах, от 200—300 до 1000—1500 м, достигая местами 2500—3000 м.

В Лаосско-Вьетнамской складчатой области и в прилегающих к ней районах Южно-Китайской платформы структурный ярус триаса отчетливо подразделяется на два структурных подъяруса — $T_1 - T_3k$ и T_3n ($T_3n - r?$), повсеместно разделенных несогласием, отвечающим перерыву в осадконакоплении. Нижний подъярус ($T_1 - T_3k$) характеризуется структурами двух типов. К первому относятся впадины неправильных или изометрических очертаний (зоны Сам-Нья, Нинь-Бинь, Сонг-Хиен, Ан-Чау и др.), соответствующие описанным выше структурам триасового структурного яруса в целом. Ко второму типу относится структура Сонг-Да, отличающаяся относительно более интенсивной складчатостью, линейным характером складчатых форм, значительной мощностью отложений триаса. Эти признаки позволяют некоторым исследователям [3, 2] рассматривать структуру Сонг-Да в качестве шовной геосинклинальной зоны.

Авторы настоящей статьи относят зону Сонг-Да к структурам тектоно-магматической активизации [10, 16]. Исследователи же, трактующие ее как шовную геосинклиналь, в известной мере противоречат сами себе, рассматривая эту зону как крайнее выражение «процессов мезозойской тектоно-магматической активизации» [2].

Норийский (норийско-рэтский) структурный подъярус, там, где он выделяется (Лаосско-Вьетнамская складчатая область и прилегающие районы Южно-Китайской платформы), охватывает отложения, повсюду залегающие несогласно на образованиях нижнетриасового — карнийского структурного подъяруса и более древних толщах. На этой стадии формируются изометричные структуры, различные по своим размерам, выполненные главным образом терригенными и угленосными отложениями с редкими линзами известняков и мергелей. Лишь в зоне Сам-Нья норийские отложения представлены известняками с мергелистыми прослоями. Мощность отложений норийского подъяруса довольно выдержана и колеблется в пределах 400—500 м, лишь в зонах Сонг-Да,

Нинь-Бинь и Зюйен-Хай возрастая до 700—1000 м.

Интрузивный магматизм триасового периода (преимущественно его донорийской части) характеризуется широким распространением и исключительным разнообразием магматических образований. К числу наиболее ранних интрузивных образований этого времени принадлежат тела пород основного и ультраосновного состава перидотит-пироксенит-норитовой формации дифференцированных интрузий. Они представлены перидотитами, пироксенитами, дунитами, габбро-норитами, норитами, диоритами, прорываемыми донорийские отложения и, в свою очередь, прорваны поздне-триасовыми порфиридовидными гранитами и перекрыты образованиями мелового (?) возраста. Интрузии этой формации установлены в пределах Вьетнама, Лаоса, Бирмы, Малайи. С ними ассоциируют медно-никелевые руды, хромиты, асбест, тальк, титано-магнетит.

Гранитоиды, принадлежащие к рассматриваемому структурному этажу, относятся к диорит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой формациям. Массивы пород диорит-гранодиоритовой формации развиты главным образом к западу от Лаосско-Вьетнамской складчатой области в пределах Бирмы, Таиланда, Кампучии, образуя крупные (до нескольких тысяч квадратных километров) тела. Они сложены биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, монцонитами, диоритами и кварцевыми диоритами и сопровождаются жильными апплитами, микрогранитами, монцонитами, лампрофирами, диабазовыми и андезитовыми порфиридами. Возрастное положение этих интрузий определяется тем, что они прорывают отложения раннего триаса и перекрываются среднетриасово-юрскими образованиями. С гранитоидами диорит-гранодиоритовой формации связаны крупные проявления свинца, цинка, серебра, золота, меди, железа, висмута, сурьмы. Подобного типа образования, хотя и в меньших масштабах, вероятно развиты и на востоке региона.

Массивы пород гранит-лейкогранитовой формации, развитые исключительно широко в пределах Сямской платформы и более ограничено — в Лаосско-Вьетнамской складчатой области, известны как источник богатейших в мире вольфрамовых и оловянных месторождений. Они образуют вытянутые тела, согласные с простиранием преобладающих разломов и структур вмещающих пород, формируя пояс протяженностью в 3000 км. Это биотитовые, биотит-мусковитовые и турмалиновые граниты, как правило, крупнозернистые и порфиридовидные. Они прорывают триасовые отложения, а также гранитоиды диорит-гранодиоритовой формации, а на них налегают (в Малайе)

верхнеюрские — нижнемеловые отложения. Во Вьетнаме аналогичные граниты перекрыты верхненорийскими толщами. Не исключено, что на востоке Индокитая рассматриваемые граниты имеют более древний возраст, чем в Малае. Вполне вероятно также, что в составе пояса оловоносных гранитов присутствует два интрузивных комплекса (формации) — гранит-лейкогранитовый и аляскитовый, последний — более поздний и, возможно, относящийся уже к юрским образованиям. Некоторые исследователи [3] к юре относят весь комплекс оловоносных гранитов.

Юрско-меловой (местами рэтско-меловой) структурный ярус этапа тектоно-магматической активизации сложен полого или горизонтально залегающими отложениями преимущественно континентального генезиса, представленными терригенными, главным образом красноцветными образованиями, часто угленосными и соленосными, а также вулканогенными образованиями кислого и основного состава. Ограниченно распространены морские отложения нижней юры — аалена, представленные терригенными породами с прослоями мергелей и песчанистых известняков. Образования этого структурного яруса широко развиты в пределах Индокитайского региона и почти повсеместно залегают несогласно на подстилающих, более древних толщах. Как правило, они образуют изометричные по форме, различные по размерам наложенные впадины, часто ограниченные разломами. Мощность юрского комплекса колеблется от 600 до 2500 м, меловых отложений — от 150 до 1500 м.

Интрузивный магматизм, связанный с формированием юрско-мелового структурного яруса, также характеризуется большим разнообразием, хотя масштабы его относительно триасового более скромны. Меловые интрузии габбро-диабаз-гипербазитовой ассоциации распространены преимущественно в Лаосско-Вьетнамской складчатой области и на Южно-Китайской платформе. Они слагают главным образом небольшие, сложно дифференцированные массивы, пространственно связанные с вулканитами основного состава, и представлены практически почти неизменными верлитами, перидотитами, габбро-перидотитами, диабазами и кварцевыми диабазами, оливниновыми и кварцевыми габбро-норитами и некоторыми другими породами. Размещение массивов контролируется разломами.

Позднемеловой гранитный комплекс распространен в Лаосско-Вьетнамской складчатой области и на окраине Южно-Китайской платформы (комплекс Пиооак). Он представлен небольшими изометричной формы массивами, образующими пояс, ориентированный в северо-западном направлении, и сложенными мусковитовы-

ми и двуслюдяными порфировидными гранитами как вольфрамо-оловоносными, так и сильно флюоритизированными.

Позднемеловые — палеогеновые (?) интрузии гранит-граносиенитовой формации развиты преимущественно в северо-восточной части Лаосско-Вьетнамской складчатой области и пограничных с ней районах Южно-Китайской платформы. К ним относятся массивы, обрамляющие впадины, выполненные умеренно-щелочными вулканитами, с которыми они составляют локализованные магматические ореолы: Сон-Кап, Сам-Нья, Хоань-Сон, Ту-Ле, Фан-Си-Пан и др. Тела этой формации сложены щелочными гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами и лейкократовыми гранитами (серия Фан-Си-Пан).

К ассоциации щелочных пород позднемелового — палеогенового (?) возраста относятся мелкие тела, сопряженные с полями развития фonoлитов и сложенные щелочными гранитами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами, понкинитами. Они отчетливо дискордантны относительно вмещающих их толщ и контролируются разломами.

Палеоген-четвертичный структурный ярус этапа тектоно-магматической активизации, распространенный в зонах Ха-Ной, Труонг-Сон, Хоань-Сон, Дьен-Бьен-Фу, в Менамской и Меконгской впадинах и в других участках, представлен в виде крупных наложенных впадин. Они выполнены слабо дислоцированными континентальными, часто угленосными толщами, сложенными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, аллювиальными песчано-глинистыми отложениями, базальтами, особенно широко развитыми в пределах Индокитайской платформы. Отложения этого структурного яруса повсеместно резко несогласно перекрывают более древние толщи, мощность их колеблется от нескольких сотен до 3000 м.

Интрузивные образования, связанные с формированием этого структурного яруса, проявлены крайне ограниченно и известны лишь в Таиланде. Мелкие массивы интрузивных пород сложены диоритами и кварцевыми диоритами.

Крайняя западная часть Индокитайского региона, охватывающая западную Бирму, в мезозойско-кайнозойский этап развивалась в ином, существенно отличном от рассмотренного, тектоническом режиме [4]. При этом необходимо отметить крайне неотчетливое выражение орогенного этапа развития [7], что приводит некоторых исследователей [1] к вполне, по нашему мнению, аргументированному представлению о том, что стадия ~~посинклинального~~ развития здесь не завершена. Следует отметить также достаточно обоснованный вывод [3], к которому присоединяются и авторы настоящей

статьи, о принадлежности этого района к кайнозойским тихоокеанским структурам, замыкающимся на севере Западной Бирмы, а не к Альпийскому геосинклинальному поясу, как это считалось ранее [1].

Таким образом, тектоническое строение Индокитайского региона характеризуется различными по тектоническому режиму и истории развития геоструктурами (см. рисунок). Это — палеозойская Лаосско-Вьетнамская складчатая область, Сиамская и Южно-Китайская платформы, мезозойско-кайнозойская Западно-Бирманская геосинклинальная область незавершенного развития. В мезозое — кайнозое весь этот регион, за исключением лишь территории Западной Бирмы, был охвачен мощными процессами тектоно-магматической активизации.

Предлагаемая новая трактовка тектонического районирования и истории тектонического развития Индокитайского региона имеет, по мнению авторов, существенное значение не только для правильного понимания тектоники одного из интереснейших регионов Азии, но и для оценки перспектив этой территории на различные полезные ископаемые. Каждая из рассмотренных эпох развития с характерным

для нее тектоническим режимом, осадочными и магматическими формациями определяет типичный для этого режима набор полезных ископаемых. Особое значение в этом отношении имеет мезозойско-кайнозойская тектоническая эпоха, когда движения и магматизм режима активизации охватили практически весь регион. Известно, что с этим режимом связано образование месторождений золота, олова, свинца, цинка, серебра, молибдена, флюорита, угля и ряда других [12]. Часть из них уже известна в достаточных для промышленной разработки количествах, другие могут быть обнаружены в пределах этого региона в процессе дальнейших геологоразведочных работ.

Платформенные образования также перспективны. С основными интрузиями вероятно связь месторождений сульфидов, меди и никеля. Не исключена возможность обнаружения кимберлитовых тел, что подтверждается находками алмазов на о. Калимантан, который тоже входит в состав Сиамской платформы. Наконец, возможно обнаружение осадочных месторождений железа, марганца, бокситов, меди, фосфоритов, солей, типичных для других платформ мира.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов И. В., Мурагов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и история развития альпийской геосинклинальной области.— Тр. XXII Межд. геол. конгр. 1964.
2. Гатинский Ю. Г., Рассказов Ю. П. и др. Структурные элементы территории Демократической Республики Вьетнам.— Сов. геология, 1973, № 9.
3. Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б. и др. Геология Юго-Восточной Азии. Л., Недра, 1969.
4. Кудрявцев Г. А., Гатинский Ю. Г. и др. Некоторые черты тектоники Бирмы и Малаккского полуострова.— Геотектоника, 1968, № 4.
5. Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Тр. Всесоюз. научн.-исслед. геол. ин-та, 1963, т. 85.
6. Моргунов Ю. Г. Основные черты тектоники Северного Вьетнама. Вестн. МГУ. Геология, 1970, № 1.
7. Основы тектоники Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
8. Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая.— Тр. геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 108.
9. Пущаровский Ю. М. Впечатления о тектонике Северного Вьетнама.— Геотектоника, 1965, № 5.
10. Старицкий Ю. Г., Маймин Ю. С., Трофимов В. С. Тектоническое развитие территории Северного Вьетнама.— Сов. геология, 1973, № 3.
11. Тектоника Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. М.: Наука, 1966.
12. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968.
13. Gobett D. J. Geological map of the Malay peninsula.— Geol. Soc. Malaysia, 1972.
14. Hutchison Charles S. Ophiolite in South-east Asia.— Geol. Soc. Am. Bull., 1975, v. 86, N 6.
15. Javanaphet Junghet C. Geological map of Thailand Ministry of Nat. Development, Thailand, 1969.
16. Staritskiy Yu. G., Maymin Yu. S. and Trofimov V. A. Tectonic development of North Vietnam.— Int. Geol. Rev., 1973, v. 15, N 12.
17. Thein M. A preliminary synthesis of the geological evolution of Burma with reference to the tectonic development of South-east Asia.— Geol. Soc. Malaysia, 1973. Kuala Lumpur, N 6.
18. Thein M. L. The lower Paleozoic stratigraphy of Western part of the Southern Shan state, Burma.— Geol. Soc. Malaysia, 1973, Kuala Lumpur, N 6.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
7 декабря 1981 г.

Г. В. Жегалова

ЯВЛЕНИЕ КИНКБЭНДИНГА НА КАМЧАТКЕ И НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Наблюдения за взаимоотношениями субвертикальных разломов и пологозалегающих зон тектонической деструкции в Олюторском прогибе и на Центральной Камчатке дали основание сделать вывод о выполаживании и расщеплении субвертикальных разломов в анизотропной среде в региональном масштабе. Предпо-

лагая подобные взаимоотношения между зонами Беньофа и геофизическими слоями тектоносферы, можно попытаться определить закономерности развития геосинклинальных структур, в частности — выяснить причины перемещения зон Беньофа и их последовательного выполаживания.

ВВЕДЕНИЕ

Серьезным недостатком всех известных сейчас геотектонических построений является отсутствие надежного геолого-структурного обоснования. Непрочность геолого-структурной базы глобальных теорий вызвана прежде всего несоответствием современного состояния структурной геологии последним достижениям геофизики, океанологии и региональной геологии. Основные вопросы структурной геологии — причины и механизм формирования малых и региональных структурных форм — надвигов, линейных складок, шарьяжей, субвертикальных разломов, а также явления инверсии — не разрешены однозначно.

Структурное начало в изучении линеаментов до сих пор находится в зачаточном состоянии. Среди большинства геологов, даже связанных с поисками рудных месторождений, отмечается глубоко укоренившееся пренебрежение к картированию «несмещающих» и «малосмещающих» разломов. Это привело к тому, что нам почти ничего не известно о морфологии и размерах линеаментов в полном объеме и о взаимоотношениях их с другими структурными элементами.

В поле зрения структурной геологии попадают лишь массовые явления, развивающиеся, как побочные, на разных стадиях формирования линеаментов: тектоническая трещиноватость, кливаж, складчатость (и связанные с нею частные разрывные деформации), шарьяжи, взбросовые, сбросовые, надвиговые или сдвиговые перемещения крыльев отдельных разломов и т. д. Структуры же линеаментов

изучаются, по сути дела, лишь геоморфологическими (с помощью дешифрирования аэро- и космоснимков) и геофизическими методами с привлечением для интерпретации полученных результатов материалов по региональной исторической геологии и магматизму.

Отставание структурной геологии может привести к серьезным трудностям и заблуждениям при интерпретации последних открытий геофизики и океанологии.

С этой точки зрения, вероятно, могут представлять интерес наблюдения и выводы, сделанные при детальных работах в Олюторском прогибе Корякского нагорья и на Центральной Камчатке.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

(взаимоотношения различных типов дислокаций — явление кинкбэндинга)

В районах исследований установлено широкое развитие трех морфологических типов дизъюнктивных деформаций. Первые два генетически обусловлены сложным сочетанием горизонтально и вертикально направленных тектонических напряжений. Это — пологие надвиги, шарьяжи и сопряженные с ними вертикальные и субвертикальные разломы (линеаменты) пяти-шести направлений $0-20^\circ$, $30-50$, $50-70$, $70-90$, $290-320$, $330-350^\circ$, образующие достаточно правильную сетку региональных разломов разного порядка. Третьему типу деформаций принадлежат структуры,

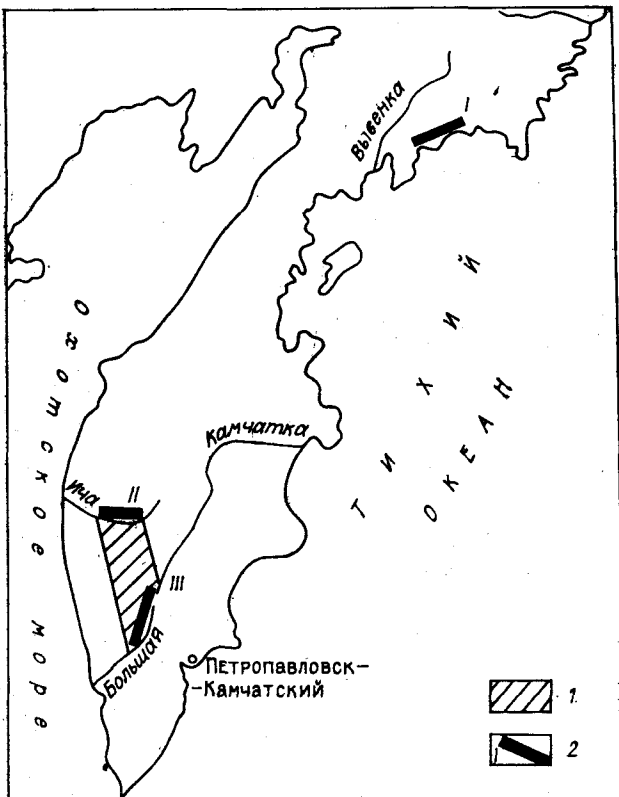


Рис. 1. Схема расположения районов исследований автотора.

1 — Центрально-Камчатский выступ метаморфических и кремнисто-терригенно-вулканогенных (доолигоценовых) пород; 2 — рудные зоны: I — Олюторская; II — Хим-Кирганикская; III — Дукуюская.

обязанные своим происхождением исключительно вертикальным движениям. К ним относятся значительно более молодые блоковые структуры, использовавшие для своего отрыва участки заложённых ранее швов перечисленных направлений.

Структуру шарьяжа в метаморфитах юго-западных районов Центральной Камчатки впервые заметили и описали при геологическом съёмке камчатские геологи Е. П. Кленов и В. Н. Лукьянов еще в 1968—1969 гг. Позднее, в 1969-1970 гг., пологие тектонические пластины в структуре метаморфитов закартировал В. Н. Лукьянов. К сожалению, эти сведения остались неопубликованными и им не придали должного значения. Основываясь на своих наблюдениях и используя эти и другие данные камчатских геологов, мы пришли к выводу, что для метаморфитов Центральной Камчатки характерны структуры шарьяжей (скорее всего, предсенонского возраста) с резко различными комплексами пород автохтона и аллохтона [12, 14]. Для геосинклинальных комплексов позднемеловых — палеогеновых пород Центральной Камчатки характерны структуры пологого (10—15°) чешуйчатого надвига,

связанного с преобразованием изоклинальной складчатости и, по всей видимости, переходящего в шарьяж на территории Западной Камчатки [12, 14]. Структуры эоцен-нижнемиоценовых эвгеосинклинальных образований восточной части Олюторского прогиба нами описаны (данные не публиковались) как сложно-построенные крутые (50—60°) чешуйчатые надвиги, осложняющие деформированные и дисгармонично смятые коробчатые складки. Западнее они сменяются региональным пологим (10—15°) «обратным надвигом» (Навайенский надвиг) с образованием локальных тектонических покровов верхнемеловых — палеоценовых кремнисто-вулканогенных пород, залегающих на эоцен-нижнемиоценовых туфогенно-глинистых образованиях. Аналогичные структуры установлены камчатскими геологами и на Восточной Камчатке [7, 11, 17, 23]. «Надвиг Гречишкина» (типа Навайнского надвига) известен уже около 50 лет.

Морфологические особенности пологих плоскостей отрыва тектонических пластин или сместителей пологих надвигов следующие. Обычно они субгоризонтальны, моноклиально пологонаклонны или слабо изогнуты. Простирания их ориентированы параллельно направлению наиболее активной для каждого региона системы субвертикальных разломов. Для шарьяжа характерны простирания пород в северо-западных румбах, для чешуйчатых надвигов в позднемеловых — кайнозойских отложениях Центральной Камчатки — 0—10°, для тех же структур Олюторского прогиба — 50—60, Восточной Камчатки — 30—40, а ее южной части — 330—340°. Углы наклона надвигов и изгиба тектонических пластин обычно составляют 5—15°, но могут увеличиваться до 30°. Вдоль надвигов развиты более или менее мощные (до сотен метров и более) зоны тектонической деструкции пород, обладающие сложным внутренним строением. В структурах шарьяжа описаны зоны меланжа [13], в пологих надвигах — мощные зоны тектонических брекчий.

Исследования линеаментов производились нами также в северной и южной части Центрально-Камчатского выступа метаморфитов. Во всех изученных районах в строении линеаментов обнаруживается принципиальное сходство. Как уже отмечалось, исследованная территория равномерно рассечена сеткой разломов 5—6 направлений. Три-четыре системы, как правило, диагонального (северо-восточного или северо-западного) и субмеридионального направлений, представляют собой протяженные извилистые и ветвящиеся структуры шириной до нескольких километров, расположенные на расстоянии 1—3 км друг от друга. Одна из этих систем (разного для каждого из регионов

направления) обычно является продольной по отношению к пликативным дислокациям определенного возраста. Субширотные системы разломов представляют собой сквозные пучки кулисообразно расположенных прямолинейных разрывов. Ветвящиеся структуры среди них единичны.

Неоднократно наблюдалось, что крутопадающие разломы, пересекая пологие зоны тектонической деструкции пород, резко изменяют свою структуру и, преломляясь, приспосабливаются к структурам пологих надвигов и тектонических покровов. Лишь впоследствии, в течение неоген-четвертичного этапа вертикальных перемещений блоков консолидированных жестких пород, субвертикальные разломы выполняют роль тех швов, по которым происходит отрыв мозаичных блоков.

Отдельные прямолинейные геологически и геоморфологически хорошо выраженные швы отрыва блоков разных порядков (составляющие лишь участки линеаментов) обычно легко диагностируются и ранее фиксировались и полемными геологами, и специалистами аэрометодов, иногда и геофизиками. В то же время «малосмещающим» участкам линеаментов не придавалось значения.

Между тем, благодаря изучению этих участков, удалось в ряде случаев установить истинный характер взаимоотношений различных комплексов пород, долгое время считавшийся спорным, ибо линеаменты маскируют стратиграфические и пологие тектонические контакты.

На структурных взаимоотношениях линеаментов и зон тектонической деструкции пород следует остановиться подробнее.

Строго вертикальный разлом в зоне пересечения с горизонтами тектонически разуплотненных пород вдоль надвига, приблизительно равного ему порядка, расщепляется на множество субвертикальных лучей, направленных в сторону среды с меньшей плотностью. Образуется мощная вертикальная тектоническая линза в виде пучка сложно ветвящихся разрывов разного порядка, в целом наклонных ($75-80^\circ$) к центру линзы. Субвертикальные разломы, пересекая пологонаклонные зоны тектонической деструкции пород, образуют коленообразные изгибы (разновидность явления кинкбэнда — см. ниже). Висячее крыло разлома в месте изгиба расщепляется на ряд субвертикальных лучей, пересекающих породы, не вызывая их перемещения. Так образуются зоны трещиноватости, повышенной проницаемости, в которых обнаруживаются крутопадающие дайки и штоки интрузивных пород. В лежащем крыле разлома формируются ветви, как бы продолжающие вверх зону изгиба и обладающие равным ей углом наклона (рис. 2, 3).

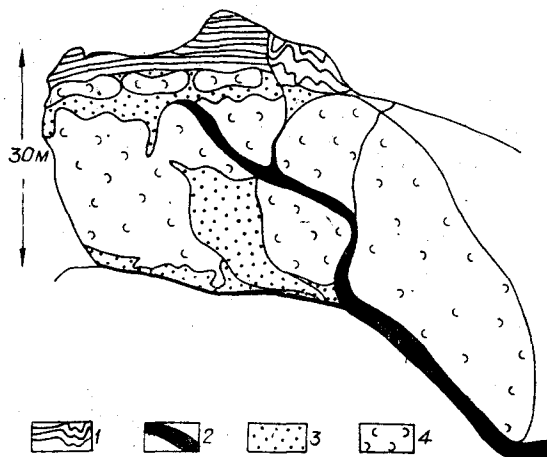


Рис. 2. Изгибы и расщепление субвертикального разлома (330°) в пластине тектонического массива.

Массив Кувалорог, вертикальный обрыв в гребне хребта; 1 — ороговикованные сланцы; 2 — зоны разлома; 3 — графитизированный милонит; 4 — развальцованные габброиды.

Нами установлены многочисленные факты, позволяющие полагать, что вертикальный разлом, пересекая несколько параллельных зон разуплотненных пород (приблизительно одного с ним порядка) нарастающей мощности, может последовательно расщепляться на ветви, имеющие углы падения $75-80^\circ$, $55-60^\circ$, $45-50^\circ$, $25-30^\circ$, $10-15^\circ$, $0-5^\circ$ (рис. 4)*. При этом основной разлом, выходя из каждой пересеченной им пологой зоны тектонической деструкции, изменяет угол своего падения на меньший.

В линзовидных блоках, заключенных между наклонными ветвями субвертикального (или

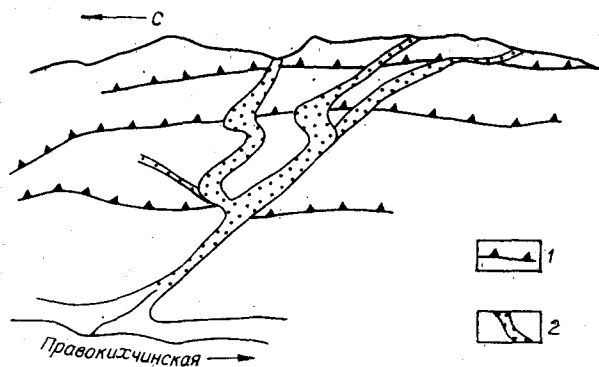


Рис. 3. Характер расщепления разлома (30°) при пересечении с чешуями надвига.

Массив Кувалорог, склон хребта, 1 — надвиги, выраженные в рельефе уступами; 2 — разломы системы 30° , выраженные в рельефе ложбинами (показаны вне масштаба).

* Возможно, имеют влияние и другие факторы, такие как последовательное уменьшение плотности пород в приближении к основной зоне отрыва, а также пластичность пород, подстилающих зону разуплотнения.

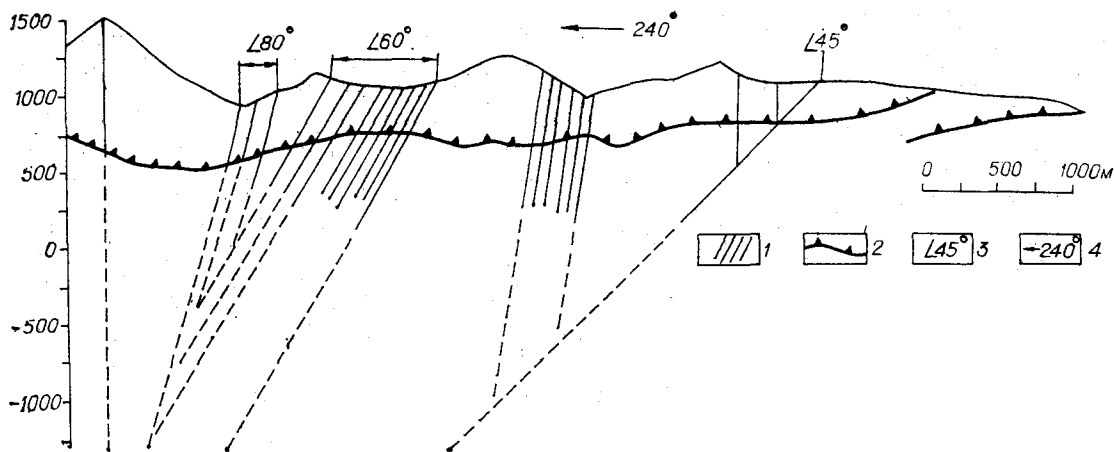


Рис. 4. Последовательное изменение угла наклона разломов системы 330—340° в районе массива Куваллорог.

1 — разломы системы 330—340°; 2 — реконструированная (без учета вертикальных перемещений и продольного ветвления) генеральная структура пластины шарьяжа; 3 — углы наклона плоскости сместителя разломов; 4 — азимут разреза.

вертикального) разлома, наблюдаются явления проскальзывания и приразломного смятия пород. Эти блоки (их можно считать первичными) представляют собой узкие тектонические линзы протяженностью до десятков километров при ширине от первых метров до сотен метров и более, в зависимости от порядка разрыва. Породы часто бывают захвачены из разных стратиграфических горизонтов путем ступенчатых малоамплитудных (от нескольких метров до нескольких сотен метров) перемещений пластов внутри линз, чаще всего взбросового или надвигового характера (своего рода — обратный надвиг относительно основного надвига). В том случае, если чередуются линзы — блоки пород с неодинаковыми магнитными свойствами, на картах магнитного поля фиксируются полосчатые аномалии разного знака. В поле непосредственно наблюдалось такое чередование узких линз (шириной до нескольких десятков метров) габброидов и филлитов среди метаморфид, вулканитов и алевролитов в позднемеловых и кайнозойских отложениях, а также деформированных и недеформированных пород одинакового состава, отличающихся физическими и магнитными свойствами.

Зона надвига, в свою очередь, при пересечении с главным лучом разлома изменяет угол падения на более крутой — в пределах 30°, подчиняясь небольшому вертикальным перемещениям крыльев субвертикального разлома.

Участки слияния субвертикальных и пологих разломов образуются не во всех случаях пересечения таких структур, но довольно часто, если они соизмеримы по размерам и если плоскости сместителей разломов наклонены в одну сторону. Вне зоны пересечения каждая структурная единица следует в своем направлении и сохраняет присущие ей особенности.

Явление кинкбэндинга (кинкбэнда) — эффекта анизотропии — т. е. образование полос изгиба плоскостных структур в анизотропной среде — известно давно. Профессор Колумбийского университета США Ф. А. Донат экспериментально доказал, что образование полос изгиба есть механизм формирования разрывов в анизотропной среде [25, 30]. Эксперименты свидетельствуют о том, что разрывообразование мало зависит от величины давления и является функцией плоскостной ориентировки неоднородностей (изучался кливажированный мартинсбургский сланец). Установлено, что наиболее часто разрывообразование происходит при углах от 15° до 60° и особенно при 30° между направлением давления* и ориентировкой неоднородностей. При этом коэффициент разрывообразования при давлении, например, в 2000 бар под углом в 30° составляет 0,36 (относительно угла в 90°), т. е. породы обладают почти в 3 раза большей способностью к разрывообразованию, чем при том же давлении, направленном перпендикулярно поверхностям кливажа сланца.

Эффект расщепления разрыва при изгибании плоскости сместителя в зоне пород малой прочности, судя по всему, может являться разновидностью кинкбэндинга; хотя именно этот эффект экспериментально в достаточной степени не изучался.

О приспособливании разрывов к зонам ослабленной прочности пород упоминал еще в 1956 г. М. В. Гзовский [8]. Сведения о поведении разрывов в анизотропной среде имеются в работах советских и зарубежных геологов-экспериментаторов (16, 24, 31—33).

* В рассматриваемом нами случае направленным давлением можно считать силу, движущую крылья разломов.

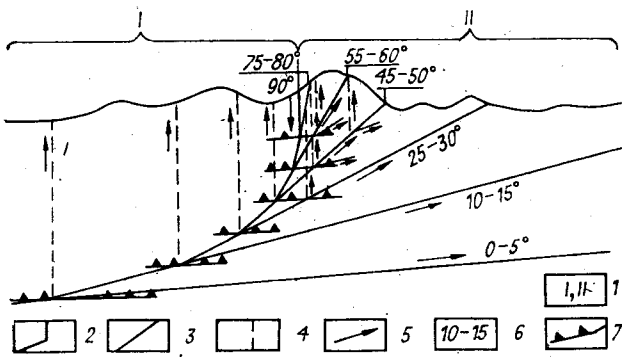


Рис. 5. Предполагаемая идеальная модель развития разлома в неоднородной среде.

1 — тыловой (I) и фронтальный (II) секторы разлома; 2 — зона основного разлома; 3 — лучи фронтального сектора основного разлома и его лучей; 4 — лучи тылового сектора основного разлома и его лучей; 5 — направления раскрытия основного разлома и его лучей; 6 — углы наклона зон разломов; 7 — пологие зоны тектонического разуплотнения пород.

Нетрудно представить себе, что выполаживание угла падения субвертикальной трещины при пересечении серии пологозалегающих зон разуплотненных пород происходило благодаря проскальзыванию крыльев разлома в субгоризонтальной плоскости перпендикулярно направлению сместителя. Скольжение осуществлялось вдоль поверхности вышеуказанных пластичных масс, разделяющих тектонические пластины массивных пород. Одновременно происходили и небольшие сдвиговые перемещения крыльев, хотя вообще следы сдвиговых деформаций для Камчатки нехарактерны, вероятно, вследствие мощных блоковых перемещений в неоген-четвертичное время, нарушивших первичные взаимоотношения разных систем разломов.

Таким образом, развитие вертикального разлома в резко неоднородной среде сопровождается вращательным движением фрагментов его крыльев, расчлененных субгоризонтальными зонами разуплотненных пород. При этом, согласно наблюдениям за поведением трещин в зонах землетрясений и экспериментальным данным (по устному сообщению М. М. Константинова), заложение и раскрытие основного разлома происходит сверху вниз. Разрывы оперения (как субвертикальные, так и пологие), образующиеся при расщеплении основного разлома на границах сред, судя по всему, раскрываются снизу вверх.

Принципиальная схема поведения вертикального разлома в зоне надвигов показана на рис. 5.

Следствием структурно-генетической взаимосвязи (кинкбэндинга) субвертикальных разломов и субгоризонтальных зон тектонической деструкции пород является широкое распространение в регионе кольцевых структур, опи-

санию которых посвящены многие работы последних лет [2, 10, 18 и др.] и которым придается решающее поисковое значение.

Нами неоднократно наблюдались внезапные и резкие дугообразные в плане изгибы субвертикального разлома — одной из составляющих линеамента — на участках его пересечения с пологой зоной деструкции, вызванные изменением угла падения разлома. В месте же пересечения ячейки региональной сетки разломов с тектонической пластиной «вырезается» блок последней, имеющий изометрическую — псевдокольцевую форму — первый тип кольцевых структур. На космических снимках иногда заметны концентрические или пересекающиеся без смещения (по типу олимпийских колец) кольцевые структуры, образование которых легко объяснить взаимоприспособлением ячеек разломов разных порядков и пакетов тектонических пластин (рис. 6).

В случае внедрения в такие структуры интрузий последние образуют в зонах перегиба висячих крыльев разломов пологие тела, расположенные по «кольцу».

В течение периода вертикальных движений на таких участках, по-видимому, возможен отрыв вторичных блоков именно кольцевой формы — второй тип кольцевых структур. Очутившиеся в окружении плотных пород внутриблоковые «полости» пологозалегающих зон тектонической деструкции используются для размещения постскладчатых интрузивными и гидротермально-метасоматическими телами — третий тип кольцевых структур, находящийся в свое отражение на картах магнитных и гравитационных полей. При достаточно крупных размерах такие камеры становятся промежуточными очагами последующего вулканизма центрального типа, с образованием вулканоструктур (четвертый тип кольцевых структур) или внедрения дайковых полей и малых интрузий с последующим кальдерообразованием.

Необходимо упомянуть также о многоугольных структурах ячеек региональной сетки разломов вне зон надвигов, особенно в том случае, если углы структур «спрямлены» речной сетью или процессами денудации и ледниковой деятельности. Ячейистый (пиркообразный) — пятый тип структур — вообще является непременной принадлежностью современного горного рельефа Камчатки.

В заключение раздела нужно отметить, что широкое распространение явления кинкбэндинга в региональном масштабе в таком районе, как Камчатка, т. е. в районе с достаточно резкой неоднородностью субгоризонтально залегающих комплексов, свидетельствует о значительно более важной роли анизотропии среды при формировании региональных структур, чем мы привыкли думать.

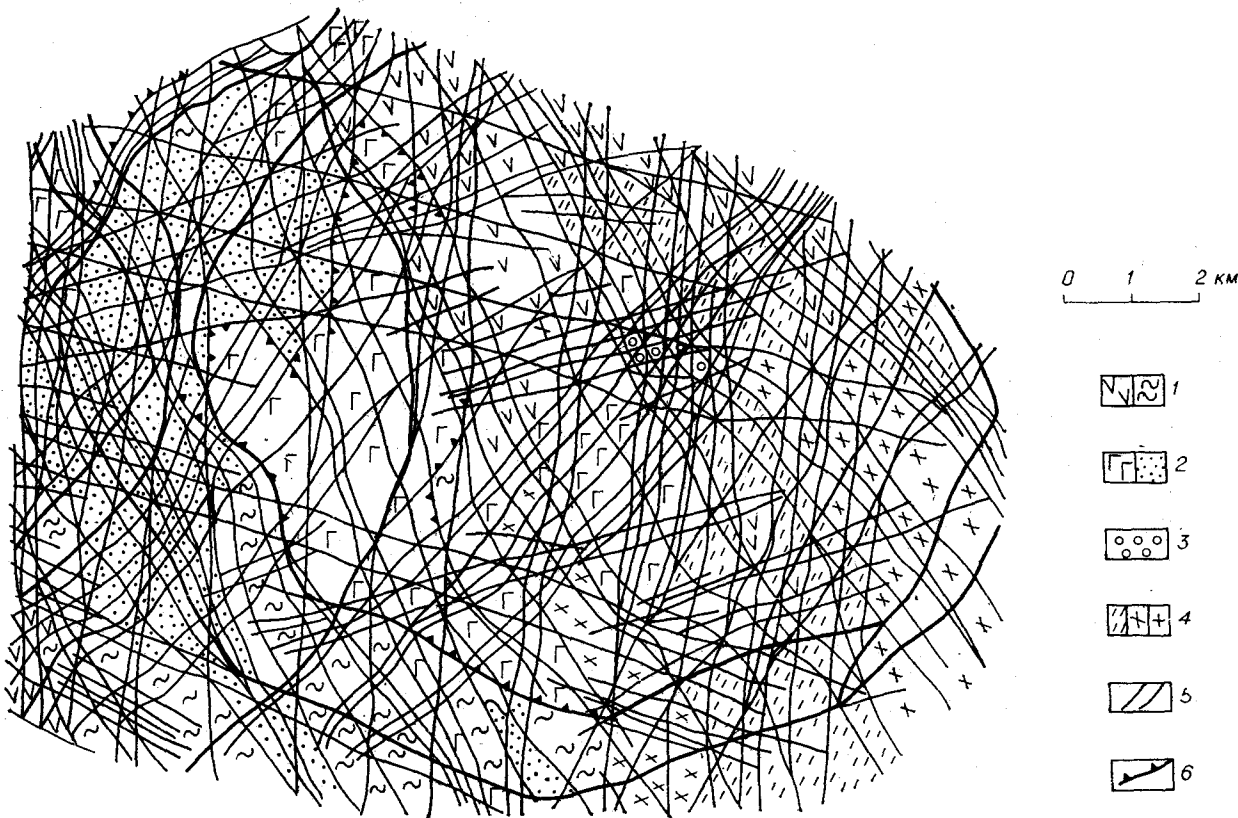


Рис. 6. Структурная схема Кирганиокской «кольцевой» структуры.

1 — андезиты, терригенные породы ирушейской свиты; 2 — андезито-базальты (и щелочные базальтоиды), туфы кирганиокской свиты; 3 — палеогеновые диориты, неогеновые диориты, диоритовые порфиры; 4 — ортоклазовые метасоматиты в зоне брекчий на контакте тектонических чешуй; 5 — субвертикальные разломы (утолщенной линией показаны отрезки линейных разломов, имитирующие «кольцевые» структуры на аэрофотоснимках); 6 — границы тектонических чешуй.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ

(представления об эволюции
глубинных разломов)

Полагая, что описанные выше особенности поведения линеаментов в резко анизотропной среде могут быть присущи и глубинным разломам, можно сделать попытку геолого-структурного обоснования представлений о миграции зон Беньофа в районе Камчатки [4, 10].

Современная геофизическая модель глубинного строения Земли предполагает присутствие в подкоровом пространстве Камчатки нескольких горизонтальных слоев разной плотности [9, 15, 21], к границам которых, коленообразно изгибаясь, приспособливается зона Беньофа (рис. 7, 8). При интерпретации фактического материала геофизики стараются эту зону спрямить.

Допустив, что эти (или подобные им) слои существуют продолжительное время, по крайней мере с палеозоя, а также что первичный крупный вертикальный разлом раскрывался сверху вниз и глубоко проник в подкоровое

пространство, мы, по-видимому, должны ожидать расщепления разлома у границ слоев различной плотности. На схеме Р. З. Тараканова наиболее значительные изгибы зоны Беньофа сейчас отмечаются на глубинах около 200, 300, 550 км и, возможно, 720 км (у слоя Голицына). Построив диаграмму расщепления глубинного разлома при пересечении с этими поверхностями, мы получим принципиальную схему развития структур Камчатской геосинклинальной системы за прошедший период (рис. 9).

Механизм формирования структур можно представить себе следующим образом. В связи с приспособлением глубинного разлома к крупным слоям геофизических неоднородностей предполагается выполаживание его с глубиной в направлении ближайшего материка. В приокеаническом крыле разлома должны последовательно снизу вверх формироваться зоны Беньофа, в идеальном случае — вначале в виде крутых взбросов с углами падения 75–80 и 55–60°, затем в виде надвигов — 45–50, 25–30, 10–15, 0–5°.

В приматериковом крыле первичного разло-

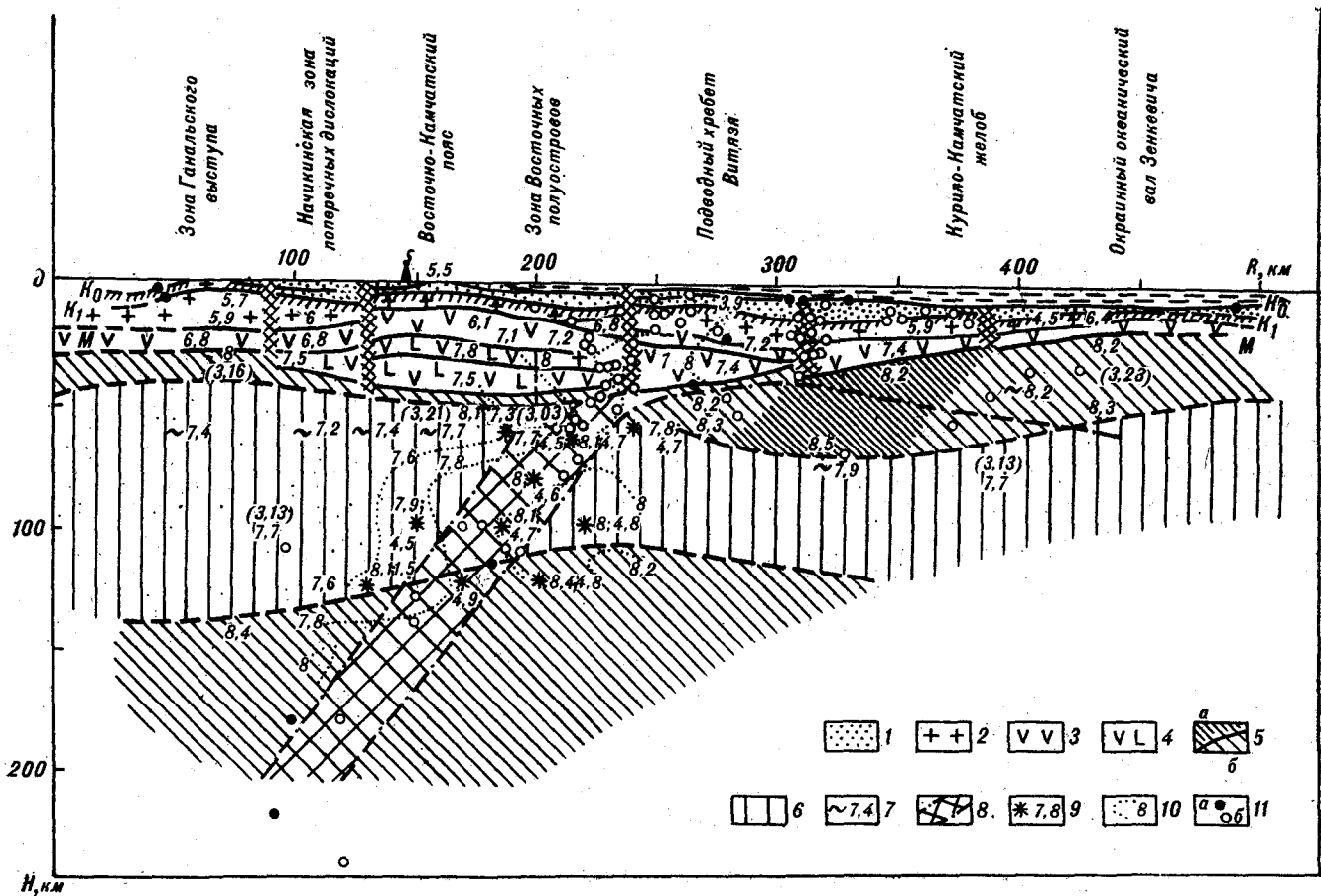


Рис. 7. Модель литосферы в зоне перехода от южной Камчатки к Тихому океану [9].

1 — осадочный слой; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — переходный коро-мантийный слой; 5 — верхняя мантия; а — над астеносферным слоем; б — ниже астеносферного слоя; 6 — астеносферный слой; 7 — скорости волн; 8 — сейсмофокальная зона [15]; 9 — скорости продольных и поперечных волн [15]; 10 — изолинии скоростей [1]; 11 — гипоцентры землетрясений: а — в плоскости разреза ГСЗ, по которым выполнены расчеты прямым путем, б — по площади исследований.

ма и зон Бенъофа от критических точек коллообразных изгибов разломов отщепляются субвертикальные ветви.

Зоны Бенъофа, в свою очередь, испытывая эффект кинкбэндинга, расщепляются на пологие и крутые ветви более высоких порядков, пронизывающие вышележащую толщу пород.

Блоки тектоносферы, заключенные между зонами Бенъофа, испытывают перемещения сложной амплитуды. Висячее крыло разлома, отрезанное от монолита земли более ранней зоной Бенъофа или первичным глубинным разломом, должно подниматься (всплывать, по В. В. Белоусову) одновременно с растущей новой зоной Бенъофа. Происходит взброс или надвиг (в зависимости от наклона зоны). На поверхности земли образуется поднятие (вал). В лежачем крыле вдоль сместителя, согласно законам изостазии, должно произойти про-скальзывание блока вниз с прогибанием земной поверхности и образованием в зоне растяжения вдоль сместителя троговой долины (жело-

ба), опущенной по системе приповерхностных сбросов.

Взбросовые движения висячего крыла зон Бенъофа, видимо, сопровождаются ростом асимметричных геоантиклинальных поднятий или валов (тип невулканических островных дуг). На склонах куэстообразных поднятий благодаря гравитационному оползанию [3, 19] формируются небольшие шарьяжи и чешуйчатые надвиги (в тылу зон Бенъофа 75—80, 55—60, 45—50°), складчатость общего смятия (в тылу зон Бенъофа 45—50 и 25—30°).

Надвиговые движения висячего крыла пологой зоны Бенъофа должны сопровождаться ростом пологого валообразного поднятия в месте выхода движущегося блока на земную поверхность (срединного массива, невулканического поднятия, океанического хребта) и обширного прогиба в его тылу, развивающегося в условиях миогеосинклинали.

Таким образом, решающим фактором в формировании того или иного вида деформации

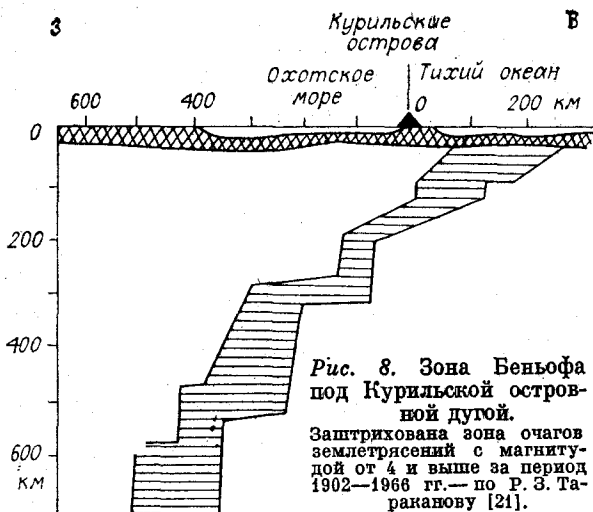


Рис. 8. Зона Бенъофа под Курильской островной дугой. Заштрихованная зона очагов землетрясений с магнитудой от 4 и выше за период 1902—1966 гг.— по Р. З. Тараканову [21].

логично предположить величину угла наклона зоны Бенъофа.

В связи с ростом каждой новой зоны Бенъофа, вероятно, происходит медленное скольжение вверх всего более древнего уже спаявшегося сектора, заключенного между первичным взрезом и предыдущей зоной Бенъофа. Этот этап, по-видимому, знаменует орогенные восходящие движения с образованием сводов и связанных с ними хаотических блоковых перемещений. Весь процесс восходящего движения сектора ведет к прогибанию поверхности в тылу первичного взреза (тыловой прогиб). Прогибание, видимо, сопровождается развитием сбросов.

Субвертикальные ветви зон Бенъофа (как и первичного разлома) используются магматическим веществом в качестве подводящих каналов к поверхности Земли. Пологие части изгибов глубинных разломов, зон Бенъофа, а также сами пологие зоны Бенъофа и их пологие ветви служат «отстойниками» для дифференциации проникающего снизу мантийного вещества из астеносферного слоя. Сейчас под Камчаткой установлен ряд тел разуплотненного вещества в зоне 30—100 км [22]. Таким образом, глубинная дифференциация магматического вещества в корне отличает геосинклинальный магматизм [20] зон Бенъофа от магматизма прямолинейных разломов океана.

Пологие ветви зон Бенъофа, т. е. надвиги высоких порядков, по-видимому, образуют мощные и протяженные субгоризонтальные зоны тектонической деструкции, особенно в приповерхностных, достаточно хрупких породах базальтового слоя и консолидированных осадков. Эти зоны являются ловушками для внедряющихся из астеносферных слоев расплавов, проникающих по субвертикальным ветвям зон Бенъофа, сформировавшихся ниже.

Таким образом, разного рода вулканические пояса (от океанических и эвгеосинклинальных до островодужных и краевых) формируются только в той части сектора глубинного разлома, где нет множества пологих ветвей зон Бенъофа, задерживающих магматические расплавы.

Можно предположить, что зоны разуплотнения мантийного вещества вдоль самих пологих (и глубинных) надвигов — зон Бенъофа способствуют формированию астеносферных слоев, которые будут являться резервуарами магматического вещества для глубинных разломов более поздних циклов развития, а также создадут геофизические слои и неоднородности, способствующие преломлению и расщеплению новых разломов.

В структурном отношении период развития сектора одного глубинного разлома в идеальном случае включает следующие стадии (см. рис. 9):

Стадия I. Океаническая догеосинклинальная *

а. Образование асейсмичного хребта, несущего щитовые вулканы (возможно, на этой подстадии находится поднятие Дарвина);

б. рост асимметричного геосинклинального поднятия (взброс) в связи с формированием зоны Бенъофа (с возможными углами наклона 75—80°). Образование желоба. Структура типа Мендосино.

Стадия II. Эвгеосинклинальная

а. Рост асимметричного поднятия в связи с развитием зоны Бенъофа (угол наклона 55—60°). Первое расщепление зоны Бенъофа;

б. второе расщепление зоны Бенъофа; образование двойного хребта с троговой долиной посредине (структура типа разлома Меррей);

в. сползание отложений с геосинклинали; гравитационная складчатость, переходящая в надвиги и шарьяжи.

Стадия III. Геосинклинальная (островных дуг)

Продолжение вулканизма андезитовых дуг. Развитие новой зоны Бенъофа (с углами наклона 45—50°). Образование тыловых бассейнов.

Стадия IV. Позднегеосинклинальная — орогенная

Дальнейшее выполаживание зоны Бенъофа (25—30°). Формирование мдогеосинклинальных отложений тыловых бассейнов и развитие краевого вулканоплутонического пояса. Завершение геосинклинального вулканизма. Общее орогенное воздымание.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представляется вполне надежным вывод о многократном расщеплении субвертикального разлома в анизотропной среде земной коры Камчатки. Косвенным подтверждением этого могут служить заявления геофизиков о том, что под Камчаткой крупные разломы хорошо

* По классификации Г. М. Власова, предложенной для вулканических поясов [5, 6].

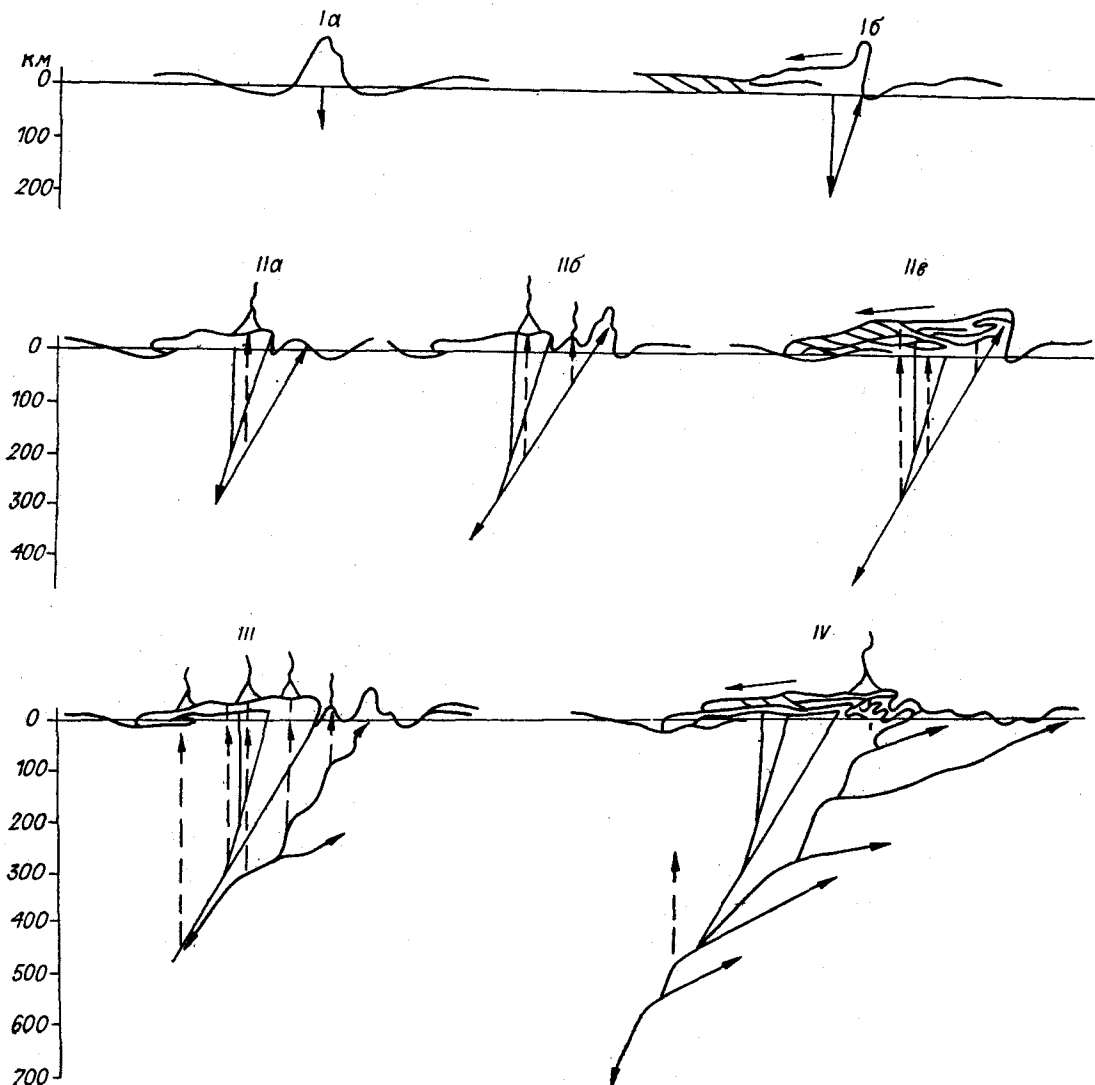


Рис. 9. Принципиальная схема стадийности геосинклинального развития (без учета вертикальных движений орогенного этапа).
Ia, Ib, IIa, IIб, IIв, III, IV — стадии и подстадии развития (см. текст).

прослеживаются в верхней мантии и плохо фиксируются в земной коре. Этот факт, по-видимому, только и можно объяснить наращиванием земной коры в результате горизонтальных движений с погребением древних глубинных разломов и их последующим «рассредотачиванием» при проникновении в верхние структурные этажи.

Достаточно надежным также представляется вывод о различной природе надвигов, образованных в связи с изгибами и расщеплением субвертикальных разломов в анизотропной среде, с одной стороны, и чешуйчатых надвигов, которые являются результатом гравитационно-тектонических движений земных масс — с другой.

Тесная парагенетическая связь и взаимоприспособление структур субвертикальных и

субгоризонтальных дизъюнктивных дислокаций определяют образование кольцевых структур разного масштаба, вращательное движение их внутренних блоков, внедрение магматических расплавов в пологие зоны тектонической деструкции пород внутри этих блоков с последующим вулканизмом и формированием вулкано-структур.

До сих пор в классической структурной геологии такие взаимоотношения субвертикальных разрывов не рассматривались. По-видимому, настало время четко разграничить два типа структур надвигов: 1. Небольших (десятки километров), многократных, генетически связанных с шарьяжами и складчатостью и характерных для тектонического развития геантиклинальных областей; 2. Протяженных (сотни километров), не связанных со складча-

тостью или доскладчатых, являющихся следствием тангенциальных перемещений висящего крыла пологой ветви субвертикального глубинного разлома. Возможно, следует применять более строгую терминологию для обозначения двух типов таких структур, хотя бы — фронтальные и тыловые надвиги (и шарьяжи), или называть их как-то иначе.

Попытка применения схемы поведения разломов в анизотропной среде к эволюции глубинного разлома, несомненно, на данном этапе несет черты приближенности и, видимо, некоторого примитивизма. Это естественно. Однако она открывает путь, следуя по которому, можно математически рассчитать количество

и разнообразие тектонических структурных форм Земли, время продолжения разных стадий геосинклинальных и других тектонических процессов на разных этапах развития Земли.

Может насторожить механистичность применения тектоноструктурных закономерностей, установленных на поверхности Земли, к зонам высоких давлений и температур ее внутренней части. Однако последние открытия геофизики в области сейсмофокальных зон [1, 21] как будто показывают, что эти закономерности действительно и в пределах мантии, может быть потому, что она, видимо, является физически равновесной системой, как и поверхность Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аниконов Ю. Е., Пивоварова Ю. Е., Славина Л. Б. Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 5, гл. 1. Новосибирск, 1974.
2. Апрельков С. Е., Ежов Б. В. Тектоническое строение Центрально-Камчатского вулканического пояса и некоторые особенности локализации оруденения.— Геол. и геофиз., 1978, № 12.
3. Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости.— Сов. геол., 1958, № 1.
4. Власов Г. М. и др. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978.
5. Власов Г. М. Систематика вулканических поясов и их металлогения.— Сов. геол., 1980, № 11.
6. Власов Г. М. Главные типы магматогенно-рудных систем складчатых областей.— ДАН СССР, 1981, т. 258, № 5.
7. Геология СССР, т. XXXI, ч. 1, Геологическое описание. М.: Недра, 1964.
8. Гаковский М. В. Механизмы формирования сложных тектонических разрывов.— Разведка и охрана недр, 1956, № 7.
9. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978.
10. Ежов Б. В. Строение и особенности развития Центрально-Камчатского вулканического пояса. Автореф. дис. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
11. Ермачков В. А. Новые данные о тектонике южной части хребта Кумроч (Камчатка).— Геол. и геофиз., 1980, № 3.
12. Жегалова Г. В. Тектоника и структурный контроль медного и медно-никелевого оруденения Центральной Камчатки.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 3.
13. Жегалова Г. В. Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Центральной Камчатки.— Геотектоника, 1981, № 3.
14. Жегалова Г. В. Структурный контроль медного и медно-никелевого оруденения Центральной Камчатки.— Геол. и геофиз., 1981, № 7.
15. Кузин И. Л. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974.
16. Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны.— Сов. геол., 1966, № 2.
17. Петров В. С., Цикунов А. Г., Пронин А. А. Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций Валаггинского хребта.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966.
18. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977.
19. Рутген М. Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972.
20. Смирнов В. И. Геотектоника и эндогенное рудообразование.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979.
21. Тараканов Р. З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей, верхняя мантия. М.: Наука, 1972.
22. Федотов С. А., Поганова О. В. Предварительная карта тел на глубинах 30—100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих Р и S волны.— В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974.
23. Цикунов А. Г., Пронин А. А., Гладенков Ю. Б. Неогеновые отложения Восточной Камчатки (Валаггинский хребт).— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966.
24. Anketell J. M., Cegla Jenzy, Dzulinski Stanislaw. On the deformation structures in systems with reversed density gradients.— Rock. Pol. tow. geol., 1970, 40, N 1.
25. Donath F. A. Experimental study of Shear Failure in anisotropic rocks.— Bull. geol. Soc. Am., 1961, v. 72.
26. Donath F. A., Faill R. T. Ductile faulting in experimentally deformed rocks (Abstract).— Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, v. 44, N 1.
27. Donath F. A. Kink banding as a mechanism of faulting in anisotropic rock.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1964, v. 49, N 1.
28. Donath F. A. Strength variation and deformational behavior in anisotropic rock.— In: State of stress in the earth's crust, N. Y., Elsevier Publishing Co., 1964.
29. Donath F. A. The development of kink bands in brittle anisotropic rock.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1969, N 115.
30. Donath F. A. Experimental study of kink-band development in martinsburg slate.— Canadian Geol. Survey, 1969.
31. Förster H. Ein experimenteller Beitrag zur Deutung grosser Überschiebungen.— Tectonophysics, 1967, v. 4, N 1.
32. Murawski H. Bruchtektonik mit modifizierter Bruchbildung Ein Beitrag zur Bewegungsanalyse bruchtektonischer Erscheinungen.— Geol. Rundschau. 1969, 59, N 1.
33. Young Ch. Application of dislocation theory to rock deformation.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, v. 47, N 1.

УДК 553.41.065.3

В. Г. Хомич

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Проанализированы существующие систематики; предложена новая классификация золото-серебряных месторождений на формационной основе; показана

возможность ее использования для повышения эффективности прогнозно-металлогенических исследований.

Первые представления о глобальном распространении золотой минерализации в пределах Тихоокеанского сегмента Земли были опубликованы более ста лет назад [32]. В XX в. эти представления были развиты В. Эммонсом, Е. А. Радкевич, С. Д. Шером, Н. А. Шило и другими исследователями. Они показали, что золоторудные районы, расположенные по обрамлению Тихоокеанской впадины, образуют в совокупности трансконтинентальный золотоносный пояс, названный М. И. Ицкисоном [10] «Великим золотоносным кольцом». Последнему свойственно грубоконцентрическое зональное строение, определяющееся особенностями размещения в нем разнотипного оруденения, в том числе и золото-серебряного. Это оруденение распространено в различных по составу, генезису и возрасту геологических комплексах, но чаще встречается в ассоциации с субаэральными вулканогенными образованиями, с которыми оно близко по времени формирования. На этом основании золото-серебряные рудопоявления и месторождения относят к группе субвулканических [5, 6, 26, 36, 40, 43, 51] и вулканогенных [14]. Отметим, что они распространены не только во внешней и внутренней мегазонах Тихоокеанского рудного пояса, но и на островах центральной части океана (например, о. Фиджи).

Вещественному составу руд золото-серебряных месторождений, закономерностям их размещения посвящено значительное число исследований. Вместе с тем многие вопросы их классификации, происхождения и размещения еще не получили удовлетворительного решения.

В дальнейшем углубленном исследовании золото-серебряного оруденения важное место принадлежит рудно-формационному анализу [15]. Именно этой проблеме — детальной классифи-

кации золото-серебряных проявлений на формационной основе — и посвящена настоящая статья.

КРАТКИЙ ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ КЛАССИФИКАЦИЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Отличительными минералогическими признаками золото-серебряного оруденения, намеченными еще В. Линдгреном, а затем существенно детализированными Н. В. Петровской, являются: в основном кварцевый (до 99%) состав руд; переменная, но в целом низкая (до 3—5, редко 10%) концентрация сульфидов в рудных ассоциациях; частое (но не обязательное) присутствие в рудах соединений теллура и селена; значительные колебания пробы золота (от 450 до 800 и даже 900), неоднородный характер его выделений. Среди золото-серебряных месторождений трудно найти два совершенно одинаковых объекта. Имеет место резкая изменчивость строения и состава жильных тел в различных месторождениях, в разных участках одного месторождения, в разных вмещающих породах одного участка, наконец, на разных гипсометрических уровнях в однородной среде.

Для мезозойско-кайнозойских месторождений островодужных, окраинно-материковых и внутриконтинентальных вулканогенных поясов и зон характерны руды, сложенные тонкозернистым и гребенчатым кварцем пластинчатой, метаколлоидной фестоночато-полосчатой текстуры, часто в сочетании с кокардовыми, крустификационными, пятнистыми, массивными, брекчиевыми и брекчиевидными текстурами.

Тонкие (до пылевидных) золотины в рудах нередко группируются в овоидные обособления, сгустки, дендритообразные выделения, цепочки или сплошные полосы (мощностью до нескольких миллиметров).

Н. В. Петровская [28, 29] отметила бедный или убогосульфидный характер золото-серебряных руд и вместе с тем их относительное минеральное разнообразие. Из жильных минералов наиболее распространены (в убывающем порядке): кварц — халцедон — глинистые минералы и гидрослюды — карбонаты — адуляр — флюорит — цеолиты — барит — родонит — алузит. Среди рудных минералов установлены: простые сульфиды железа (пирит, марказит, арсенопирит) — простые сульфиды меди, свинца, цинка — сульфосоли серебра, меди, других элементов (блеклые руды, «серебряные черни» и т. п.) — сульфоантимониты свинца и меди — теллуриды золота, серебра, меди, свинца, сурьмы, мышьяка — окислы железа (гематит) — селениды золота, серебра, свинца. Самородные элементы в рудах часто представлены не только золотом, но и серебром, теллуrom и мышьяком. Кроме самородных минералов, полезные компоненты в наибольшем количестве содержатся в сульфосолях, а также в сульфидах, селенидах, теллуридах.

При всем многообразии форм и видов минеральные образования золото-серебряных месторождений принадлежат ограниченному числу ассоциаций, сформировавшихся в 3—6 (редко более) стадий, которые традиционно подразделяются на допродуктивные, продуктивные и послепродуктивные.

Специфика золото-серебряного оруденения обусловила выделение его, начиная с В. Линдгрена, в качестве самостоятельного в классификационных схемах и подразделениях. При этом такие классификации имели различное назначение, опирались на разные принципы и учитывали не всегда одинаковые геологические, минералого-геохимические и другие признаки.

Часть геологов рассматривает золото-серебряную минерализацию как единую рудную формацию [33, 41 и др.], в составе которой выделяется разное количество (от 3 до 6—7) минеральных [38], минеральных и геохимических [30] или только геохимических [12] типов месторождений. Многие же специалисты [24, 25, 49, 50] относят такие типы (минеральные и геохимические) к рангу субформаций и даже формаций. Так, В. И. Найбородин и А. А. Сидоров на примере объектов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса показали возможность отнесения золото-серебряных проявлений к единому рудно-формационному ряду. В качестве составных частей в него были включены золото-серебряная, золото-серебро-висмут-теллуровая, золото-серебро-теллуровая и золото-

редкометальная формации. В первой из них выделены две субформации: золотая (объединяющая проявления золото-пиритового и золото-сфалерит-галенитового минеральных типов) и серебро-золотая (с золото-аргентитовым и золото-сульфоантимонитовым типами). К специфическим особенностям описываемого ряда магматические геологи отнесли наличие в нем обособленных групп месторождений: «вулканогенных» (золото-серебряных, золото-серебро-теллуридов) и «плутоногенных» (золото-редкометальных, золото-теллуридных). Возможность синхронного формирования таких месторождений они объяснили одновременным существованием двух металлогенически родственных рудогенерирующих очагов: «глубинного (вулканогенного) и гранитоидного (плутоногенного)» [25, с. 247].

Если исходить из современных представлений о магматогеннорудных системах [4, 55], в состав которых входят разнофациальные составные части вулканоплутонических ассоциаций, то противопоставление вулканогенных образований плутоногенным оказывается не всегда оправданным.

В целом разное понимание объема, границ золото-серебряной минерализации, ранга и подчиненности выделяемых в ней подразделений в определенной мере сдерживает дальнейшее познание закономерностей формирования и размещения рассматриваемого оруденения.

Многие исследователи [9, 30, 49] отмечали гипотетичность отдельных признаков, которые учитывались в систематиках золоторудных месторождений; недостаточную четкость разграничительных критериев между классами, группами, формациями, субформациями, типами месторождений.

Исследование проблемы применительно к конкретным объектам [44] привело автора к выводу о том, что место оруденения в систематиках гидротермальных месторождений должно определяться в соответствии с показателями, разработанными М. А. Усовым [40] и С. С. Смирновым [37], т. е. с учетом вероятной парагенетической его связи с магматическими процессами (на основании пространственной, структурной и возрастной близости к различным по составу и фациальной принадлежности магматическим образованиям); вещественного состава руд, глубины их формирования и температуры главной (продуктивной) стадии минералообразования.

Минералотермобарометрическими и геологическими исследованиями убедительно доказан относительно узкий (250—150°C) температурный интервал и малая (до 500—1500 м) глубина формирования золото-серебряных руд в разных регионах мира. Поскольку глубины и температуры образования руд золото-серебря-

ных месторождений колеблются в относительно узких пределах, т. е. являются величинами в определенной мере постоянными, постольку главные отличительные признаки разнотипных объектов этой группы должны проявляться в вещественном составе руд и характере их связи с магматическими образованиями определенного состава и фациального облика. В работах большинства исследователей вариации составов руд используются при выделении формаций, субформаций и типов месторождений. Признак же парагенетической связи золото-серебряной минерализации с магматическими породами, различающимися по особенностям состава, щелочности, фациальной принадлежности, учитывается лишь частично — при разделении проявлений на вулканогенные (субвулканические) и плутоногенные (плутонические).

Чтобы проверить, различаются ли по составу золоторудные и золото-серебряные месторождения, ассоциирующие с разными магматическими образованиями, необходимо выявить формационные типы магматических образований, распространенных в областях развития золото-серебряной минерализации.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СУБАЭРАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ И ЗОН АКТИВИЗАЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА

Для конкретизации соотношений золото-серебряных проявлений с магматическими образованиями разнотипных подвижных областей потребовалось сравнить вулканогенные пояса и зоны: по особенностям тектонической позиции в пределах Тихоокеанского сегмента, составу распространенных в их пределах вулканоплутонических ассоциаций, положению последних в разрезах вулканогенов. Были привлечены материалы исследований советских, американских, мексиканских, новозеландских и японских геологов, в которых отражена сложность строения островодужных, окраинно-материковых и внутриконтинентальных вулканогенных поясов и зон активизации; показана широта спектра развитых в них интрузивных, субвулканических, эффузивно-экструзивных, пирокластических и осадочных образований, принадлежащих конкретным формациям, ассоциациям, комплексам.

Анализ работ В. Ф. Белого, Е. В. Быковской, Г. М. Власова, Г. А. Гринберга, Л. И. Красного, С. А. Салуна, В. Г. Сахно, К. Ф. Сергеева, многих других советских и зарубежных геологов по перипацифическим вулканогенным поя-

сам, а также собственные наблюдения автора в отдельных районах Забайкалья, Приамурья, Приохотья, Сихотэ-Алиня убеждают в существовании единой системы геологических формаций, возникших в подвижных областях, которые прошли в своем развитии цикл орогенной активизации (глыбового тектогенеза, по Е. Д. Карповой). Этот цикл соответствует во многом стадии субсеквентного вулканизма в трактовке Г. Штилле.

Сравнение вещественного состава пород, слагающих вулканогенные пояса и зоны вдоль окраин Тихого океана (такие, как Центрально-Камчатский, Больше-Курильский, Охотско-Чукотский, Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинский, Приаргунско-Монгольский; вулканогенные дуги и пояса Японских островов, Новой Зеландии, Индонезии, Филиппин; районы развития вулканогенов Приамурья, Восточного Забайкалья, с одной стороны, и подобные же структурно-формационные зоны Северо-Американского континента — с другой), показало, что они обладают многими чертами сходства. Генерализованная схема разрезов подвижных областей, где широко проявился субэраальный вулканизм (табл. 1), указывает на существенную роль в таких областях вулканогенно-осадочных (молассоидных) и эффузивных — фемических и салических образований, принадлежащих трем формационным рядам, которые многие исследователи (Л. И. Красный, С. А. Салун и др.) выделяют в качестве серий или надформаций*. Наибольший объем (за счет большой мощности накоплений и максимальной площади распространения) имеют вулканогенные толщи первого — андезит-липарит-дацитового — формационного ряда, а наименьший — третьего — базальт-липаритового (контрастного); последний не проявлен в некоторых внутриматериковых зонах. Редуцированность молассоидных формаций во втором и третьем рядах, где они (так же, как и в первом) слагают базальные толщи и обычно согласно перекрываются покровами вулканитов среднеосновного состава, приводит к тому, что эти грубообломочные отложения не выделяются в качестве самостоятельных частей разреза, а включаются в состав вышележащих породных групп.

В целом для системы выявляется нарастание контрастности различий состава между фемическими и салическими образованиями в пределах надформаций (от ранних к поздним), главным образом за счет последовательного возрастания основности все более молодых фемических формаций (т. е. от V_1^B к V_2^B и V_3^B).

* Автором приняты определения формаций, формационных рядов (надформаций), предложенные Н. П. Херасковым, Ю. А. Кузнецовым, С. А. Салуном.

Система формаций вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, распространенных в подвижных областях, прошедших в своем развитии цикл орогенной активизации

Формационные ряды	Индекс абстрактной надформации *	Индекс абстрактной формации *	Конкретные формации
Надформации			
III	V ₃	V ₃ ^C	Дацитовая, липаритовая, трахитовая, трахидацитовая, трахилипаритовая
Контрастная надформация		V ₃ ^B	Базальтовая, трахибазальтовая, андезит-базальтовая и т. п.
II	V ₂	V ₂ ^C	Липаритовая, трахилипаритовая, игнимбритовая и т. п.
Неполнодифференцированная надформация		V ₂ ^B	Трахиандезит-базальтовая, трахиандезитовая, андезит-дацитовая и т. п.
I	V ₁	V ₁ ^C	Липарит-дацитовая, андезит-дацитовая, дацитовая, плагиолипаритовая и т. п.
		V ₁ ^B	Базальтовая, андезитовая, андезит-базальтовая и т. п.
		V ₁ ^M	Молассоидная, вулканогенная моласса, «зеленых туфов» и т. п.

* Индексация абстрактных формаций осуществлена по системе, предложенной Н. С. Шатским [45, 46].

V — группа (система) вулканогенных, вулканогенно-осадочных формаций орогенно-активизированных областей; 1, 2, 3, — формационные ряды: нижний (I), средний (II) и верхний (III); M, B, C — молассоидные (M), фемические, базальтоидные (B) и салические, щелочно-салические (C) формации.

Отличия в строении и составе субаэральных и аэральных вулканогенных комплексов внутренних, внешних и периферических частей Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) заключаются в том, что во внутриконтинентальных зонах, по сравнению с окраинно-материковыми и островодужными, сокращена в 3—5 раз мощность вулканических накоплений среднего состава. Это предопределило — при сопоставимых мощностях вулканитов умеренно кислого и кислого состава — двух-трехкратную разницу суммарной мощности разрез в целом. Тем самым при относительно одинаковом качественном составе в островодужных поясах удельный вес фемических и фемическо-салических формаций в общем объеме системы значительно больше (порядка 90%) по сравнению с таковым в окраинно-материковых и внутриконтинентальных поясах (не более 70%). Кроме того, образования каждой из упомянутых групп во внутриматериковых вулканогенных имеют в среднем несколько более кислый состав и повышенную щелочность (за счет увеличения количеств Na и K), по сравнению с соответствующими образованиями внутренних частей ТПП.

В мегазоне перехода от океана к континенту выявляется последовательное возрастание от-

носительной роли интрузивных массивов и субвулканических тел в составе вулканоплутонических комплексов (от внутренних частей ТПП к внешним и периферическим), что обусловлено уменьшением объема эффузивных пород во внешних, фланговых и периферических зонах, близостью к современной поверхности цоколя подвижных зон и лишь отчасти влиянием эрозионного среза на обнаженность глубинных магматических образований в них.

С учетом особенностей распределения в магматитах островодужных, окраинно-материковых и внутриконтинентальных зон основных петрогенных окислов подтверждается существование нескольких типов вулканоплутонических ассоциаций: известково-щелочной натриевого типа ($Na \gg K$), субщелочной трахитоидной калиевого типа ($K \gg Na$) и переходной между ними — калиево-натриевой ($Na \approx K$).

Региональные особенности отдельных поясов и зон проявляются в неодинаковых соотношениях в объеме формаций терригенных, пирокластических, эффузивных накоплений разного состава. Во внешних и фланговых частях таких поясов и в районах, удаленных от осевых частей активных зон в сторону континентов, срединных массивов, иных блоков повышенной стабильности, заметно возрастание продуктов

АНАЛИЗ СООТНОШЕНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ С ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

кислой магмы и одновременное повышение щелочности у однотипных (с внутренними частями поясов) групп пород. На еще большем удалении в сторону жестких геоблоков (периферические зоны) эта тенденция превращается в закономерность.

Нарастание содержаний в породах щелочей по мере удаления от осевых частей подвижных зон к периферии (вкrest простираия и по простираию вулканогенных поясов) и приближения к более консолидированным геоблокам отмечалось В. Линдгреном, А. Ирдли для Северной Америки, Ван Беммеленом для Индонезии, С. И. Набоко, Г. М. Власовым и др. для Центрально-Камчатского, И. А. Загрузиной, В. Ф. Белым и др. для Охотско-Чукотского поясов, В. К. Ротманом и др. для Юго-Восточного Забайкалья и другими исследователями [17]. Увеличение щелочности в однотипных вулканоплутонических ассоциациях, принадлежащих единой формационной группе, и по латерали (от осевых частей активных зон к периферии), и по вертикали (от ранних образований к поздним) прослеживается в отдельных структурно-формационных провинциях каждой из мегазон ТИП и в целом от океана к континентам. Многопорядковый масштаб изменчивости состава магматических образований подтверждается существованием закономерной изменчивости щелочности вулканитов единой формации даже относительно локального центра извержений [21].

Таким образом, в ТИП в каждом из входящих в его состав вулканогенных поясов (и зон) проявляются тенденции латеральной и вертикальной изменчивости составов интрузивных, эффузивных формаций и вулканоплутонических ассоциаций, комплексов в целом, что связано с развитием подвижных областей и отдельных центров вулканизма во времени (хронологические, временные ряды формаций) и в пространстве (латеральные ряды). Существование таких рядов может быть объяснено различиями типов коры (океанической, переходной, континентальной), ее мощности (особенно сиалической части), жесткости; направленной эволюцией вулканизма в процессе развития подвижных зон и особенностями флюидного режима, связанными с изменениями соотношений в них летучих (H, CO, CO₂, F, Cl и др.) компонентов [22].

Глобальные, региональные и более частные изменения петрохимического состава пород отражаются не только на степени насыщенности их кремнекислотой, вариациях общей щелочности, отношении K/Na, но и на распределение редких и рудогенных элементов «мантийного» профиля, сидерофилов и литофилов [22].

Среди золото-серебряных месторождений выявленных в областях развития континентального вулканизма, выделяется обособленная группа объектов, известная в геологической литературе под разными названиями: собственно золоторудной, золото-кварцевой, золото-кварц-сульфидной, золото-кварц-полиметаллической. Одним из первых ее выделил В. Линдгрэн [19], который отмечал, что главнейшая ценность входящих в эту группу месторождений «обыкновенных металлов» заключается в присутствии золота и серебра. Н. В. Петровская, С. Д. Шер и Ю. Г. Сафонов [30] такие проявления отнесли к золото-пирит-галенит-сфалеритовому с сульфоантимонитами минеральному типу малоглубинной золоторудной формации. Магаданские геологи [25, 8] также выделяют золото-галенит-сфалеритовый тип минерализации в составе золотой субформации золото-серебряной формации.

К описываемой группе принадлежат некоторые месторождения рудного района Теллурид — Силвертон (США), Боди (Калифорния, США), Санлайт, Кервин (Вайоминг, США), Темс, Коромандел (Новая Зеландия), Касапалка (Перу), многие месторождения рудного района Лебонг-Стрик (Суматра, Индонезия) и др.

Для описываемых месторождений свойственна тесная временная, пространственная и структурная связь с фемическими вулканоплутоническими образованиями (формации B₁^F), представленными во многих регионах покровами пироксен-роговообманковых, роговообманковых, биотит-роговообманковых андезитов и комагматичными им субвулканическими телами (силлами, штоками, дайками), гипабиссальными массивами диоритовых порфиритов, диоритов, сиенито-диоритов, кварцевых монзонитов, гранодиорит-порфиров. Эффузивно-пирокластические накопления среднеосновного состава первого формационного ряда (надформации) в различных структурно-формационных зонах известны под названиями «андезитов первого периода внедрения», «ранних», «древних», «палеотипных» андезитов. Состав комагматичных им интрузивных и субвулканических тел изменяется от габбро-диоритового и диоритового (первые фазы) до гранодиоритового и плагиогранитового (последние фазы), хорошо согласуясь с последовательной дифференциацией магм в первичных и промежуточных очагах. Описываемые вулканические, субвулканические, интрузивные образования, равно как и

породы доколы, являются вмещающей средой для жильных тел, минерализованных золото-пирит-галенит-сфалеритовых зон. В контактах интрузивных тел (диоритов, гранитов) описываемой геологической формации с известняками известны скарновые месторождения. В составе руд последних распространены гранат, пироксен, эпидот, а также магнетит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит. Такие месторождения известны на Филиппинах (Тсенктивен), в Индонезии (Муара Сипонги), Японии (Комаиси, Рокурани, Якуки, Цума) и в других провинциях [20, 47, 48].

Рудные тела месторождений вместе с вмещающими образованиями перекрываются более молодыми (послерудными) накоплениями дацитового, липарит-дацитового или иного состава (как это имеет место на некоторых месторождениях Новой Зеландии, Индонезии) или же пересекаются дайками, сидами, более крупными интрузивными массивами, относящимися к последующим тектоно-магматическим этапам и стадиям развития подвижных областей, как это имеет место в районах Приамурья и Приохотья.

Примечательной чертой некоторых золото-кварц-полиметаллических, золото-кварцевых месторождений является развитие скарноидов и кварц-турмалиновой минерализации после завершения формирования руд в связи со становлением молодых (послерудных) магматических образований. Скарноиды и кварц-турмалиновые проявления в контуре распространения золотого оруденения занимают секущее положение относительно продуктивных ассоциаций, развиваются по уже сформированным рудным телам, т. е. являются явно наложенными.

Данные, позволяющие судить о парагенетических связях золото-серебряного (с селенидами) оруденения с вулканоплутоническими образованиями формации V_1^C , получены автором при исследованиях на Дальнем Востоке. Они содержатся также во многих работах английских, американских, японских, голландских, новозеландских, советских геологов. Так, на месторождении Уайхи (Новая Зеландия) рудовмещающие породы представлены ранними андезитами и перекрывающимися их дацитами. Эродированные же выходы рудных тел перекрыты поздними риолитами [19]. В рудном районе Репаблик [42] оруденение формировалось, вероятно, как постмагматическое продолжение фазы становления интрузивных риодацитов скатер-крик, поскольку базальты формации клондаик-маунтин, перекрывающие риодациты, являются послерудными. На месторождении Комсток установлена тесная временная связь золото-серебряной минерализации с вулканитами кислого состава и, в частности, с риолитовыми витрофирами [54], которые налегают

на олигоценовые покровы ранних андезитов формации альба (и комагматичные им гранодиориты Дэвидсон), но вместе с рудными телами перекрыты покровами молодых (плиоценовых) андезитов формации кейт-пик.

В. Линдгрэн [19], характеризуя рудное поле Топопа, отмечал многоэтапность процесса минералообразования в его пределах. Им приведены доказательства формирования основной массы оруденения до образования позднейших излияний андезита мидуэй (формации V_2^B в нашей интерпретации), но после накопления ранних андезитов мизах и риолитов вест-энд (формации V_1^B и V_1^C соответственно). Жилы, секущие риолиты топопах (V_2^C), содержат лишь небольшие количества сульфидов свинца, цинка, меди.

Такие же соотношения золото-серебряной минерализации с вулканитами (жилы секут «древние» риолитовые образования, но перекрываются молодыми андезитами и (или) риолитами, не содержащими минерализации) установлены в рудных полях Ярбридж (Невада, США), Кономаи, Кусикино (Япония), Де Ламар, Раухейд, Раунд Маунтин, Нейшил штатов Невада и Юта (США).

Парагенетическая связь золото-селенидно-серебряной минерализации с покровами, neckами, дайками липаритов и липарито-дацитов установлена для многих месторождений Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов. Так, в Карамкенском рудном поле эффузивно-пирокластические накопления хольчанской свиты (формация V_1^C) являются рудовмещающими для золото-серебряной (с селенидами) минерализации. К верхним горизонтам свиты приурочен надрудный ореол гидротермально-метасоматических изменений, возникший практически одновременно с формированием оруденения. В то же время ульинские андезито-базальты (V_2^B), перекрывающие хольчанские измененные липарито-дациты (вместе с надрудным ореолом), процессами гидротермального метаморфизма не затронуты, так как формировались в послерудное время.

Таким образом, материалы автора по ряду золото-серебряных месторождений Приморья, Приохотья, Примагаданья, Приамурья и анализ данных других исследователей по объектам из разных регионов мира убеждают в существовании временной, пространственной и структурной связи таких проявлений с вулканоплутоническими образованиями кислого (салического) состава (формации V_1^C). Стратифицированные накопления этой формации представлены эффузивно-пирокластическими (иногда вулканосадочными) образованиями, выделяемыми под названиями «вулканитов второго периода внедрения», «ранних риолитов», плаггиоли-

паритов, липарито-дацитов, дацитов. Обычно они налегают на «ранние», «палеотипные» андезиты (формации B_1^B), а перекрываются «поздними», «позднейшими», «кайнотипными» андезито-базальтами, роговообманковыми, двупироксеновыми андезитами и т. п. фемическими образованиями формации B_2^B .

Вмещающей средой для проявления золото-серебряной минерализации, парагенетически связанных с вулканоплутоническими образованиями формации B_1^C , являются стратифицированные вулканогенные накопления, принадлежащие формационному ряду B_1 вместе с комагматичными (им субвулканическими (штоки, этмолиты, дайки, силлы), интрузивными телами, а также породы фундамента вулканогенов (осадочные, метаморфические, магматические комплексы). Если среди таких комплексов распространены карбонатные породы, то золото-серебряная минерализация размещается и среди них. Ряд таких месторождений, располагающихся среди карбонатных толщ, выявлен в Северной Америке. Например, в рудном поле Манхеттен (Невада, США) «...наряду с нормальными жилами, состоящими из кварца и адуляра, залегающими в эффузивных породах, имеются тела замещения в кембрийском известняке Уайт кэпс. В последнем золотом встречается в очень мелкорассеянном виде; присутствует также адуляр (кроме того, стибнит и реальгар.— В. Х.) Известняк перекристаллизовался, но температура не была достаточно высока для образования в породе известковых силикатов» [19, с. 12]. По нашему мнению, приведенная выдержка дает ключ к пониманию генезиса всех месторождений тонкодисперсного золота в карбонатных толщах. Пролитает свет на генезис оруденения и его парагенетическая связь с телами биотит-кварц-санидиновых порфиров в рудном поле Кортец [56].

Не исключено, что часть месторождений золота в карбонатных толщах парагенетически связана с более молодыми вулканоплутоническими образованиями повышенной щелочности (формации B_2^C).

Геологи, исследующие золотое оруденение областей континентального вулканизма, из общей массы месторождений практически всегда выделяют месторождения, для которых характерны повышенные содержания теллура в рудах. К настоящему времени выявлено большое число подобных объектов. Они распространены в различных металлогенических провинциях, но чаще встречаются в тех из них, где широко проявился базальтоидный вулканизм. К числу золото-теллуридных относятся также широко известные среди специалистов месторождения, как Антамок, Акупан (Филиппины), Тавау (Фиджи), Голдфилд, Магнолия, Флэт-

хед, многие объекты рудного района Теллурид — Силвертон (США) и др. Имеются проявления этого типа на Камчатке, в Охотско-Чукотском поясе [31]. В большинстве случаев удалось установить тесную пространственную и временную связь золото-теллуридной минерализации с фемическими вулканоплутоническими образованиями формации B_2^B , представленными субщелочными вулканидами повышенной основности: базальтами, андезито-базальтами, двупироксеновыми андезитами, трахиандезитами, трахиандезито-дацитами и т. д., известными под названиями «верхних», «поздних», «позднейших» андезитов, трахиандезитов и т. д. Субвулканические, интрузивные комагматиты описываемых эффузивно-пирокластических накоплений среднеосновного состава представлены силлами, штоками, гипабиссальными массивами диоритовых порфиров, диоритов, кварцевых диоритов, монзонитов, сиенито-диоритов. Широко распространены дайки базальтов, андезито-базальтов, андезитов; андезитовых, диоритовых порфиров, тела эруптивных брекчий.

Золото-теллуридная минерализация, как будет показано ниже, встречается в парагенетической ассоциации с вулканоплутоническими образованиями фемического профиля и других формационных рядов.

Вмещающими породами для золото-теллуридных месторождений обычно служат пирокластические эффузивно-экструзивные, субвулканические, интрузивные образования формаций B_1^B , B_1^C и B_2^B . Для отдельных регионов характерно размещение минерализованных образований не только среди вулкаников, но и вулканогенно-осадочных (Забайкалье) и осадочных (известковистых, пелитовых) отложений (Трансильвания), которые в одних случаях явились благоприятной средой для локализации оруденения (в том числе при замещении прослоев и горизонтов), а в других играли роль экранов. Встречаются такие объекты и среди пород фундамента. На месторождении Бая-де-Ариеш (Румыния) рудные тела представлены метасоматическими залежами в известняках.

Во многих классификациях гидротермальных проявлений благородных металлов выделен обособленный тип месторождений, характеризующийся высокими содержаниями серебра в рудах, значительно превышающими концентрации золота. В литературе они известны как аргентитовые [19], серебряные [51], серебряные с золотом [3], серебро-аргентитовые [8]. И. С. Рожков [35] относил их к серебряной субформации золото-серебряной формации. Н. В. Петровская [30] считает более правильным рассматривать подобные месторождения в качестве собственно серебряных. Руды серебряных месторождений почти всегда являются

комплексными. Кроме серебра они содержат золото, свинец, цинк, а в отдельных случаях олово, медь, селен в количествах, которые целесообразно извлекать попутно с главным компонентом. По соотношениям в рудных телах перечисленных элементов описываемая минерализация может быть подразделена на собственно серебряную (аргентитовую, серебро-аргентитовую, серебряную с золотом), а также серебро-свинцовую и олово-серебряную. Две последние смыкаются соответственно с полиметаллической и оловорудной [18].

Среди собственно серебряных и примыкающих к ним комплексных (серебро-свинцовых и олово-серебряных) месторождений известны такие гиганты, как Хуангака, Потоси, Чокайя (Боливия), Серро-де-Паско (Перу), Пачука, Гуанахуато (Мексика), а также большая группа месторождений, уступающих им по масштабам. К последним принадлежат месторождения Японии с ленточными рудами типа «гингуро» (Читосе, Сейгоши, Огуши, проявления о. Садо).

Как и месторождения других типов, часть упомянутых выше месторождений расположена среди пород фундамента вулканогенов, другие приурочены к континентальным вулканогенно-осадочным накоплениям и комагматическим им субвулканическим, интрузивным телам. Среди большого разнообразия пород, слагающих цоколь подвижных областей, весьма благоприятны для локализации оруденения карбонатные породы. В контакте с известняками формации пукари располагается самое крупное месторождение Перу — Серро-де-Паско. В сходной обстановке располагаются месторождения Колквирика (Перу), Эль-Потоши (Мексика).

Для серебряной (с золотом) минерализации очень характерна тесная пространственная, структурная, временная связь с субщелочными вулканоплутоническими образованиями умеренно-кислого и кислого состава, характерных, в первую очередь, для формации V_2^C . Во многих рудных районах они известны под названиями «игнимбрилов больших объемов» [23], «верхних», «поздних» и т. п. риолитов, трахилипаритов, трахидацитов, трахитов. Например, в рудном поле Гуанахуато серебряная минерализация находится в парагенетических соотношениях с молодыми гранитоидами и комагматическими покровами «верхних риолитов» [39]. В таких же соотношениях с рудными телами одного проявления в Балыгычано-Сугойском прогибе находятся наяханские трахилипариты и комагматические им субвулканические невадиты. Столь же тесные пространственно-временные соотношения серебряной (с золотом) минерализации с эффузивно-экструзивными и субвулка-

ническими образованиями трахитоидного состава установлены на многих проявлениях Приморья и Примагаданья. В Восточно-Сихотэ-Алинском поясе серебряные с золотом проявления ассоциируют с богопольскими (санидиновыми) вулканитами и сопоставимыми с ними по формационному положению «туфами биотитовых липаритов». В пределах ОЧВП подобного типа проявления ассоциируют с субвулканическими телами, экструзивами, комагматическими накоплениями уравской, ольской, наяханской свит, аганской толщи и т. д. Породы эти отличаются высокими содержаниями калишпата (до 45—50%) и щелочного стекла (до 30—40%). По данным А. К. Ковдратенко, Е. В. Кузмичевой и Т. Ф. Гнидчиной [11], содержание суммы щелочей в позднеольских трахидацитах Карамкено-Утеснинского рудного узла в среднем равно 7,7%, а в трахилипаритах — 8,2%. Первично повышенная щелочность салических вулканоплутонических образований формации V_2^C еще более возрастает в периферических зонах подвижных областей.

Послерудные комплексы на многих серебряных месторождениях представлены покровами и дайками диабазовых порфиритов, базальтов, андезито-базальтов формации V_3^B .

В мире известно пока немного месторождений, для которых надежно доказана парагенетическая связь с вулканогенными образованиями контрастной надформации. В северной фланговой зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса (Нижнее Приамурье) расположены золоторудные месторождения, структурно и во времени тесно ассоциирующие с экструзивно-эффузивными (жерловыми) образованиями липарит-дацитового состава (формации V_3^C), располагающимися среди базальтов и андезито-базальтов (V_3^B) палеогена (кузнецовская свита).

На северо-американском континенте расположено знаменитое золото-теллуридное месторождение Крипл-Крик (Колорадо, США). Доказательства связи его с образованиями контрастной надформации основываются на приуроченности его к наиболее молодым (среди миоценовых) образованиям региона и формировании оруденения вслед за внедрением самых поздних даек базальтов (V_3^B). Американские геологи (В. Линдгрэн, Т. Ловеринг и др.) отмечают обилие на месторождении даек латито-фонолитов, сиенитов, фонолитов и натриевых базальтов, подчеркивая, что оно приурочено к обособленному вулканогенно-рудному центру, сформировавшемуся позже других третичных образований штата Колорадо.

ПРЕДЛАГАЕМЫЕ ПРИНЦИПЫ И КРИТЕРИИ ПОСТРОЕНИЯ СИСТЕМАТИКИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ФОРМАЦИОННОЙ ОСНОВЕ

Изложенные выше доказательства парагенетической связи разнотипного золото-серебряного оруденения с различными по своему положению геологическими формациями дают основания использовать при разработке систематики (в развитие идей М. А. Усова, С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина) вполне определенный характер соотношений оруденения с магматическими образованиями. В этой связи автор предлагает использовать в классификационных целях известный принцип соподчиненности критериев [30]. Его сущность заключается в том, что систематика рудных месторождений должна быть, во-первых, многоступенчатой, во-вторых, на каждой последующей ее ступени должна соблюдаться преемственность и соподчиненность критериям выделения более крупных групп (табл. 2).

Поясняя табл. 2, необходимо отметить, что основополагающий критерий выделения групп рудных формаций, учитывающий связь рудообразования с тектоно-магматическими процессами (с позиций историко-эволюционного развития подвижных зон), был использован впервые Ю. А. Билибиным [1, 2] при разработке основ металлогенического анализа.

Полный тектоно-магматический цикл (мега-цикл) развития подвижной области (от ее зарождения до полного отмирания) можно разделить на четыре крупных этапа: рифтогенный,

геосинклинальный, орогенной активизации, или глыбового тектогенеза, и платформенный. Каждому этапу единого цикла эволюционного развития соответствует вполне определенный геодинамический режим (устанавливающийся в подвижной зоне), тип коры, степень ее консолидации, мощность и т. д.

Использование главного критерия применительно к золоторудным месторождениям показывает, что все золото-серебряные проявления входят в обособленную рудно-формационную группу, возникшую в процессе орогенно-активизационного развития подвижной области. Эта группа может быть расчленена на ряды, отдельные формации и другие более мелкие подразделения. Ряды формаций (эволюционные, генетические, абстрактные, конкретные, латеральные, временные) выделяются в пределах рудно-формационной группы, исходя из парагенетической связи оруденения с магматитами среднеосновного (фемического) или кислого (салического) состава; характера дифференциации расплавов (полной, неполной, контрастной) в ходе тектоно-магматической эволюции подвижной зоны и изменчивости петрохимических характеристик магматитов в пространстве. Рудные формации (как и их ряды) выделяются не только по особенностям вещественного состава руд, но и с учетом их парагенетических связей (пространственно-временной близости) с магматическими образованиями определенного состава, включая все разнофациальные их разновидности.

По особенностям вмещающих пород, оказавших влияние на состав руд, выделяются субформации месторождений. В качестве таковых рассматриваются месторождения, расположенные в карбонатных толщах (скарны, джаспероиды), ультраосновных породах и т. д.

Т а б л и ц а 2

Ряд соподчиненности критериев систематики рудных месторождений

Категории систематики	Критерии
Группы формаций	Формирование в определенные тектоно-магматические циклы развития подвижных зон (поясов, областей).
Ряды формаций	Парагенетические соотношения с фемическими или салическими магматическими образованиями, указывающие на возможные источники рудного вещества (мантейные, нижнекоровые, коровые или смешанные).
Формации месторождений	Парагенетические соотношения с определенными геологическими (магматическими) формациями.
Субформации месторождений	Особенности состава вмещающих пород, влияющие на состав руд.
Геохимические и минеральные типы руд и месторождений	Типоморфные минеральные парагенезисы, определенные соотношения Au/Ag, Te/Se и т. п. в рудах, ассоциирующих с интрузивными, субвулканическими или эффузивно-экструзивными и пирокластическими образованиями определенного типа щелочности.
Геологические типы месторождений	Особенности локализации оруденения в породах фундамента, геосинклинального или вулканогенного этажа подвижных зон (поясов, областей).
Подтипы руд	Изменяемые минеральные парагенезисы, вариации соотношений Au/Ag, Te/Se и других элементов в рудах.

Нетрудно заметить, что из внесенных предложений по совершенствованию рудно-формационной систематики месторождений следует, что определенной геологической формацией ассоциирует золоторудная формация, с рядом геологических формаций ряд рудных формаций и т. д. Минеральные типы месторождений в пределах рудной формации выделяются с учетом вариаций особенностей вещественного состава руд и типа щелочности магматитов (натриевого, калиево-натриевого или калиевого), с которыми парагенетически связано оруденение. Применительно к золото-серебряным месторождениям интегральным эмпирическим показателем таких особенностей состава руд является количественное соотношение золота и серебра, широко используемое в геологической практике после известной работы Г. Фергюсона [53] по миоценовым месторождениям штата Невада [7, 12, 25, 27, 34 и др.].

Следует отметить, что некоторые исследователи отрицают правомерность использования золото-серебряного отношения в качестве отличительного признака месторождений. Они указывают, что помимо условности используемых градаций, этот показатель не всегда правильно применяется в классификационных целях еще и потому, что в пределах различных участков месторождений, рудных полей и на разных горизонтах таких участков золото-серебряное отношение изменяется иногда в очень широких пределах и охватывает, казалось бы, разнотипные минеральные образования. Взамен золото-серебряного критерия предлагается выделять геохимические и минеральные типы месторождений не только по различиям в концентрациях серебра, но и по содержанию других элементов (Sb — As — Bi, Pb — Zn, Te — Se).

Автор считает, что при разработке формационной классификации месторождений золота и серебра не следует отказываться от прочно вошедшего в геологическую практику золото-серебряного отношения как одного из эмпирических показателей минерального и формационного типа руд, но при этом необходимо учесть критические замечания относительно имевшихся случаев неправильности его применения.

На основании приуроченности месторождений к породам фундамента геосинклинального или вулканогенного (орогенно-активизационного) этажа подвижных зон (поясов, областей) в ассоциации с интрузивными и пирокластическими образованиями предлагается выделять геологические типы месторождений.

Краткий вариант новой классификации золото-серебряных месторождений на формационной основе, пригодный к использованию при прогнозно-металлогенетических и поисковых работах, приведен в таблице 3. В табл. 3 не

приведены (из-за ограниченности объема статьи) характеристики некоторых параметров рудообразующих растворов, морфологии тел, текстурно-структурных особенностей руд; данные о типах зональности, вертикальном размахе оруденения, взаимоотношениях с другими рудными формациями; сведения о крупности, пробности золота, типоморфных примесей в нем и т. д., которые обычно рассматриваются в качестве характерных признаков месторождений того или иного типа [8, 13, 52]. В этой связи необходимо подчеркнуть, что выделенные группы месторождений весьма четко разделяются по распространенности в составе руд свободного и тонкодисперсного золота, а также его соединений с серебром, теллурием и селеном; т. о., можно использовать вариации в размерности, пробности, примесности золота, наличие его соединений с другими металлами в качестве важных отличительных признаков месторождений разного минерального и формационного типа. Из табл. 3 также следует, что в континентальных вулканогенных поясах и зонах активизации золото-серебряная группа формаций разделяется на две генетические серии [16]: золото-теллуридную, парагенетически связанную с фемическими вулканоплутоническими образованиями, и золото-селенидно-серебряную, ассоциирующую с салическими вулканоплутоническими образованиями. Крайними членами серий являются золото-теллуридная и серебряная (с золотом) формации, а связующими звеньями — золотая (с теллуридами) и серебряно-золотая, находящиеся в парагенетических соотношениях с магматитами среднего и умеренно-кислого состава соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделение в качестве самостоятельного, сопоставимого по значимости с рифтогенным, геосинклинальным и платформенным, орогенно-активизационного (сводово-глыбового) этапа развития подвижных областей (в соответствии с разработками и в развитие идей Ю. А. Билибина, А. А. Богданова, К. В. Боголенова, Г. М. Власова, М. И. Идиксона, Е. Д. Карповой, Ю. А. Кузнецова, С. А. Салуна, В. И. Смирнова, П. М. Хренова, Г. Штилле, А. Д. Щеглова и других исследователей) позволило более детально проанализировать особенности состава геологических образований, участвующих в строении субаэральных вулканогенных поясов и зон активизации.

Анализ подтвердил существование закономерной изменчивости (нескольких порядков) вулканоплутонических ассоциаций в пространстве (в направлении векторов от океана к континентам — I порядок; от осевых частей подвижных зон к флангам и периферии, в сторо-

Предлагаемая систематика постмагматических проявлений золота и серебра, ассоциирующихся с вулканоплутоническими образованиями континентальных вулканогенных поясов и зон активизации Тихоокеанского подвезного пояса

Ранги классификационных подразделений							Связь с магматизмом	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6	7		
Группа (система) формаций названий полное/краткое	Род формаций	Ранг формаций	Формация (отношение Au/Ag в рудах)	Субформация	Минеральный (геохимический) тип	Характеристика гидротермально-метасоматических изменений пород Тип изменений Внутренние части колонки доурудные и преурудные изменения	Связь с магматизмом	Примеры месторождений
Золото-серебряная, ассоциирующая с вулканоплутоническими (преимущественно вулканическия и субвулканическия) образованиями (Золото-серебряная, вулканогенная, малотолубинная)			Серебряно-золотая ($\approx 10^\circ$)	В карбонатных толщах?	Золото-пиритовый Золото-пираргиритовый	Кварц-гидрослюдистый, аргиллизитовый	Салическая, B_3 Покровы, экструзивы: липарито-дацитов, трахидацитов и т. п. Субвулканические тела, дайтава (трахитов, трахидацитов, дацитов и др.)	Бухтинское (СССР), Сан-Юлиан (США)
			Золото-теллуридная ($>10^\circ$ $\rightarrow >10^\circ$)	В карбонатных толщах?	Калаверитовый	Пропилитовый	Фемическая, B_3 Покровы: андезито-базальтов, базальтов, трахибазальтов и т. п. Субвулканические тела, дайки: латито-фонолитов, сиенитов, фонолитов, мончикитов, везигитов, нагривых базальтов	Крипл-Крик, Цен трал-Сити, Айдахо-Спринг (США)
			Серебряная (с золотом) ($<10^{-2}$ $\rightarrow 10^{-3}$)	В карбонатных толщах	Серебро-аргентитовый, Аргентит-полибаазитовый Золото-аргентитовый Золото-сульфантимонитовый с селенидами Золото-галенит-сфалеритовый и др.	Аргиллизитовый	Салическая, B_2 Покровы, экструзивы: игнимбригов, трахидацитов, липаритов, трахилицаритов, фельзитов и т. п. Субвулканические тела, дайки: фельзит-порфиоров, граносиенитов, невадитов, кварцевых порфиоров	Восток СССР (При-морье, Приморские и др.) Пачука, Гуанахуато (Мексика); Хуангата, Потоси, Чокайя (Боливия); Читгосе, Сенгоши, Огуши (Япония)
			Серебряно-поллиметаллическая в карбонатных толщах	Серебряно-галенит-сфалеритовый	Серебряно-галенит-сфалеритовый	Метасоматиты, пропилиты (Chl—Ca)	Интрузивы: гранит-порфиоров, лейкократовых гранитов, граносиенитов	Эль-Потози (Мексика); Колквирика, Серро-де-Паско (Перу)

ну мегаблоков повышенной стабильности — II порядок; от локальных центров извержений к краевым участкам — III порядок и т. д.) и во времени (от заложения и становления поясов и зон до завершающих стадий их развития).

В единой системе геологических формаций, характерных для орогенно-активизационного этапа развития подвижных зон, выделены ряды и формационные типы эффузивно-осадочных, субвулканических, интрузивных образований фемического и салического профиля; в парагенетических соотношениях, с которыми находятся многочисленные (разновозрастные и разнотипные) проявления золотых и серебряных руд. Формирование золотой и золото-серебряной минерализации в орогенно-активизационный этап развития подвижных областей расценивается многими специалистами как глобальное геологическое явление.

Исходя из многочисленных доказательств возможности образования золото-серебряных проявлений в постмагматический отрезок времени (после каждой из стадий тектоно-магматического процесса), предложен соподчиненный ряд критериев рудно-формационной систематики месторождений благородных металлов, распространенных в континентальных вулкано-

генных поясах и в зонах активизации. Учитываются не только вещественный состав руд, глубина их формирования, но и парагенетические соотношения с магматическими образованиями определенного состава, типа щелочности, их формационной и фациальной принадлежности.

На основе предложенных критериев разработана иерархия проявлений золота и серебра с выделением формационных групп, рядов, отдельных формаций, субформаций, минеральных, геохимических и геологических типов месторождений.

Есть основания полагать, что применение новой систематики месторождений золота и серебра (на формационной основе) позволит повысить эффективность прогнозно-металлогенетических и поисковых работ в районах развития вулкано-плутонических образований, возникших в орогенно-активизационный этап развития подвижных областей, поскольку появляется возможность обоснованно предсказывать еще не обнаруженные типы золотого и серебряного оруденения, учитывая распространенность в каждом из регионов магматитов фемического (B_{1-3}^B) и (или) салического (B_{1-3}^C) профиля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенетических исследований.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
2. Билибин Ю. А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
3. Бородаевская М. Б., Рожков И. С. Месторождения золота.— В кн.: Рудные месторожд. СССР. Т. 3. М.: Недра, 1978.
4. Власов Г. М. О рядах рудных формаций и магмато-генно-рудных системах.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 5.
5. Воларович Г. П. Золотое оруденение мезокайнозойских вулканогенных поясов Востока СССР.— В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967.
6. Воларович Г. П. Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке.— В кн.: Золоторудн. формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969.
7. Воларович Г. П., Казаринов А. И. Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами. М., 1968 (Тр. ЦНИГРИ, вып. 79).
8. Гончаров В. И., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979.
9. Йенсен Ю. П., Левин В. И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации.— В кн.: Золоторудн. формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складч. обл. М.: Наука, 1975.
10. Ициксон М. И. Металлогенетическая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979.
11. Кондратенко А. К., Кузмичева Е. В., Гнидчина Т. Ф. Роль субвулканических трахитоидных образований в размещении золото-серебряного оруденения.— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977.
12. Константинов М. М. Геохимические типы золотого оруденения в вулканических областях.— ДАН СССР, 1977, т. 234, № 1.
13. Косолец Т. Н. Схема последовательности отложения золота в рудном процессе и ее вариации в различных формациях.— В кн.: Генетические модели эндоген. рудн. формаций. Т. 2. Новосибирск, 1981.
14. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндоген. рудн. месторожд. М.: Недра, 1968.
15. Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенетического анализа.— В кн.: Эндоген. рудн. формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.
16. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика.— В кн.: Геол. и генезис эндоген. рудн. формаций Сибири. М.: Наука, 1972.
17. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
18. Кузнецов К. Ф., Пауфилов Р. В. Месторождения серебра.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1974.
19. Лидгрен В. Минеральные месторождения. Вып. III. М.—Л.: ОНТИ, 1935.
20. Маркова Е. И., Орлова Е. В. Минеральные ресурсы Индонезии, Малайи и Таиланда. М.: Госгеоллиздат, 1956.
21. Масуренков Ю. П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979.
22. Моисеенко В. Г., Сахно В. Г. и др. Геохимия флюидов вулканитов в зоне перехода континента к Тихому океану.— Тез. докл. к XIV Тихоокеан. науч. конгрессу. М., 1979.

23. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1973.
24. *Найбородин В. И., Сидоров А. А.* О вулканогенно-плутогенном ряде золоторудных формаций в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— Геол. и геофиз., 1971, № 9.
25. *Найбородин В. И., Сидоров А. А.* Рудно-формационный ряд золотых месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Вып. 10. М.: Наука, 1973.
26. *Ниггли П.* Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М.—Л., Геолразведиздат, 1933.
27. *Нолан Т. Б.* Эпитермальные месторождения драгоценных металлов.— В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. М.—Л.: ОНТИ, 1937.
28. *Петровская Н. В.* Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР.— В кн.: Генетич. пробл. руд. М.: Госгеолиздат, 1960.
29. *Петровская Н. В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973.
30. *Петровская Н. В., Шер С. Д., Сафонов Ю. Г.* Формации золоторудных месторождений.— В кн.: Рудные формации эндогенных месторожд. Т. 2. М.: Наука, 1976.
31. *Пляшкевич Л. Н.* Пространственное и возрастное соотношение вулканизма, приповерхностного метасоматоза и золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972.
32. *Полетика И. А.* Общие свойства месторождений золота.— Горный журнал. Ч. 1. Спб., 1866.
33. *Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г.* Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке.— В кн.: Генетические особ. и общ. закономерн. развития золотой минерализ Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.
34. *Рожков И. С.* Генетические типы месторождений золота и их положение в геотектонических структурах.— Геол. и геофиз., 1968, № 7.
35. *Рожков И. С.* Близповерхностные месторождения золота.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 3.
36. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1965.
37. *Смирнов С. С.* Рецензия на статью П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений».— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947, № 1.
38. *Тимофеевский Д. А.* О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР. М., 1971 (Тр. ЦНИГРИ, ч. 1, вып. 96).
39. *Уиссер Э.* Связь оруденения с купольными структурами Северо-Американских Кордильер.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964.
40. *Усов М. А.* Краткий курс рудных месторождений. Изд-во Томск. политехн. ин-та, 1931.
41. *Фогельман Н. А., Бородаевская М. Б.* О связи гидротермального золотого оруденения с магматическими комплексами в различных геотектонических провинциях СССР. М., 1967 (Тр. ЦНИГРИ, вып. 76).
42. *Фулл Р. П., Грантэм Р. М.* Месторождения рудного района Репаблик в штате Вашингтон.— В кн.: Рудные месторожд. США. Т. 2. М.: Мир, 1973.
43. *Хаусен Д. М., Керр П. Ф.* Месторождение тонкодисперсного золота Карлиан штат Невада.— В кн.: Рудные месторожд. США. Т. 2. М.: Мир, 1973.
44. *Хомич В. Г.* О месте золото-кварцевой минерализации Балейского рудного поля в генетических классификациях рудных месторождений.— В кн.: Вопр. региональн. геологии и металлогении Забайкалья. Вып. IV, Чита, 1968.
45. *Шатский Н. С.* О марганцевосных формациях и металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганцевосные формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
46. *Шатский Н. С.* Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1965.
47. *Шер С. Д.* Металлогения золота. Северная Америка, Австралия и Океания. М.: Недра, 1972.
48. *Шер С. Д.* Металлогения золота. Евразия, Африка, Южная Америка. М.: Недра, 1974.
49. *Шило Н. А.* Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутогенной и вулканогенной формаций. Магадан, 1976 (Тр. СВКНИИ, вып. 69).
50. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981.
51. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958.
52. *Щербатов Ю. Г.* Золоторудные провинции и формации.— В кн.: Эндоген. рудн. формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.
53. *Ferguson H. A.* The mining districts of Nevada.— Econ. Geol., 1929, v. 24.
54. *Gianella V. P.* Period of mineralization of Comstock Lode, Nevada.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, N 12, p. 2.
55. *Sillitoe R. H.* The tops and bottoms of porphyry copper deposits.— Econ. Geol., 1973, v. 68, N 6.
56. *Wells I. D., Elliot I. E.* Geochemical reconnaissance of the Cortez-Buckhorn area, Southern Cortez Mountains, Nevada.— Geol. Survey Bull., 1312-P, 1971.

*А. Г. Родников, А. Г. Гайнанов, Б. В. Ермаков,
Т. Като, В. М. Ковылин, В. А. Селиверстов,
Х. Симамура, Я. Б. Смирнов, П. А. Строев, Ю. К. Щукин*

ГЕОТРАВЕРС СИХОТЭ-АЛИНЬ — ЯПОНСКОЕ МОРЕ — о. ХОНСЮ — ТИХИЙ ОКЕАН

УДК 551.24

В работе приводятся результаты геолого-геофизических исследований, выполненных по программе советско-японского сотрудничества в области геофизики, по изучению строения и динамики земной коры и верхней мантии переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану.

На основе комплексной интерпретации геологических, петрографических, гравиметрических, магнитометрических, электромагнитных данных, измерений теплового потока построен глубинный геолого-геофизический разрез тектоносферы (геотраверс), освещаю-

По программе советско-японского сотрудничества в области геофизики построен геотраверс (глубинный геолого-геофизический разрез) от оз. Ханка в Приморье через Сихотэ-Алинь, Японское море, о. Хонсю (пересекая ц-ов Ога, район «зеленых туфов», массив Китаками, п-ов Одзика), японский желоб, северо-западную котловину Тихого океана (см. рисунок). Вдоль него проведена комплексная интерпретация данных с целью построения геолого-геофизико-петрохимической модели тектоносферы зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Комплексирование результатов различных методов исследований дало возможность представить строение земной коры и верхней мантии, вещественный состав и возраст пород, слагающих их, положение глубинных разломов, магматических комплексов, астеносферных линз в мантии сейсмических очагов, строение фокальной зоны. Выполнены оценки глубинных температур вдоль геотраверса, а также определены глубины залегания уровня фракционного плавления, отождествляемого с верхней границей астеносферного слоя. Выбор направления геотраверса определен тем, что в этом регионе в период действия Геодинамического проекта были проведены разнообразные геолого-геофизические исследования советскими и японскими учеными.

В основу работы положены разработки А. Г. Родникова [9]. Структура земной коры Приморья дана по данным В. В. Аргентова и

щий строение недр Земли. Комплексирование результатов различных методов исследований дало возможность представить строение земной коры и верхней мантии, вещественный состав и возраст пород, слагающих их, положение магматических комплексов, глубинных разломов, астеносферных линз в мантии, сейсмических очагов, строение фокальной зоны. Выполнены оценки глубинных температур вдоль геотраверса, а также определены глубины залегания уровня фракционного плавления, отождествляемого с верхней границей астеносферного слоя.

др. [1 и др.] в геологической интерпретации Б. В. Ермакова, строение земной коры и верхней мантии Японского моря приводится по результатам многочисленных исследований советских и японских ученых [8, 17 и др.]. При построении разреза земной коры и верхней мантии о. Хонсю использованы литературные данные исследователей [11, 14, 15 и др.] с дополнениями Т. Като. Структура земной коры и верхней мантии северо-западной котловины Тихого океана дана в соответствии с работой Т. Асада и С. Асано [12]. Положение фокальной зоны показано по Т. Иосии [23]. Для петрографическо-

Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — о. Хонсю — Тихий океан.

1 — рыхлые алевроито-глинистые отложения; 2 — глины, илы; 3 — песчаники; 4 — кремнисто-глинистые породы; 5 — известняки; 6 — кислые эффузивы, туфы; 7 — эффузивы основного состава; 8 — конгломераты; 9 — граниты; 10 — ультраосновные породы; 11 — «гранитный» слой; 12 — «базальтовый» слой; 13 — разломы; 14 — границы сейсмических слоев; 15 — граница Мохоровичича; 16 — гипоцентры землетрясений; 17 — точки измерений теплового потока; 18 — кровля фокальной зоны; 19 — граничные скорости; 20 — изотермы через 200°; 21 — значение плотности ($\rho/\text{см}^3$); 22 — зона повышенной электропроводности; 23 — динамические параметры напряжений в очагах землетрясений; 24 — слой с пониженными скоростями сейсмических волн; 25 — пластовые скорости; 26 — средние значения скоростей продольных волн; 27 — давление, кбар; 28 — контуры зоны Бенюфа, взятые при расчете гравиметрических моделей; 29 — область пониженной плотности. Геофизические поля: 1 — аномалии в свободном воздухе; 2 — изостатические аномалии; 3 — аномалии Буге (наблюденные); 4 — гравитационный эффект земной коры; 5 — гравитационный эффект земной коры и блока фокальной зоны; 6 — суммарный гравитационный эффект плотностных неоднородностей коры, литосферы и астеносферы; 7 — магнитные аномалии; 8 — суммарное количество очагов в земной коре и верхней мантии; 9 — суммарное количество очагов в земной коре; 10 — суммарное количество очагов в верхней мантии.

го описания верхней мантии о. Хонсю и Японского моря использованы данные Е. Такахаси [21], Приморья — данные советских исследований, обобщенные В. А. Селиверстовым. Графики магнитного и гравитационного полей построены А. Г. Гайнановым и П. А. Строевым [6, 7, 22 и др.] с использованием литературных данных, а также материалов Т. Иосии и Ю. В. Шевалдина [6, 8, 37 и др.]. Расчет глубинных температур по геотраверсу проведен Я. Б. Смирновым. Для определения вещественного состава осадочного слоя в Японском море и в Тихом океане были использованы результаты бурения с судна «Гломар Челленджер» [16]. Проведена комплексная интерпретация полученных вдоль профиля геофизических данных, дающая возможность более полно оценить геологическую информацию, определить особенности глубинной структуры тектоносферы переходной зоны, наметить пути в определении сущности процессов, действующих в недрах Земли, в совокупности с геотектоническими, петрографическими и другими геологическими данными.

Крупные геоструктурные единицы, пересекаемые геотраверсом: Сихотэ-Алинь, глубоководная котловина Японского моря, структуры о. Хонсю и Тихого океана, различаются строением земной коры и верхней мантии. Мощность земной коры в Приморье составляет 35—40 км, в Японском море — 12—15 км, на о. Хонсю — около 30 км и в Тихом океане — примерно 6—8 км. Средняя скорость продольных волн в вулканогенно-осадочном слое Приморья составляет около 5,8 км/с. В основании его установлена граница со скоростью 5,9—6,2 км/с. В «гранитном» слое мощностью 15—17 км — $V_{пл} = 6,2$ км/с. В пределах «гранитного» слоя установлено несколько пологих преломляющих границ. Для одной из них $V_r = 6,4$ км/с. Эти границы слабо изогнуты и почти не отражают напряженных складчатых структур в верхнем слое. Наличие преломляющих границ в «гранитном» слое свидетельствует о его хорошей расслоенности. Выходы «гранитного» слоя в пределах Ханкайского массива позволяют предполагать, что его строение определяется метаморфизованными ниже- и среднепротерозойскими, а возможно, и архейскими породами, пронизанными многочисленными гранитоидными интрузиями докембрийского возраста. Расслоенность «гранитного» слоя можно объяснить тем, что метаморфизму и гранитизации подвергались в основном осадочные отложения, стратиграфические и структурные рубежи которых, по-видимому, обусловили появление преломляющих границ. Нормальный известково-щелочной состав гранитоидных интрузий позднего палеозоя и мела показывает, что их источником мог быть «гранитный» слой,

частично расплавлявшийся в процессе развития Сихотэ-Алинской складчатой области.

«Базальтовый» слой имеет мощность 18—20 км, довольно устойчивую под складчатой системой. Для этого слоя установлены необычно низкие скорости продольных волн — от 6,3 до 6,55 км/с. В других районах такие скорости характерны для нижней части «гранитного» слоя. Вероятно, что «базальтовый» слой сложен метаморфизованными архейско-раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами. Отмечаемая слоистость, по-видимому, отражает следы первичной тектоно-магматической стратификации эффузивно-осадочной толщи, частично сохранившейся при метаморфических преобразованиях.

В пределах о. Хонсю фундамент сложен в основном палеозойскими породами. В районе массива Китаками породы фундамента выходят на поверхность, а в пределах региона «зеленых туфов» они расположены на глубине 2—3 км. Слой со скоростью сейсмических волн 5,9 км/с, отождествляемый с «гранитным» слоем, распространен повсеместно и имеет мощность до 15 км. Под массивом Китаками его мощность уменьшается до 10 км. Результаты сейсмических исследований подтверждают геологические данные о существенном различии в строении региона «зеленых туфов» и массива Китаками. Регион «зеленых туфов» является областью интенсивного кайнозойского магматизма. Отделенный от него глубинным разломом массив Китаками представляет собой выступ древних метаморфических палеозойских пород, образования которого слагают фундамент о. Хонсю. Не исключена возможность распространения докембрийских пород [20]. Так, гнейсы высокой степени метаморфизма и ставролит-кианитовые сланцы, развитые в массиве Абукума, силлиманитовые гнейсы, граниты, амфиболиты и кристаллические сланцы, обнаруженные в виде ксенолитов в раннемезозойских серпентинитах в юго-западной части Китаками, относятся к докембрийским породам. Слоистые гнейсы, образующие ксеноблоки в ортоклазовых гранитах Хиками, имеющих возраст 350 (K—Ar) и 339 млн. лет (Pb—Sr), также интерпретируются как докембрийские породы. Вероятно, что морские силурийские отложения трансгрессивно залегают непосредственно на докембрийских породах [20]. Палеозойские породы представлены двумя комплексами пород: силур-девонским и верхнедевон-пермским [18]. Силурийские отложения, сложенные известняками, глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями туфов и конгломератов мощностью не более 300 м, были образованы в эпиконтинентальных условиях. Эвгеосинклинальные условия начались с раннего девона накоплением кератофиров, даци-

тов, туфов и основных вулканических продуктов. Эти породы метаморфизованы в различные кристаллические сланцы зеленосланцевой фации. Эвгеосинклинальные отложения с высоким содержанием основных вулканитов превращены в горнблендитовые сланцы, в меньшей степени в биотитовые сланцы. Девонские породы рассматриваются также как фундамент региона «зеленых туфов», где они сложены серицит-кварцевыми сланцами кислого состава вулканического происхождения. В дальнейшем они были интродированы кварцевыми диоритами, гранодиоритами и ультраосновными породами. Распространение лепидодендрона указывает на континентальные условия, установившиеся в позднедевонское время. Верхнедевонские отложения, сложенные черными сланцами с прослоями конгломератов, развиты только в юго-западной части массива Китаками. Карбон представлен мощной толщей песчаников, сланцев, кремнистых пород, в верхней части переходящих в карбонатные фации с прослоями туфов и конгломератов. Пермь состоит из мощного (свыше 4000 м) разреза обломочных пород, таких как песчаники, черные сланцы, конгломераты, кремнистые породы. Мезозойские породы представлены осадочными и вулканогенными образованиями. В меловое время породы массива Китаками, так же как и породы фундамента региона «зеленых туфов», были прорваны гранитоидными интрузиями (гранодиоритами, кварцевыми диоритами плагιοгранитами).

В районе развития «зеленых туфов» неогеновые образования залегают на эродированной поверхности палеозойского фундамента. Миоценовые породы представлены липаритами, андезитами, дацитами, туфами, туфобрекчиями, а плиоценовые — глинистыми сланцами, песчаниками, песками и глинами. Вулканическая деятельность продолжалась и в четвертичное время. На основании изучения ксенолитов из лав вулкана Ичиномегата Е. Такахаси [21] предполагает, что низы коры сложены горнблендитовыми габбро и амфиболитами. Они образуют «базальтовый» слой со скоростью сейсмических волн 6,6 км/с.

Особенностью скоростного разреза северо-западной части о. Хонсю являются пониженные значения скоростей сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича, составляющие 7,6 км/с, в то время как под массивом Китаками они обычные (8,0—8,1 км/с). Это явление, по-видимому, связано с активными магматическими процессами, протекающими в регионе «зеленых туфов».

В районах, пересекаемых геотраверсом, широко развиты интрузивные породы, состав которых варьирует от ультраосновного до кислого, а возраст — от докембрийского до неогено-

вого, однако среди интрузивных пород преобладают гранитоиды. Гранитоиды Приморья характеризуются повышенным содержанием K_2O , тогда как в пределах о. Хонсю эти породы отличаются натровым уклоном. Исключение представляют каменноугольные граниты Хиками, а также гранитоиды неогенового возраста, отличающиеся пониженной концентрацией CaO и повышенным содержанием K_2O [13]. Эпохи гранитоидного магматизма, как правило, совпадают с эпохами проявления эффузивной деятельности в вулканических поясах и являются практически одновременными для всех основных структурных единиц, пересекаемых геотраверсом.

Имеются немногочисленные данные о составе верхней мантии, полученные при изучении ксенолитов. Так, предполагается, что в пределах Приморья верхние горизонты мантии сложены лерцолитами, шпинелевыми лерцолитами и пироксенитами, подстилающимися гранатовыми перидотитами. В строении верхов мантии Японского моря участвуют шпинелевые перидотиты, шпинелевые лерцолиты и плагиоклазовые перидотиты, а верхняя часть мантии о. Хонсю сложена шпинелевыми лерцолитами с подчиненным количеством плагиоклазовых лерцолитов и оливиновых вебстеритов. Кора и мантия о. Хонсю, по данным Е. Такахаси [21], характеризуются также большим содержанием воды и сравнительно низкими температурными условиями образования, чем под Японским морем, где верхняя мантия обезвожена. Вероятно, что породы, слагающие верхи мантии, соответствуют тугоплавким остаткам после отделения базальтовых магм.

Многочисленные исследования, проведенные японскими учеными, основанные на регистрации поверхностных и объемных волн от землетрясений и больших взрывов, позволили выделить в верхней мантии под Японским морем мощный слой (свыше 100 км) с пониженными скоростями как по продольным, так и поперечным волнам [10, 14, 17, 19]. Было установлено, что верхняя мантия между материком и островной дугой характеризуется по сравнению с океанической областью на 0,3—0,4 км/с более низкими значениями скоростей распространения сейсмических волн и более сильным поглощением их энергии. Изменение скоростей в верхней мантии при переходе от Японского моря к котловине Тихого океана происходит не постепенно, а резко. Границей между этими структурами является зона Беньофа шириной 100—150 км, к которой приурочены очаги большинства землетрясений.

Строение верхней мантии в северо-западной котловине Тихого океана, изученное методом взрывной сейсмологии по записям объемных

волн, зарегистрированных при помощи донных сейсмографов [12], характеризуется высокими значениями скоростей сейсмических волн. Слой пониженных скоростей (волновод), расположенный на глубине примерно 100 км, мощностью 30—40 км, имеет значения 8,4—8,6 км/с, в то время как под Японским морем на том же уровне они уменьшаются до 7,7 км/с. Высокие значения скоростей в волноводе верхней мантии северо-западной котловины Тихого океана с незначительной мощностью говорят о возможном резком изменении физических свойств мантии. Не исключено, что пластичная астеносфера, такая же как под Японским морем, здесь отсутствует.

Распространение мощной астеносферы под Японским морем подтверждается геотермическими и гравиметрическими наблюдениями. Расчет глубинных температур по геотраверсу был проведен Я. Б. Смирновым по общепринятой методике для многослойной среды по уравнению Пуассона при условии стационарного поля. Расчет проводился до температуры 1200°, поскольку при более высокой температуре возможно резкое изменение механизма теплопередачи, обусловленное фракционным плавлением вещества верхней мантии.

Глубина залегания изотермы 1200° под Сихотэ-Алинем определена в 100 км, а величина давления, по-видимому, превышает 30 кбар. Под Японским морем и западной частью о. Хонсю (регион «зеленых туфов») эта изотерма резко поднимается до глубины примерно 40 км, где давление составляет 11—17 кбар, в пределах Тихого океана снова погружается до глубины 100—120 км, соответственно возрастает давление до 30 кбар.

По-видимому, зона фракционного плавления наиболее полно выражена под Японским морем, где высоким температурам соответствуют низкие давления. Можно считать, что зона частичного плавления подтверждается магнитотеллурическими исследованиями как область повышенной проводимости [3, 4]. Это коррелируется и с магматическими проявлениями. Последние 25 млн. лет магматическая активность проявлялась лишь в пределах наивысшего подъема изотермы 1200°, т. е. в Японском море и в западной части о. Хонсю. В Тихом океане (Северо-Западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых базальтов) происходила в основном свыше 100 млн. лет назад в юрско-меловое время. Примерно в то же время в Приморье широко проявился магматизм, главным образом кислый, а в палеогене здесь сформировались разнообразные дайковые серии и субвулканические тела от кислых и щелочных до основных.

При построении плотностной модели по геотраверсу П. А. Строевым и А. Г. Гайнановым

был вычислен гравитационный эффект земной коры. Исключение гравитационного влияния земной коры из наблюдаемой аномалии Буге позволило выделить аномалии, обусловленные плотностными неоднородностями верхней мантии. Удовлетворительное согласование наблюдаемой аномалии силы тяжести с рассчитанной получается при предположении меньшей мощности и плотности литосферы и большей мощности астеносферного слоя под Японским морем, что находит подтверждение в сейсмологических данных. Полученные результаты подтверждают выводы М. Е. Артемьева и Дж. Бодина [2], что под океаническими котловинами остаточные аномалии близки к нулю, они положительны в районах глубоководных желобов и отрицательны под котловинами окраинных морей.

На разрезе фокальной зоны, построенном, по Т. Иосии [23], показаны гипоцентры землетрясений, зарегистрированных с 1964 по 1973 г. Они фиксируют сейсмически активный слой, направленный под углом около 50° до глубины 400 км. Характерные особенности проявления сейсмичности следующие:

— основное количество очагов и основная доля энергии приходится на первые десятки километров (до 50—70 км);

— наличие фронта асейсмичности в блоке верхней мантии, расположенном к северо-западу от осевой части фокальной зоны, что, по-видимому, свидетельствует о различии физико-механических свойств среды, порождающей землетрясения в блоках мантии над и под фокальной зоной;

— различие механизма очагов и поля напряжений в области тектонических (коровых) землетрясений (преимущественно напряжение сжатия), в кровле и подошве фокальной зоны и на ее различных участках;

— наличие двойной фокальной зоны с ориентированными вдоль них напряжениями сжатия и растяжения.

Таким образом, интерпретация геологических, сейсмических, гравиметрических, магнитотеллурических, петрографических, геотермических данных свидетельствует о распространении в верхней мантии Японского моря мощного астеносферного слоя (линзы). В верхней мантии прилегающих регионов Приморья и Тихого океана слой с пониженными скоростями сейсмических волн слабо выражены. В Северо-Западной котловине Тихого океана, где мощность литосферы составляет 100 км, мантия уплотнена, в связи с чем астеносферные слои отсутствуют, а прослеживается слой с несколько пониженными значениями скоростей сейсмических волн (8,4 км/с); которые, однако, значительно более высокие, чем в переходной зоне на том же уровне. Котловина характери-

зуется низкими значениями теплового потока, а магматическая деятельность проявлялась в основном лишь в мезозойское время. Переходная зона отличается повышенным по сравнению с прилегающими регионами тепловым потоком, в соответствии с этим здесь в кайнозойское время проявились магматические процессы.

Такова современная картина глубинного строения региона геотраверса, которое следует учитывать при изучении проблемы развития зем-

ной коры. Процессы, протекающие в верхней мантии, связанные с образованием астеносферной линзы, вероятно, оказывают определяющее воздействие на формирование структур переходной зоны.

Авторы считают своим долгом выразить искреннюю благодарность сотрудникам Института по изучению землетрясений и Геологического института Токийского университета докторам С. Асано, Т. Иосии и Е. Такахаси за предоставленные научные материалы и обсуждение работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аргентова В. В., Гнибиденко Г. С. и др.* Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ): М.: Наука, 1976.
2. *Аргемьев М. Н., Бодин Дж.* Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 2.
3. *Борец В. В., Мардерфельд Б. Е., Чернявский Г. А.* К результатам магнитотеллурических зондирований на Дальнем Востоке.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 4.
4. *Ваньян Л. Л., Борец В. В. и др.* Изучение глубинной электропроводности в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток, 1978.
5. *Васильковский Н. П.* Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
6. *Гайманов А. Г., Павлов Ю. А. и др.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
7. Гравиметрические карты Японского моря в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической. М-б 1:2 000 000/Под ред. П. А. Строева.— ГУГК, 1979.
8. *Ковылин В. М.* Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979.
9. *Родников А. Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.
10. *Рябой В. З.* Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным.— М.: Недра, 1979.
11. *Asada T., Asano S.* Explosion Seismology.— In: The crust and upper mantle of the Japanese area.— Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 1972.
12. *Asada T., Shimamura N.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific: Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment.— Amer. Geophys. Un., Geophys. Monogr. Washington, 1976, N 19.
13. *Atamaki S., Nozawa T.* A reference book of chemical data for Japanese granites. Geodynamics Project of Japan.— Geol. Surv. Japan, 1978.
14. The crust and upper mantle of the Japanese area, Pt. I, Geophysics.— Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1972.
15. The crust and upper mantle of the Japanese area, Pt. II, Geology and Geochemistry.— Geol. Surv. Japan, Kawasaki, 1973.
16. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U. S. Government Printing Office, 1973, 1975, 1980.
17. *Kanamori H.* Mantle beneath the Japanese arc.— Phys. Earth Planet. Inter., 1970, N 3.
18. *Kitamura N., Onuki Y.* Geological and Crustal sections of the A-Zone, northeast Japan.— In: The crust and upper mantle of the Japanese area, Pt. II, Geology and Geochemistry.— Geol. Surv. Japan, Kawasaki, 1973.
19. *Maki T.* P-wave velocity structure in the upper mantle beneath the Japanese islands.— J. Seism. Soc. Japan, 1976, v. 29, N 3.
20. *Minato M., Hunahashi M., Watanabe J., Kato M.* Basement complexes and the Japanese Variscan (Abean) orogeny in northern main island (Honshu).— Nat. Sci. Japan, 1978, v. 3.
21. *Takahashi E.* Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arcs.— Bull. Volcanol. IAVCEI, ser. vol. Proc. Intern. Geodyn. Conf. Magma Genesis. Tokyo, 1978.
22. *Tomoda Y.* Maps of free air and Bouguer gravity anomalies in and around Japan.— Univ. Tokyo Press, 1973.
23. *Yoshii T.* A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath Northeastern Honshu, Japan.— Tectonophysics, 1979.

ИФЗ АН СССР

Москва

Междуведомственный геофизический комитет

АН СССР

Москва

Хоккайдский университет

Саппоро

Поступила в редакцию
8 декабря 1981 г.

УДК 550.361 : 550.36.004.14

*И. К. Туезов, О. В. Веселов, В. Д. Епанешников,
Е. Н. Липина*

ГЕОТЕРМИКА ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

В статье рассматриваются особенности поля тепловых потоков (ТП) Земли в западной части Тихого океана. В этом регионе три области с различными значениями ТП — Берингоморско-Новозеландская повышенных значений (от 10 до 1200 мВт/м²) и две области пониженных значений: Тихоокеанская и Азиатская (от 40 до 90 мВт/м²). Расчеты показывают, что максимумы ТП Берингоморско-Новозеландской области

вызываются зонами частичного плавления, располагающимися на глубинах 15—30 км. Высокая тектоническая подвижность Западно-Тихоокеанской активной окраины, с которой в общих чертах совпадают контуры Берингоморско-Новозеландской области, по-видимому, имеет тесную причинную связь с ее повышенным ТП и неглубоким залеганием зон фракционного плавления вещества земной коры и верхней мантии.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РЕГИОНА

Регион, в пределах которого рассматриваются особенности геотермического режима Земли, включает в себя: 1) западную часть Тихого океана (по 150° западной долготы включительно); 2) окраинные моря, островные дуги (в том числе Индонезийский архипелаг), глубоководные желоба; 3) восточную часть Азии и Австралию (рис. 1). Область развития окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов в литературе нередко именуется зоной перехода от материков Азии и Австралии к Тихому океану. Ее граница с океаном проводится вдоль океанических склонов глубоководных желобов, граница с материками — условно вдоль береговой черты (в Индонезийском архипелаге — по Яванскому желобу). В том случае, когда нужно будет подчеркнуть геологический смысл, вместо термина «зона перехода» будет применяться термин «Западно-Тихоокеанская активная окраина», вместо термина «Тихий океан» — «ложе Тихого океана».

Наиболее заметными геоморфологическими элементами западной части Тихого океана являются Северо-Западная, Северо-Восточная, Центральная, Меланезийская, Южная и другие котловины. Дно их, как правило, плоское, с преобладающими глубинами 5—6 км [13]. В Северо-Западной и Северо-Восточной котловинах широко развиты впадины, глубины которых превышают 6 км. Дно котловин осложнено большим числом вулканических построек. Внутри котловин выделяются такие не-

вулканические структуры, как окраинные валы (Зенкевича, Японский и др.), подводные возвышенности (Шатского, Магеллана, Манихики и др.). Котловины разделены вулканическими хребтами: Императорским, Гавайским, Лайн, Маркус-Неккер, Каролинским, Маршалла и др.

Мощность земной коры на западе Тихого океана составляет 5—20 км, достигая максимальных значений под возвышенностями и вулканическими хребтами. В северо-западной части океана распространены его наиболее древние породы датируемые мелом — верхней юрой. Аномалии силы тяжести в редукциях Буге составляют 300—400 мгл, Фая — (—30) — (+40) мгл, [2]. Аномалии магнитного поля характеризуются полосовой структурой.

В Восточной части Азии и в Австралии мощность земной коры достигает 30—40 км. Здесь развиты докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские складчатые и платформенные комплексы. Значения аномалий силы тяжести в свободном воздухе колеблются в пределах первых десятков миллигал, в редукции Буге — характеризуются в основном отрицательными значениями. Аномалии магнитного поля различны по знаку, интенсивности и форме; наряду с мозаичными аномалиями широко распространены линейные.

В состав зоны перехода от материков Азии и Австралии к Тихому океану входят глубоководные желоба, островные дуги, окраинные моря [36, 11, 12]. В окраинных морях наиболее характерными структурами являются глубоководные котловины, осложненные

подводными хребтами и подводными возвышенностями. В зоне сочетаются «континентальные» и «океанические» особенности строения при явном преобладании первых. К континентальным особенностям относятся: широкий возрастной диапазон пород, датируемый археем — квартером; «континентальный» набор тектонических структур: складчатые зоны, платформы, срединные массивы; преимущественно мозаичный характер гравитационных и магнитных аномалий и др. К числу наиболее ярких «океанических» черт относится наличие глубоководных котловин с тонкой «безграничной» земной корой.

Имеется ряд особенностей строения и динамики, характерных только для этой зоны. К ним относятся: высокая тектоническая подвижность, определяемая активными вулканическими и сейсмическими процессами, а также высокими темпами современных движений земной коры; широкое развитие линейно-вытянутых структур типа упоминаемых выше островных дуг и глубоководных желобов, нескомпенсированных прогибов; резкие колебания мощности земной коры от 8—12 до 30—40 км.

Наиболее значительными неоднородностями верхней мантии Западно-Тихоокеанской активной окраины являются сейсмофокальные зоны. Помимо сейсмофокальных зон, в верхней мантии этого, а также соседних регионов выделяются разноскоростные и разноплотностные блоки, токопроводящие слои. В восточной части Азии разноскоростные зоны, по данным Г. Н. Бугаевского [1], прослеживаются до глубины 2900 км.

2. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА

В рассматриваемом регионе по состоянию на 1980 г. выполнено около 2000 определений теплового потока (ТП).

Методика полевых наблюдений и аппаратура подробно описаны в литературе [5], поэтому останавливаться на этом вопросе не будем. Упомянем лишь, что определение ТП проводилось раздельным способом: геотемпературный градиент измерялся в полевых условиях, теплопроводность пород — в лабораторных. На суше градиент определялся в скважинах, в море — в верхней части рыхлых осадков.

Для составления карты (см. рис. 1) использовались в основном опубликованные данные. Значениям ТП через каждые 25 мВт/м² приданы определенные условные знаки. В связи с этим каждая станция на карте имеет, кроме численного значения, свой условный знак. Имеются станции с очень высокими значениями ТП (до 1200 мВт/м²). Однако, учитывая их относительно небольшое число, они включены в знак

≥ 251 мВт/м². Для того, чтобы подчеркнуть главные особенности в распределении ТП, помимо только что описанной карты, составлена схема равных значений ТП. Сечение изолиний на ней, так же как интервал между значениями ТП на рис. 1, принято равным 25 мВт/м². Максимальные значения ТП, как указывалось, составляют 1200 мВт/м². Но в связи с мелким масштабом схемы наибольшее значение изолиний установлено равным 175 мВт/м². При этом принимались во внимание также следующие обстоятельства: а) станции со значениями ТП более 200 мВт/м² встречаются сравнительно редко, б) они не отражают региональных особенностей распределения ТП, а связаны с локальными геологическими эффектами, например с вулканической деятельностью, и при региональных исследованиях могут не учитываться.

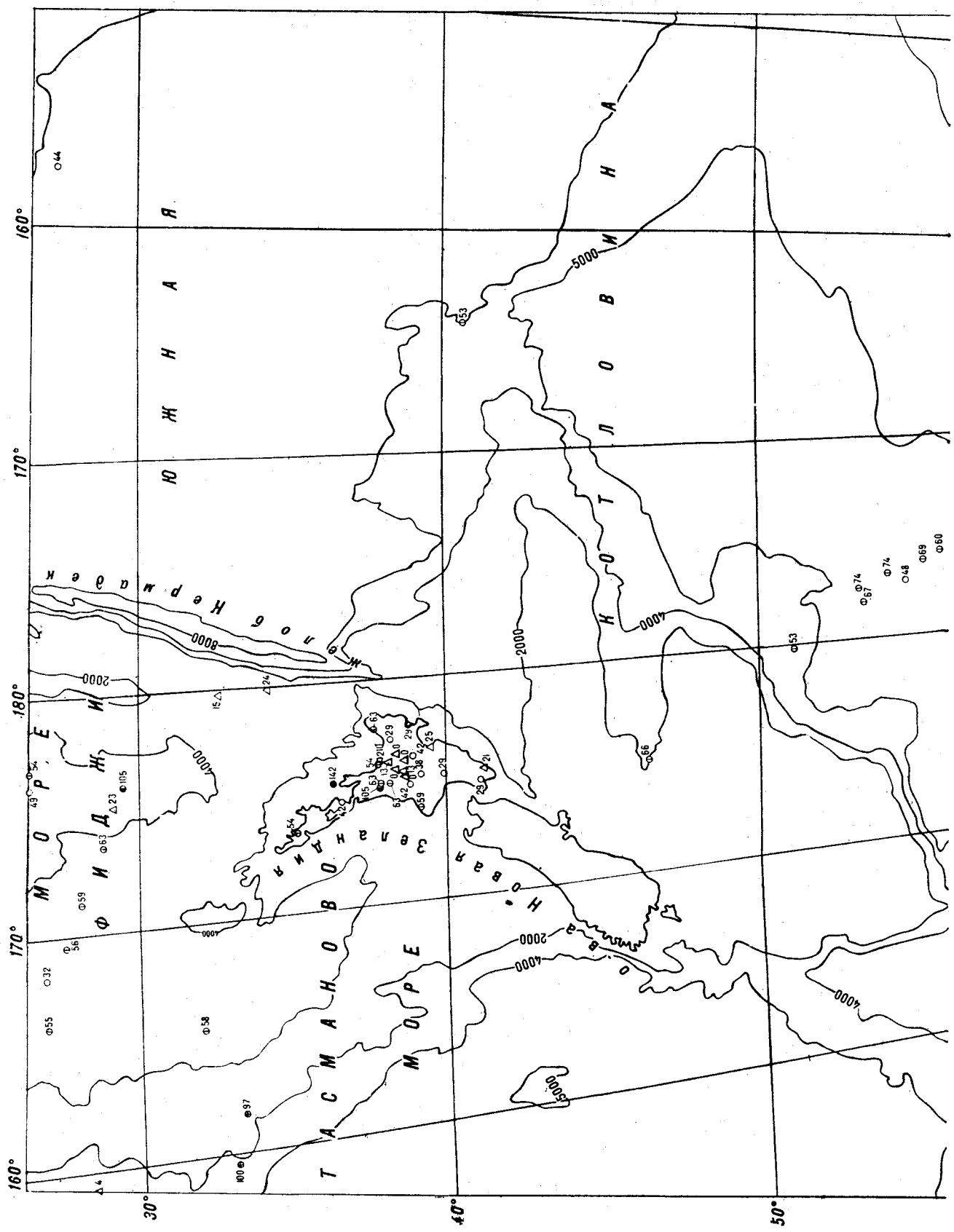
Значения ТП на соседних станциях, удаленных друг от друга лишь на несколько километров, нередко различаются на 100% и более. Как было неоднократно показано в литературе [1, 8, 9], эти явления связаны в основном с искажающими эффектами. При проведении изолиний в таких случаях учитывалось среднестатистическое значение ТП.

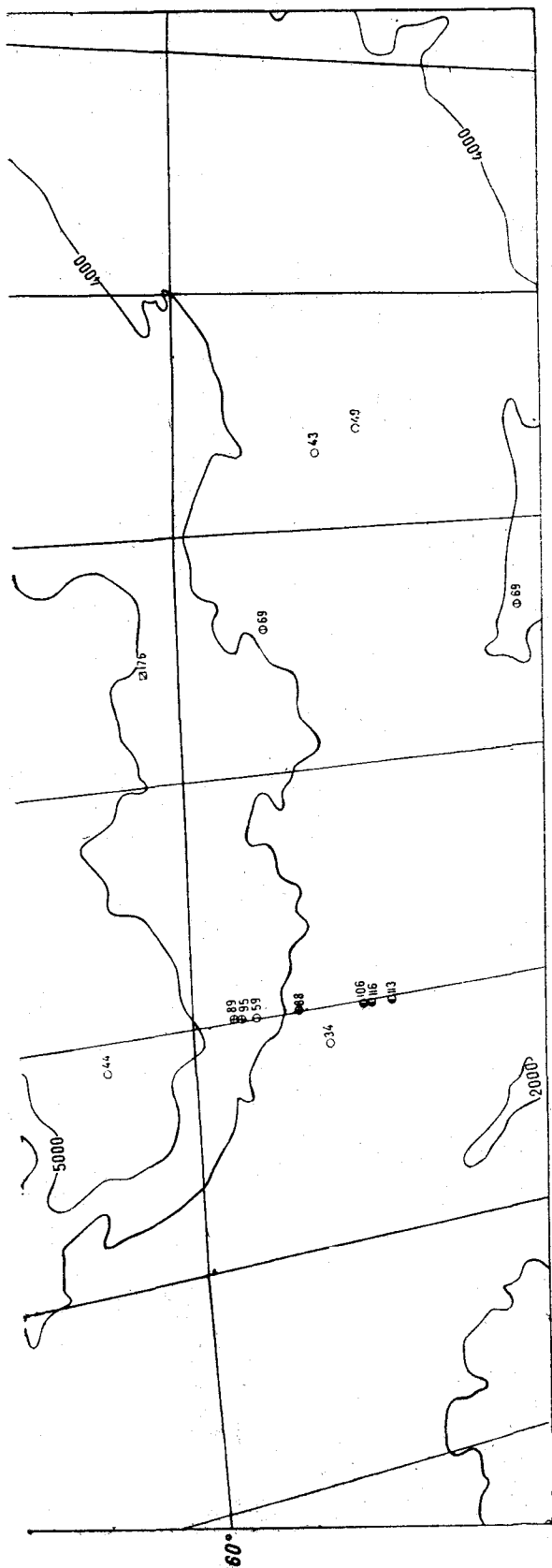
Плотность наблюдений в регионе крайне неравномерна. Она различается в 300 раз и более (см. рис. 1). Наибольшая плотность наблюдений достигнута в Японском море, в южной и центральной частях Охотского моря, на севере Филиппинского моря, в прикамчатской части Тихого океана, Северо-Фиджийской котловине, где плотность наблюдений составляет один пункт на 900—1000 км.² Значительно меньшая плотность наблюдений имеет место в западной части Тихого океана, в Беринговом море, на юге Филиппинского моря, в Австралии и в Индонезийском архипелаге. Здесь один пункт приходится на 300000—350000 км.²

Однако несмотря на резкие различия в плотности наблюдений и в ряде случаев явную ее недостаточность, имеющиеся данные позволяют составить достаточно полное представление об особенностях распределения теплового потока по акваториям региона.

По особенностям распределения ТП в пределах изученного региона выделяются три области (рис. 2): Берингоморско-Новозеландская область повышенных его значений, располагающаяся в центральной части региона, и две области пониженных величин: Тихоокеанская на востоке и Азиатская на западе. За границу между этими областями принята изолиния «50 мВт/м²».

Область повышенных значений протягивается от Берингова моря на севере до Антарктиды на юге, совпадая в основном с контурами зоны перехода от материков к океану. Восточная





граница этой области на участке от Алеутских островов до о-вов Фиджи прослеживается преимущественно вдоль островных склонов глубоководных желобов, иногда достаточно далеко, например, на Камчатке, о. Хоккайдо, в районе Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг, вдаваясь в зону перехода. Исключением является акватория между Марианским и Западно-Меланезийским желобами, где восточная граница рассматриваемой зоны проходит по восточному борту вала Эауририк, т. е. внутри Тихого океана.

Аналогичная картина отмечается к северу от Северо-Фиджийской котловины. Здесь изолиния «50 мВт/м²» далеко вдаётся в Меланезийскую и Центральную котловины Тихого океана. Правда, значение ТП здесь, как правило, не превышает 60 мВт/м². На участке между Северо-Фиджийской котловиной и Новой Зеландией в Австрало-Тихоокеанскую зону перехода вклинивается Тихоокеанская пониженная аномалия.

Западная граница Беринговоморско-Новозеландской аномалии на сихотэалинском отрезке совпадает с побережьем Татарского пролива и Японского моря, южнее пересекает п-ов Корея и Восточно-Китайское море, далее проходит вдоль восточной границы Южно-Китайского моря, еще южнее — почти по меридиану пересекает Индонезийский архипелаг и Западную Австралию. Однако в районе Южно-Китайского моря и Индонезийского архипелага из-за недостатка данных граница проведена очень неуверенно и требует уточнения. Ширина Беринговоморско-Новозеландской области повышенных значений на севере составляет 400—1000 км. На юге она резко увеличивается, достигая на широте Австралия — о. Фиджи 4000 км.

Значения ТП в области резко варьируют. Его экстремальные значения изменяются от 10 до 1200 мВт/м², средние — от 20 до 200 мВт/м².

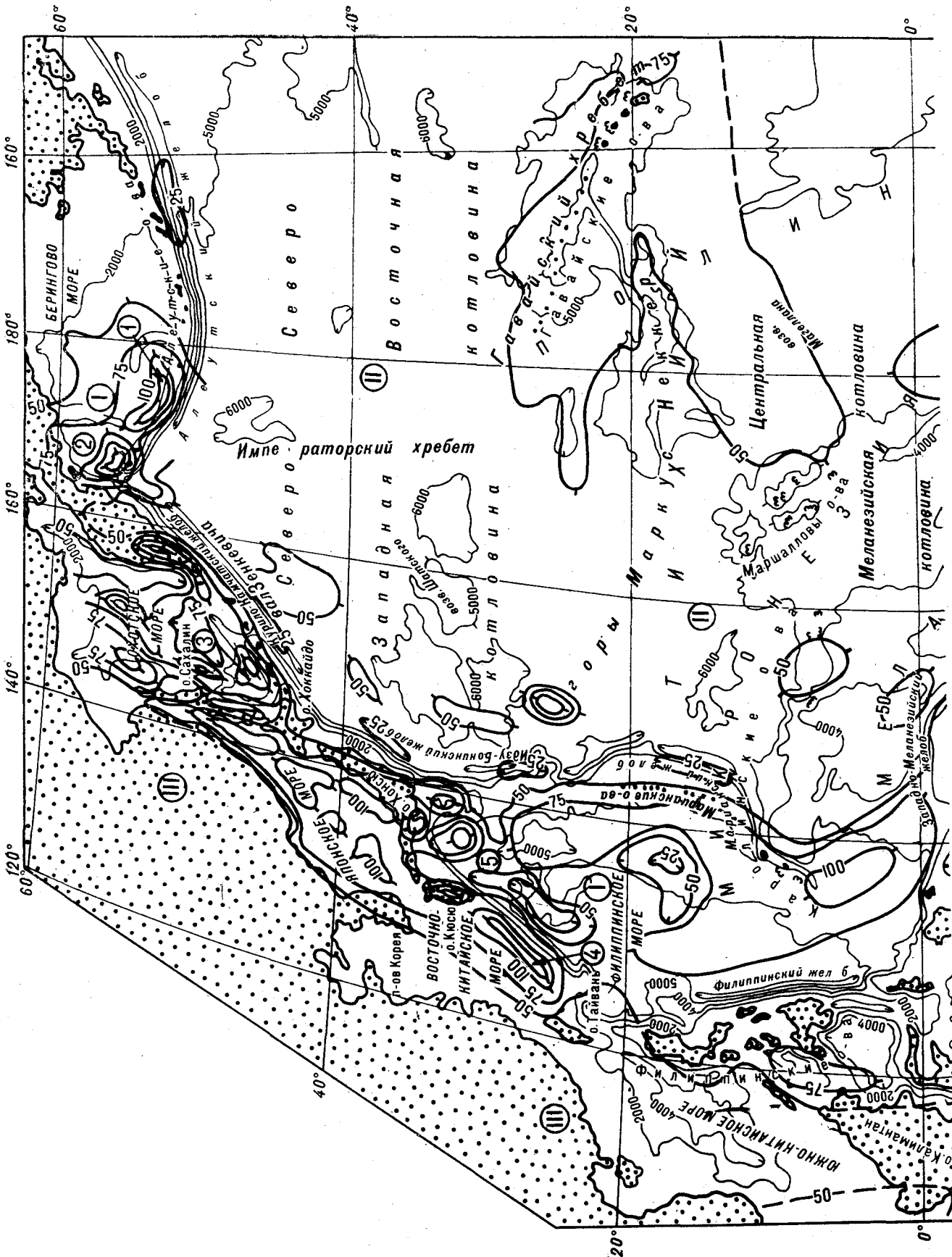
Структура поля ТП в северной части Беринговоморско-Новозеландской области является очень пестрой. Здесь широко развиты максимумы, значения ТП в пределах которых достигают 100—150 мВт/м² и более. Максимумы имеют, как правило, вытянутую форму, с ориентировкой длинной оси преимущественно вдоль простираения зоны. Их размеры колеблются от 700—800 × 100—200 до 150—200 × 150 км.

На Камчатке, в прикамчатской части Охотского моря, на Сахалине, в северной части Филиппинского моря прослеживается ряд минимумов ТП, которые по своим размерам значи-

Рис. 1. Схема изученности теплового потока.

Значения теплового потока (мВт/м²): 1 — биполярные значения, 2 — 0—25, 3 — 26—50, 4 — 51—75, 5 — 76—100, 6 — 101—125, 7 — 126—150, 8 — 151—175, 9 — 176—200, 10 — 201—225, 11 — 226—250, 12 — более 251.

Начало схемы и условные обозначения см. на вклдке.



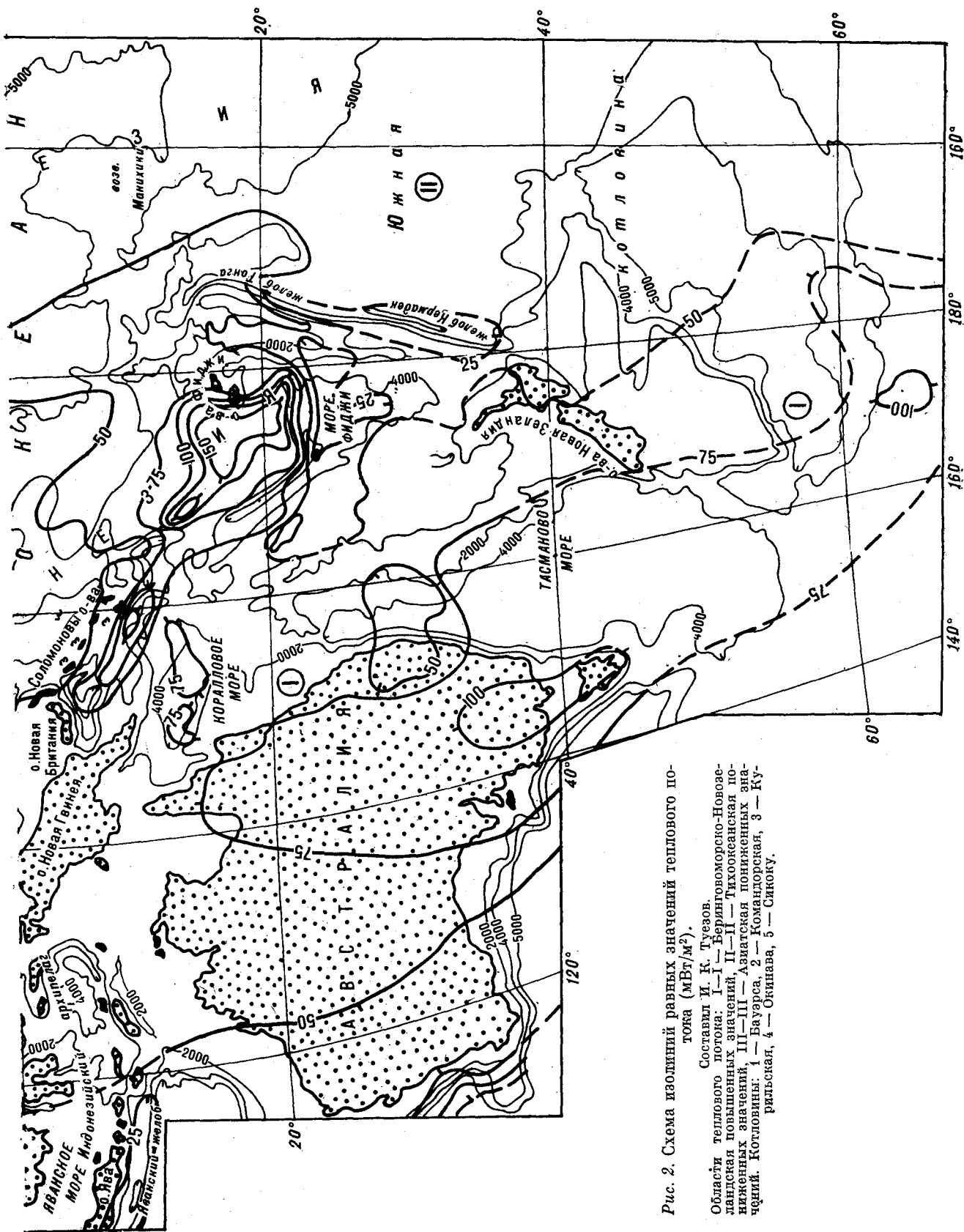


Рис. 2. Схема изолиний равных значений теплового потока ($\text{МВт}/\text{м}^2$).

Составил И. К. Туезов.
 Области теплового потока: I — Берингово-Ново-
 ландская повышенных значений, II — Тихоокеанская по-
 низженных значений, III — Азиатская пониженных зна-
 чений. Котловины: 1 — Бауэрса, 2 — Командорская, 3 — Ку-
 рильская, 4 — Окинава, 5 — Сикоку.

тельно превышают максимумы. Значения теплового потока в их пределах уменьшаются до 10—20 мВт/м² и менее.

Рисунок поля ТП южной половины Берингово-морско-Новозеландской области, очевидно из-за значительно меньшей плотности наблюдений, выглядит значительно более спокойным, чем северной. Здесь оконтурены огромные аномалии типа Филиппино-Каролинской, Новобритано-Фиджийской, Восточно-Австралийской, размеры которых достигают 3000 × 1000 км при значениях ТП до 100—200 мВт/м².

К окраинным морям и их глубоководным котловинам приурочены, как правило, максимумы ТП. Такие максимумы ТП свойственны Охотскому, Японскому, Восточно- и Южно-Китайскому, Сулу морям, северной и юго-западной частям Филиппинского моря, а также глубоководным котловинам Бауэрса и Командорской Берингова моря, Курильской Охотского моря, Япономорской, Окинава Восточно-Китайского моря, Сикоку, Филиппинского моря, Западно-Каролинской, Соломонова и Кораллового морей, Северо-Фиджийской. Значения ТП в окраинных морях колеблются в среднем от 80 до 100 мВт/м², в глубоководных котловинах от 90 до 110 мВт/м², в два-три раза превышая его среднеземную величину. На фоне повышенных значений ТП в окраинных морях выделяются отдельные максимумы и минимумы. Особенно широко такие аномалии развиты в Охотском, Японском, Филиппинском морях. Размеры максимумов ТП в глубоководных котловинах, как правило, меньше размеров самих котловин. Исключением являются котловины Командорская, Бауэрса в Беринговом море, Окинава в Восточно-Китайском, Соломонова моря, Северо-Фиджийская. В этих котловинах контуры максимумов ТП почти повторяют контуры самих котловин.

Из только что описанных взаимосвязей максимумов ТП с глубоководными котловинами окраинных морей имеется ряд исключений. Во-первых, максимумы ТП достаточно широко развиты и вне этих котловин: на юге п-ова Камчатка, на севере Охотского моря, к востоку от о. Сахалин, в Татарском проливе, на о. Кюсю. Обширный максимум ТП интенсивностью до 120—160 мВт/м² установлен в восточной части Австралии. Он предположительно протягивается на юг почти до Антарктиды. Во-вторых, в Филиппинской глубоководной котловине, в море Фиджи, в северной части котловины Тасманова моря выявлены отчетливые минимумы ТП со значениями последнего в Филиппинской котловине и в море Фиджи менее 25 мВт/м² и в котловине Тасманова моря — менее 50 мВт/м².

Характерной особенностью Западно-Тихоокеанской окраины является приуроченность минимумов ТП со значениями менее 25 мВт/м²

к глубоководным желобам: Алеутскому, Курило-Камчатскому, Японскому, Идзу-Бонинскому, Марианскому, Тонга-Кермадек и Яванскому желобу. В отличие от желобов минимумы ТП протягиваются непрерывно, а образуют цепочку аномалий, каждая из которых охватывает только часть того или иного желоба.

Оригинальной структурой поле ТП характеризуется над островными дугами. Оно не имеет над ними, как может быть следовало бы ожидать, форму максимумов, а образует в большинстве случаев моноклинали. Моноклинали наклонены от окраинных морей с их высокими значениями ТП в сторону океана. Такая форма ТП наблюдается над Алеутской, Курило-Камчатской, Рюкю, Соломоновой дугами. Свообразным исключением является Новогейбридская дуга, поле ТП в пределах которой, имея моноклиальный характер, наклонено не в сторону океана, а в сторону Австралии. Поле ТП в пределах Японской и Идзу-Бонинской дуг имеет сложный характер; оно осложнено здесь рядом максимумов и минимумов.

Значения ТП в островных дугах в среднем составляют 50—75 мВт/м². В Японской и Идзу-Бонинской дугах значения ТП колеблются в очень широких пределах: от 10 до 150—200 мВт/м² и более.

Тихоокеанская область пониженных значений ТП характеризуется однородным его распределением по акваториям океана. Значения ТП здесь колеблются в основном в пределах 40—50 мВт/м². Величины ТП, превышающие 50 мВт/м², характерны лишь для нескольких аномалий, одна из которых протягивается вдоль Гавайских островов, вторая занимает северную часть Центральной котловины и третья, упоминаемая выше, в виде выступа вдается в акваторию океана севернее островов Фиджи и Тонга. Небольшие по размерам и амплитуде максимумы ТП выделяются в крайней западной части океана. Значения ТП в одном из них достигают 80 мВт/м², в другом — 120 мВт/м², в остальных не превышают в среднем 60 мВт/м².

В табл. 1 приводятся средние значения ТП и время последнего периода тектоно-магматической активизации для Северо-Западной котловины Тихого океана, а также некоторых ее структур.

Для котловины в целом среднее значение ТП равно 46 мВт/м². Для остальных структур, исключая возвышенность Обручева, они колеблются от 44 до 53 мВт/м², т. е. практически находятся в пределах точности метода. Поэтому говорить о каких-либо различиях в значениях ТП между этими структурами, при современной его изученности, затруднительно.

Приведенные в табл. 1 сведения о времени последнего периода магматической активизации

Таблица 1

№ п.п.	Структура	Кондуктивный ТП, мВт/м ²			Время последнего периода магматической активизации, млн. лет
		число измерений	средняя величина ТП	стандартное отклонение	
1	Северо-Западная котловина	30	46	4	150
2	Возвышенность Шатского	15	44	8	150—140
3	Возвышенность Обручева	7	78	15	72—65
4	Вал Зенкевича (Хоккайдо)	24	51	7	110—80
5	Вал Японский	6	47	7	124—120
6	Вал Идзу-Бонинский	4	53	7	90—80
7	Вал Каролинский	17	46	8	135—130
8	Котловина Восточно-Марианская	5	44	3	160—150
9	Котловина Бейлей	6	49	3	115—110

ции указывают, очевидно, на то, что относительно низкие, субнормальные величины теплового потока в Северо-Западной котловине Тихого океана являются следствием затихания магматической деятельности в ее пределах в последние 90—150 млн. лет. И только возвышенность Обручева с ее высоким значением ТП может являться исключением.

Интересным представляется сопоставление величин ТП между островными дугами и противостоящими им краевыми валами (табл. 2).

Данные, приведенные в табл. 2, свидетельствуют о прямой связи между значениями ТП в островных дугах и в краевых океанических структурах. Это, по-видимому, указывает на тесную взаимосвязь глубинных процессов, протекающих в недрах тех и других. Вероятно, эндогенные процессы под островными дугами предшествуют таковым под краевыми океаническими валами и возвышенностями. Последние вовлекаются в те преобразования, которые зарождаются в литосфере первых.

Определений ТП в прилегающих к окраинным морям районах Азиатского континента очень мало. Они сосредоточены в основном в пределах Сихотэ-Алиня и п-ова Корея. На Сихотэ-Алине его значения составляют 40—50, на Корейском полуострове — 50—70 мВт/м².

К Азиатской области пониженных значений условно отнесена западная часть Австралии,

где значения ТП колеблются в пределах 25—50 мВт/м².

Подведем итоги изложенному.

1. В изученном регионе выделяются три области с различными особенностями теплового потока: Берингоморско-Новозеландская область повышенных значений ТП, Тихоокеанская и Азиатская пониженных его значений.

2. Берингоморско-Новозеландская область в своих границах в основном совпадает с контурами Западно-Тихоокеанской активной окраины. Исключениями являются акватории между Марианским и Западно-Меланезийским желобами, к северу от Северо-Фиджийской котловины и на отрезке между Восточно-Китайским морем и Австралией. На первых двух акваториях и в районе Австралии границы Берингоморско-Новозеландской области повышенных значений ТП выходят за границы Западно-Тихоокеанской активной окраины. Поэтому в ее состав оказываются включенными, с одной стороны, Западно-Каролинская котловина и вал Эаурипик, принадлежащие, согласно приведенному выше районированию, к ложу Тихого океана, южные части Меланезийской и Центральной котловин, также являющихся структурами Тихого океана, и, с другой — значительная часть Австралии, также располагающейся вне Западно-Тихоокеанской активной окраины.

Таблица 2

№ п.п.	Островная дуга	Значение ТП, мВт/м ²	Краевой вал, возвышенность	Значение ТП, мВт/м ²	Разница в значениях ТП, мВт/м ²
1	Идзу-Бонинская	76	Идзу-Бонинский	53	23
2	Северо-Восточная Япония	67	Японский	47	20
3	Курильская	81	Вал Зенкевича	56	25
4	Командорская	115	Обручева	78	38

Значения ТП в области резко изменяются от 10 до 1200 мВт/м², но их подавляющее число находится в пределах 20—200 мВт/м² и составляет в среднем около 80 мВт/м², значительно превышая среднееземное значение ТП. Прослеживается ряд максимумов и минимумов ТП. Первые из них в основном тяготеют к глубоководным котловинам окраинных морей, хотя нередко выделяются и вне их.

3. Поле ТП в Тихом океане очень спокойное. Его значения колеблются в основном в пределах 40—50 мВт/м², т. е. они близки к среднееземной его величине. Для Северо-Западной котловины Тихого океана это объясняется тем, что ее тектоно-магматическая активность в последние 140—100 млн. лет была очень слабой.

Низкие значения ТП характерны также для восточной части Азии. Это, вероятно, тоже связано с ее низкой магматической активностью в последние геологические эпохи.

3. РАСЧЕТЫ ТЕМПЕРАТУР В КОРЕ И МАНТИИ

Для изучения геологической природы аномалий ТП по некоторым направлениям вкост зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану было рассчитано распределение температур в коре и верхней мантии. Отличие примененной методики вычислений от методики предыдущих расчетов [10] заключается в том, что ранее по измеренному на поверхности тепловому потоку определялись температуры сверху в глубь Земли с шагом в несколько километров (решалась задача Коши). В методе описываемого расчета двумерного уравнения теплопроводности предполагается, что известны некоторые геотермические условия на границах конкретного разреза, представленного четырехугольником. На верхней границе (дневная поверхность — дно моря) температура равна нулю, на глубине 400 км, по данным МТЗ, она составляет 1630°С, через боковые грани ТП равен нулю.

Расчеты повторялись до совпадения рассчитанного теплового потока с наблюдаемым.

Варьировались форма, размеры интрузий, теплопроводность, тепловыделение так, чтобы добиться согласия наблюдаемого теплового потока (н. ТП) и расчетного (р. ТП).

Температуры частичного плавления внутри интрузий и на ее границах, соответствующие тем или иным глубинам, задавались автоматически. Численно методом установления решалось двумерное стационарное уравнение теплопроводности с переменными коэффициентами и конвективным членом.

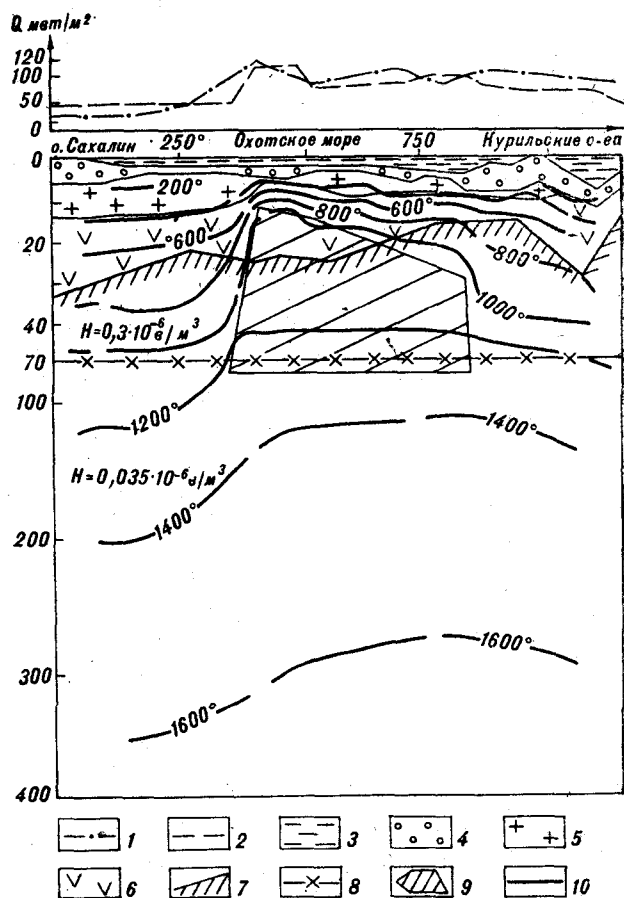


Рис. 3. Геотемпературный разрез по профилю X вкост Охотского моря.

Составил В. Д. Епанешников.
1 — наблюдаемая кривая ТП, 2 — расчетная кривая ТП. Слои: 3 — водный, 4 — осадочный, 5 — гранитный, 6 — базальтовый, 7 — поверхность М, 8 — условная граница, разделяющая слои верхней мантии с различным тепловыделением, 9 — зона частичного плавления, 10 — линии равных температур, H — тепловыделение.

Для аппроксимации уравнения на неравномерной сетке была использована продольно-поперечная разностная схема [7]. Программа, реализующая вычислительный алгоритм, позволила задавать зоны частичного плавления пород с учетом изменения температуры плавления с глубиной.

С помощью данной программы были рассчитаны тепловые поля конкретных разрезов (рис. 3, 4). Зависимость температуры частичного плавления пород от глубины залегания взята по Г. С. Йодеру и К. Э. Тилли [4]. На разрезах, использованных для расчетов температур, выделены слои: осадочный, гранитный, базальтовый, верхнемантийный I (от подошвы земной коры до глубины 70 км), верхнемантийный II (в интервале глубин 70—400 км). Коэффициенты теплопроводности и удельной плотности тепловыделения пород каждого из слоев даны в табл. 3.

№ п.п.	Слой	Коэффициент теплопроводности (K) в Вт/м.град.	Тепловыделение (H) 10^{-6} Вт/м ³
1	Осадочный	1,6	1,20
2	Гранитный	1,5	1,00
3	Базальтовый	1,4	0,40
4	Верхнемантийный I (от подошвы земной коры до глубины 70 км)	3,0	0,25 (XVI) 0,30 (X)
5	Верхнемантийный II (в интервале глубин 70—400 км)	5,0	0,025 (XVI) 0,035 (X)

Примечание. В скобках — номера профилей (см. рис. 3, 4).

на тепловой поток и распределение температур.

Из проделанных расчетов можно сделать следующие выводы.

1. Изменение коэффициентов теплопроводности и тепловыделения в земной коре существенно не изменяет средний уровень теплового потока, внося в него лишь мелкомасштабные аномалии.

2. При выбранных граничных условиях для совмещения р. ТП с наблюдаемым необходимо тепловыделение в мантии увеличить почти на порядок по сравнению с литературными данными. В противном случае р. ТП оказывается значительно ниже н. ТП.

3. Для получения широких максимумов теплового потока следует вводить зоны частичного плавления пород, нередко сложной формы.

4. Глубина залегания верхней границы зоны частичного плавления пород изменяется от 15 до 30 км, нижней ориентировочно оценивается в 70 км.

5. В рамках стационарной модели конвективных течения оказывают заметное влияние на вид геотерм и тепловой поток при скоростях течения 0,5 см/год и больше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Берингоморско-Новозеландская область повышенных значений ТП в общих чертах совпадает с контурами Западно-Тихоокеанской активной окраины. Западно-Тихоокеанская активная окраина характеризуется, как отмечалось, высокой современной тектонической активностью. Помимо активных вулканических и сейсмических процессов, больших темпов современных движений земной коры, нарушений изостазии, наличия разноплотностных и разноскоростных блоков в коре и мантии, одним из внешних проявлений высокой тектонической активности является повышенный уровень теплового по-

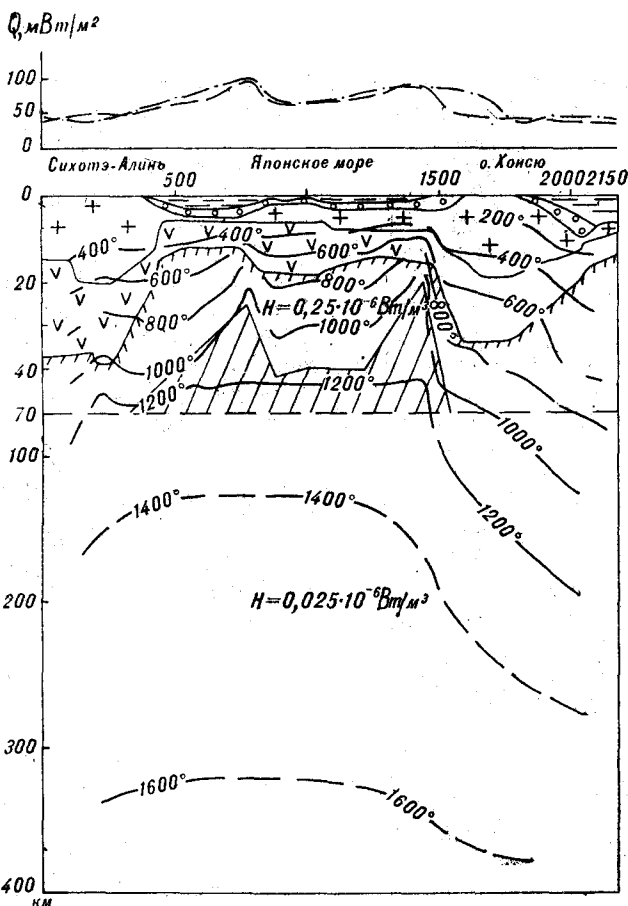


Рис. 4. Геотемпературный разрез по профилю XVI вкост Японского моря.

Составил В. Д. Епанешников.
Усл. обозначения см. на рис. 3.

Вычисления показали, что даже значительные изменения коэффициентов теплопроводности и тепловыделения в приповерхностных слоях приводят лишь к появлению локальных неоднородностей р. ТП и не в состоянии объяснить существование протяженных по латерали нерегулярностей н. ТП. Средний уровень теплового потока для каждого разреза подбирался варьированием тепловыделения в мантии. Для учета широкомасштабных неоднородностей ТП вводились зоны частичного плавления пород.

Попытки применить в рамках стационарной модели для объяснения наблюдаемых неоднородностей ТП протяженных конвективных течений показали следующее. На вид изотерм и на тепловой поток конвективных течения начинают воздействовать при скоростях 0,5 см/год и больше, однако при таких скоростях при разумном числе итераций установившийся тепловой режим в общем случае получить не удалось. Для этого потребовалось уменьшить скорости конвективных течений до 0,1 см/год и меньше, что не оказывает заметного влияния

тока, который в два—четыре раза и более превосходит здесь его среднеземное значение.

Расчеты показывают, что источником максимумов теплового потока, по-видимому, являются магматические очаги (зоны частичного расплава), верхняя кромка которых залегает на глубинах 15—30 км. Судя по характеру теплового потока, таких магматических очагов площадью 300 000 км² в пределах Западно-Тихоокеанской активной окраины много. Поскольку большая часть этих аномалий ТП связана с глубоководными котловинами окраинных морей, можно полагать, что формирование последних находится в причинной связи с предполагаемым наличием в недрах зон аномального разогрева.

Представляется вероятным допустить, что аномальный разогрев недр Западно-Тихоокеанской активной окраины предшествовал позднекайнозойско-четвертичной тектонической активизации этой окраины и сопровождал ее. Тот факт, что Берингоморско-Новозеландская область повышенных значений ТП охватывает За-

падно-Каролинскую котловину, вал Эаурипик, южные части Меланезийской и Центральной котловин Тихого океана и значительную часть Австралии, возможно, свидетельствует о том, что эти районы также вовлечены в процессы тектонической активизации, которыми охвачена в настоящее время Западно-Тихоокеанская активная окраина.

Расчеты показывают, что свидетельством наличия в недрах зон частичного расплава являются аномалии теплового потока на дневной поверхности и дне моря интенсивностью более 60—70 мВт/м². Аномалии ТП такой интенсивности в Тихом океане и в восточной части Азии встречаются очень редко. Следовательно, можно полагать, что если магматические очаги в недрах Тихого океана и востока Азии в современную эпоху существуют, то они распространены лишь локально. Основная же часть литосферы Тихого океана и восточной части Азии таких очагов на глубинах до 70—80 км в основном лишена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаевский Г. Н. Сейсмологические исследования неоднородности мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1978.
2. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. Изд-во МГУ, 1980.
3. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
4. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
5. Океанология. Геофизика океана, т. I.— Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979.
6. Родников А. Г. Островные дуги Западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.
7. Самарский А. А., Николаев Е. С. Методы решения сеточных уравнений. М.: Наука, 1978.
8. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях.

- I. Тепловой поток и тектоника.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
9. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II. Карта измеренного и фонового теплового потока.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 1.
10. Соинов В. В., Соловьев В. Н. Стационарная модель температур верхней мантии Охотоморского региона. Труды СахКНИИ. Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Южно-Сахалинск, 1978.
11. Сузюмов А. Е. Строение дна морей юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1977.
12. Тузов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.
13. Удинцев Г. В. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.

ИТГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск
СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск
Хабаровский
политехнический институт
Хабаровск

Поступила в редакцию
18 декабря 1981 г.

В. Ф. Белый

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Рассмотрены особенности систематического состава флористических комплексов Северо-Востока СССР, уточнена их корреляция с общей геохронологической шкалой на основании находок морской фауны в слоях, подстилающих и перекрывающих континентальные флоросные отложения. Особое внимание обращается на специфику нахождения в разрезах тафофлор, отвечающих середине мела.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) представляет собой крупное сложно построенное, но единое в истории своего развития геологическое тело, образованное субаэральными вулканическими накоплениями орогенного класса. От подстилающих струк-

тур мезозойд ОЧВП отделен поверхностью регионального несогласия. В вулканических накоплениях (с учетом результатов работ последних лет) установлены тафофлоры буор-кемюсского, арманского, чаунского, аркагалинского и грабенкинского комплексов. На основании этого время формирования ОЧВП определяется в пределах раннего альба — первой половины сеномана, а продолжительность (в абсолютном летоисчислении) — 15 млн. лет. Обращено внимание на необходимость повышения требования к стратиграфическим и палеофитологическим исследованиям ОЧВП, так как от этого зависит надежность установления возраста и структурного положения оруденения.

ВВЕДЕНИЕ

Возвращение к проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса вызвано не только тем, что появились новые материалы по стратиграфии, ископаемой фауне и флоре, которые существенно уточняют и дополняют сложившиеся представления и схемы. Вопросы времени формирования пояса и возрастной корреляции слагающих его горных пород приобретают на современном этапе исследований особую актуальность в связи с необходимостью четкого определения возрастного положения рудопроявлений, открываемых как в вулканогенном поясе, так и в сопредельных с ним структурах.

далась и была принята на Втором междуведомственном стратиграфическом совещании в Магадане весной 1975 г. [15].

Высокая степень объективности и точности характеристики выделенных В. А. Самылиной флористических комплексов или стратофлор [17] получила полное подтверждение в результате специальных стратиграфических и палеофитологических исследований, выполненных Е. Л. Лебедевым в Ульяновском прогибе Охотско-Чукотского вулканического пояса [12]. При этом, однако, следует иметь в виду, что в деталях возрастная корреляция флористических комплексов между собой и с подразделениями общей геохронологической шкалы проводится разными авторами несколько по-разному, что обусловлено прежде всего отсутствием достаточно надежной корреляции между континентальными и морскими отложениями.

ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОНЦА РАННЕГО И НАЧАЛА ПОЗДНЕГО МЕЛА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Одним из крупнейших достижений палеофитологических исследований последнего десятилетия является разработанная В. А. Самылиной схема биостратиграфического расчленения континентальных отложений нижнего и первой половины верхнего отделов меловой системы Северо-Востока СССР [16—18], которая обсуж-

Предлагаемые в статье некоторые изменения корреляции флористических комплексов (стратофлор В. А. Самылиной) с подразделениями общей геохронологической шкалы (табл. 1) основаны прежде всего на том, что в Умкунеевской впадине, по данным К. В. Паракецова [14], континентальные отложения с буор-кемюсским комплексом флоры залегают непосредственно на слоях с *Trovaum Kaigorodzev* (Ver.) (средний апт), а на правобережье р. Гребенки и в бассейне р. Быстрой А. Д. Девятиловой и Г. Г. Филипповой [9] установлено пе-

Таблица 1

Корреляция флористических комплексов раннего и начала позднего мела Северо-Востока СССР с общей геохронологической шкалой

В. А. Самылина [18]		В. Ф. Белый	
Возраст	Стратофлоры		
Турон	Гребенкинская	Сеноман	
Сеноман	Аркагалинская		
Альб	Поздний	Арманская	Альб
	Средний	Топтанская	
	Ранний	Буор-кемюсская (омсукчанская)	
Апт	Силяпская	Апт	
Неоко	Ожогинская	Неоком	

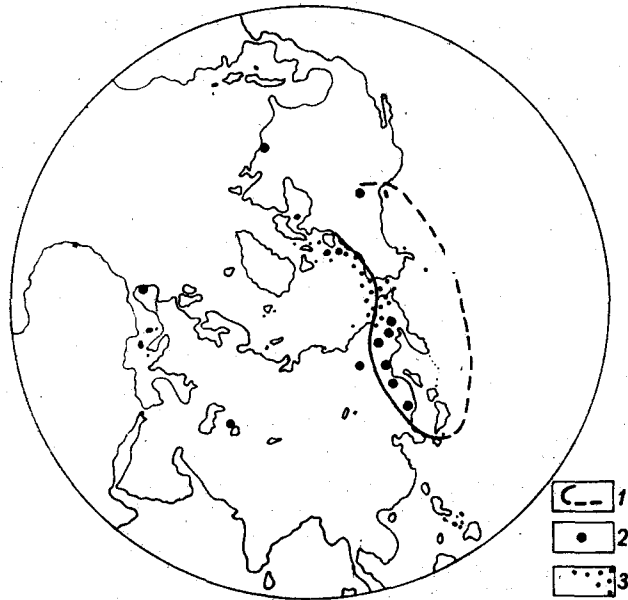


Рис. 1. Поздне меловой Северо-Тихоокеанский рефугиум и распространение листовых остатков в нижне-среднеальбских отложениях северного полушария, по [6] с некоторыми дополнениями.

1 — границы рефугиума; 2 — местонахождения листовых остатков ранне-среднеальбского (доарманского) возраста; 3 — ареал развития чукотского флористического комплекса (по местонахождениям *Ctenis*, *Heilungia*, *Aldania* совместно с *Cephalotaxopsis*, *Araucarites*, *Sequoia*, *Taiwania*).

покрытие континентальных отложений с гребенкинским комплексом флоры, морскими слоями с *Inoceramus cf. nipponicus* (Nagao et Mat.), *I. cf. tenuistriatus* Nagao et Mat., *I. cf. reduncus* Perg., *I. cf. pictus* Jeannot (верхний сеноман).

Для корреляции флористических комплексов Северо-Востока СССР, сформировавшихся на рубеже раннего и позднего мела, с общей геохронологической шкалой решающее значение имеют данные о многократном чередовании и фациальных замещениях в разрезах альбского и сеноманского ярусов Скалистых гор Канады отложений с богатыми захоронениями растительных остатков и с окаменелостями морских организмов [22, 25, 26] (табл. 2).

В. А. Вахрамеев, ознакомившись с разрезом меловых отложений провинции Альберта (Канада) в полевой экскурсии, организованной XXIV сессией МГК, отмечает: «Несмотря на огромное расстояние, отделяющее Скалистые горы от Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР, в меловой фауне и флоре этих территорий намечается большое сходство, вызванное принадлежностью их к единому умеренно-теплому климатическому поясу мелового периода и к очень близким, а для некоторых отрезков времени и одинаковым биогеографическим областям» [5, с. 152]. Систематическое присутствие в отложениях верхнего мела восточных районов СССР, Японии, Центральной и Южной Аляски и Западной Канады реликтов растительных сообществ мезофита позволило В. А. Вахрамееву выделить эту территорию в особую область северного полушария Земли под названием Северо-Тихоокеанского рефугиума [6]. Замечательно, однако, то, что территория поздне меловой Северо-Тихоокеанского рефугиума, по-видимому, являлась и областью, наиболее благоприятной для развития ранних покрытосеменных (рис. 1).

Рассмотрим кратко некоторые важнейшие особенности систематического состава и нахождения в разрезах флористических комплексов конца раннего и начала позднего мела, которые необходимо учитывать при датировке возраста вмещающих их геологических тел.

Самый молодой раннемеловой флористический комплекс Западной Канады («верхняя флора Блермор» [22] и «флора Боулдер» [25, 26], табл. 2) по соотношению с фаунистически охарактеризованными морскими слоями датируется второй половиной среднего — поздним альбом. Сменяются ли отмеченные позднеальбские флоры непосредственно сеноманским флористическим комплексом («флора Данверган») или их смена сопровождалась формированием особого переходного комплекса, не ясно, поскольку самая верхняя часть альбского и низы сеноманского ярусов состоят только из морских отложений. В составе средне-позднеальбского флористического комплекса Канады широко представлены покрытосеменные, характерные обычно для поздне меловых растительных сообществ: *Salix*, *Populites*, *Ficus*, *Trochodendroides*, *Cercidiphyllum*, *Menispermities*, *Nelumbites*, *Magnolia*, *Cinnamomoides*, *Platanus*, *Rhamnus*, *Celastrorhynchium*, *Myrtophyllum*, *Sapindopsis*, *Fontainea*, *Araliaephyllum*. В отдельных местонахождениях остатки покрытосеменных составляют до 50% списочного состава тафофлор, а в некоторых случаях встречаются

Корреляция флористических комплексов конца раннего и начала позднего мела Северо-Востока СССР и Канады

Ярусы		Северо-Восток СССР			Канада	
Сеноман	2	Inosegamus cf. nipponicus (Nagao et Mat.)		—	(Блэкстон)	Флора Даввеган *
	1	Гребенкинская флора				(Крузер)
		Аркагалинская флора				
Альб	3	Чаунская флора	Арманская флора	—	«Верхняя флора Блермор»	(Гудрич) *
			Топтанская флора			(Хаслер) *
	2	Буор-кемюсская (омсукчанская) флора				Флора Боулдер *
						(Халкрос) *
Анг	1			—	«Нижняя флора Блермор»	Флора Гейтс
	3					(Муэбар)
		2	Tropeum cf. kajgorodzevii (Ver.)			Флора Гетинг
	1				(Кутенай)	(Кадомин)

В скобках — названия свит и подсвит, подстилающих и перекрывающих флороносные горизонты и переслаивающихся с ними. Звездочкой отмечено присутствие остатков морской фауны

только покрытосеменные. Для рассматриваемого флористического комплекса Канады характерно обновление систематического состава папоротников и хвойных по сравнению с составом этих групп растений в «нижней флоре Блермор» и в ее аналогах — таофлорах из свит Гейтс и Гетинг. Но в целом среди папоротников, цикадофитов, гинкговых и хвойных продолжают преобладать формы раннемеловых растительных сообществ.

По уровню развития средне-позднеальбскому флористическому комплексу Канады соответствует арманский комплекс Северо-Востока СССР, «который представляет собой весьма своеобразное и непривычное сочетание ранне- и позднемеловых элементов» [17, с. 24]. Покрытосеменные (*Populites*, *Menispermities*, *Platanus*, *Credneria*, *Protophyllum*, *Dalbergites*, *Leguminosites*, *Celastrorphyllum*, *Acer*, *Rhamnites*, *Ziziphus*, *Aralia*, *Araliaephyllum*, *Hedera*, *Viburnum*) составляют более 30% списочного состава арманского флористического комплекса. Наиболее широким распространением в захоронениях растительных остатков пользуются папоротник *Birisa ochotica* Samul. (близкий раннемеловому *B. alata* (Pryn.) Samul.) и хвойные *Podozamites*, *Sephalotoxopsis*, *Sequoia*. Совместно с ними присутствуют различные другие виды папоротников и хвойных, чекановские и гинкговые, которые характерны для буор-кемюсского и топтанского флористических комплексов, а также известных в нижнемеловых отложениях Гренландии и Северной Америки [17, с. 24, 25].

В. А. Самылина указывает, что «обычно в

захоронениях... не смешиваются древние и молодые формы растений (т. е. элементы мезофита и кайнофита) или одни явно преобладают над другими. В разрезе такие тафоценозы, неоднократно сменяют друг друга. Эта особенность тем более поразительна, что подавляющее большинство захоронений являются аллохтонными, т. е. в них обычно попадают растения из двух или нескольких естественных растительных ассоциаций» [17, с. 25]. Из этого следует вывод, что, по-видимому, «имело место сосуществование растительных сообществ мезофитного и кайнофитного типа», которые занимали особые экологические ниши и «в зависимости от изменений физико-географической обстановки на данной территории в течение определенного отрезка времени могли поочередно замещать друг друга» [17, с. 27].

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, в бассейнах рек Армани, Олы и Ульи, распространены вулканические накопления с обильными захоронениями аркагалинской флоры, которые залегают стратиграфически выше отложений с арманской флорой. В аркагалинском комплексе по сравнению с арманским заметно сокращается относительное количество покрытосеменных (до 19% списочного состава [17]), которые к тому же встречаются в захоронениях довольно редко. Также редки папоротники, цикадофиты, гинкговые. Резко преобладающей группой растений являются преимущественно молодые роды хвойных (*Elatocladus*, *Sephalotoxopsis*, *Torreya*, *Picea*, *Pinus*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Parataxodium*, *Thuja*). Обязательным и наиболее характерным признаком арка-

галинского комплекса флоры является присутствие чекановскиевых и почти постоянные сонахождения *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer и *Queereuxia angulata* (Newb.) Krysht.

Гребёнкинский комплекс флоры установлен в разрезах континентальных отложений криво-реченской свиты на северо-западном борту Пенжинского прогиба в бассейне р. Анадырь. В последние годы он изучался Г. Г. Филипповой [9] и Е. Л. Лебедевым. В результате многолетних работ в Ульинском прогибе Охотско-Чукотского пояса Е. Л. Лебедевым [12] были впервые установлены разрезы вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ, в которых наблюдались последовательно сменяющие друг друга арманский (ариндский), аркагалинский (амкинский) и гребёнкинский (дукчандинский* и делокачанский) флористические комплексы, чем однозначно показана несостоятельность попыток пересмотра [10, 20] предложенной В. А. Самылиной схемы меловых стратофлор Северо-Востока СССР.

По систематическому составу и уровню развития покрытосеменных гребёнкинская флора аналогична «флоре Данверган» Канады. Согласно данным Г. Г. Филипповой [9], папоротники составляют ~ 21%, цикадофиты ~ 7, гинкговые ~ 7, хвойные ~ 29 и покрытосеменные ~ 36% списочного состава растительных остатков. Систематический состав покрытосеменных гребёнкинской флоры в общем такой же, как и арманской. Но среди гребёнкинских покрытосеменных резко преобладают крупнолистные формы. По составу и частоте встречаемости в обнажении родов и видов хвойных и гинкговых гребёнкинская флора весьма близка к аркагалинской, однако *Sphenobaiera* встречается весьма редко, а чекановскиевые в большинстве местонахождений уже отсутствуют. Лишь в составе дукчандинской флоры Е. Л. Лебедев отмечает редкие остатки *Phoenicopsis* (устное сообщение). Среди цикадофитов преобладают *Nilssonia* и *Pseudosucas*, обычные для поздне-меловых флор востока Азии и Канады. Родовой состав папоротников гребёнкинской флоры несколько обеднен по сравнению с арманской и при этом среди них появляются новые виды.

Гребёнкинский комплекс флоры, являющийся самым древним достоверно поздне-меловым на северо-востоке Азии, существенно отличается от тыльпыгыргынайского флористического комплекса из нижнесенонских отложений западного склона хр. Пекульней. В тыльпыгыргынайском комплексе резко преобладают покрытосеменные, а в их составе — различные виды *Trochodendroides*; характерны *Grewiopsis*, *Paliurus*, *Rulac*, *Viburnum*, *Protophyllum*, *Credneria*.

* Дукчандинский комплекс описан Е. Л. Лебедевым после публикации [12]; устное сообщение.

Хвойные представлены главным образом родами *Sequoia*, *Metasequoia*, *Cephalotaxopsis*; гинкговые и папоротники редки.

Особое место среди ископаемых флор Северо-Востока СССР принадлежит тафофлорам, объединяемым в чаунский флористический комплекс [3], которые обнаружены в вулканических накоплениях бассейнов рек Чаунской губы, верхнего течения р. Анадырь и на Чукотском полуострове. Вулканогенные толщи с чаунским комплексом флоры залегают выше осадочно-вулканогенных образований с буор-кемюсской флорой и перекрыты вулканитами с аркагалинской флорой. Свообразие чаунского флористического комплекса состоит в сочетании папоротников, свойственных позднему мезофиту (*Birisia*, *Tchaunia*, *Kolymella*, *Coniopteris dicksonioides* Samyl.), и цикадофитов (*Ctenis*, *Heilungia*) с характерными для аркагалинского комплекса хвойными (*Elatocladus*, *Araucarites*, *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, *Pityophyllum*, *Podozamites*, *Thuja*), редко покрытосеменными (*Trochodendroides* (?)) — мелкие листья, *Ziziphoides*, *Cinnammoides*, *Queereuxia angulata* (Newb.) Krysht.), а также *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera*, *Phenicopsis angustifolia* Heer. Ближайшим аналогом чаунского комплекса является II флористический комплекс из меловых отложений Колвиллского прогиба Северной Аляски [23, 24], позднеальбский возраст которого доказывается находками фауны. Любопытно, что сравнительно небольшой ареал распространения тафофлор чаунского комплекса располагается в крайней северной части Северо-Тихоокеанского рефугиума (см. рис. 1).

Не затрагивая специальные проблемы палеофитологии, такие как особенности систематического состава и условия формирования аркагалинского комплекса флоры, а также «внезапное» появление и исчезновение отдельных покрытосеменных (прежде всего *Trochodendroides* и *Queereuxia*), попытаемся сформулировать некоторые эмпирические обобщения, следующие из анализа материалов о составе, последовательности и возрасте флористических комплексов, формировавшихся в конце раннего и в начале позднего мела на Северо-Востоке СССР и в Канаде:

а) корреляция континентальных отложений верхней части нижнего и нижней части верхнего отделов меловой системы с общей геохронологической шкалой достаточно надежно проводится по распространению и исчезновению мезофитных форм папоротников, цикадофитов, чекановскиевых, а также гинкговых и хвойных. Появление остатков каменнофитных растений — покрытосеменных и хвойных — указывает лишь на относительную молодость тафофлоры, но для целей корреляции менее значимо;

б) представление об экологических нишах, вытекающее из отмеченных выше особенностей захоронения растительных остатков арманского флористического комплекса (характерных также и для гребёнкинского комплекса), требует учитывать и такой возможный случай, когда не только отдельные слои, но и крупные пространственно разобщенные толщи разновозрастных отложений будут содержать резко различные по составу таофлоры. Вероятность этого достаточно велика, если учитывать скоротечность вулканогенного осадконакопления и сложность физико-географической обстановки вулканической области. Следовательно, нахождение даже нескольких редовых форм покрытосеменных в одном слое или пакете слоев нельзя принимать за доказательство безусловной молодости вмещающих отложений, что отмечалось также и Е. Л. Лебедевым [11, с. 76]. Единственными надежными критериями в подобных случаях становятся прямые геологические наблюдения (прослеживание непосредственно на местности стратифицированных геологических тел, фациальный и структурный анализ);

в) своеобразие аркагалинского флористического комплекса позволяет довольно надежно сопоставлять с ним даже сравнительно бедные в систематическом отношении захоронения растительных остатков. Особого внимания при этом заслуживает сонахождение *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer и *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh., которое характерно не только для аркагалинского комплекса Северо-Востока СССР, но отмечается также и в сеномане Дальневосточного Приморья [1, 2, 7, 21]. Чекановские, прежде всего *Phoenicopsis*, в конце своего существования имели исключительно широкое распространение на северо-востоке Азии: в районах внутриконтинентального угленаконения (Аркагалинская впадина), в пределах вулканических полей Охотско-Чукотского пояса, на прибрежно-морских равнинах Корьянского нагорья [19]. Но нигде эти формы не встречены в отложениях, заведомо более молодых, чем сеноман.

АНАЛИЗ ДАННЫХ О ВОЗРАСТЕ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Отдавая дань палеонтологическому, в том числе и палеофитологическому методу в геологии, следует, однако, иметь в виду, что вопросы заложения и завершения развития крупных тектонических структур составляют комплексную геологическую проблему, выходящую за рамки чисто палеонтологической проблематики. При решении этих вопросов геологиче-

ские факты надо использовать и учитывать наряду с палеонтологическими (и палеофитологическими); и не только в тех случаях, когда палеонтологические данные недостаточно, но и когда палеонтологические данные явно противоречат геологическим.

Вулканические накопления Охотско-Чукотского пояса со структурным несогласием залегают на подстилающих их образованиях. В разрезах вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород Охотско-Чукотского пояса не известно таофлор древнее буор-кемюсского комплекса. Главные местонахождения растительных остатков буор-кемюсского комплекса (рис. 2) находятся на Чукотском полуострове (этелькуймская свита), на междуречье Анадыря и Бол. Анюя (саламихинская толща), в бассейне р. Пенжи (скальнинская толща), в верховье р. Май (еманринская свита, р. Ядра). Возможно, к этому же комплексу относятся растительные остатки из пятагинской серии (п-ов Пятагина).

Поскольку в хорошо изученных разрезах в бассейнах рек Пенжины, Анадыря и Б. Анюя как в вулканических накоплениях Охотско-Чукотского пояса, так и в непосредственно подстилающих их молассоидах, связанных с развитием структур основания, содержатся таофлоры, относящиеся к буор-кемюсскому комплексу, начало формирования вулканогенного

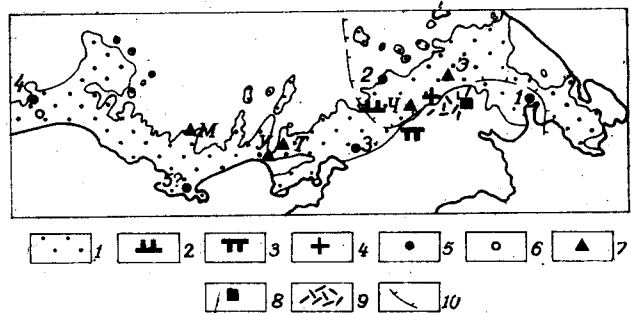


Рис. 3. Некоторые важнейшие местонахождения ископаемой флоры и фауны в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и в сопредельных с ним структурах.

1 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и разновозрастные с ним поля вулканитов; 2 — слои с *Troaesch* cf. *Kajegodzevit* (Ver.), подстилающие отложения с буор-кемюсской флорой (Умквеевская впадина); 3 — слои с *Inosegatus* Nag. et Mat. и другие, перекрывающие отложения с гребенкинской флорой (бассейн р. Гребенки); 4 — туурон — нижнесенонские (?) конгломераты, залегающие на вулканитах эргываамской и эймываамской свит (истоки р. Чинейвеем); 5 — таофлоры буор-кемюсского комплекса в вулканических накоплениях Охотско-Чукотского пояса (1 — этелькуймская свита; 2 — саламихинская толща яблонской серии, междуречье Анадыря и Бол. Анюя; 3 — скальнинская толща чалбугчанской серии, бассейн р. Пенжины; 4 — еманринская свита, р. Ядра; 5 — пятагинская серия); 6 — таофлора гребенкинского комплекса в отложениях дунчандинской свиты; 7 — местонахождение растительных остатков среди базальтов (Э, Ч, М — в базальтовых полях больших объемов; Э — эймываамской, М — мыгдыкитской свит, Ч — чуванской толща; Т — в Туромчинской вулканоструктуре, У — в низовье р. Уйяны); 8 — местонахождение тыльпыгыргынской флоры; 9 — ареал распространения нижнесенонских вулканических накоплений (тыльпыгыргынская свита, вулканиты Чинейвеемского поля); 10 — предположительная граница распространения чалбугчанской флоры.

пояса устанавливается здесь условно в пределах конца апта — среднего альба, т. е. времени существования буор-кемюсского флористического комплекса. Также не вполне однозначно, но в том же возрастном интервале определяется возраст нижних горизонтов вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований на Чукотском полуострове и в верховье р. Май. По видимому, начало формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса следует относить к раннему альбу. Однако наибольшая интенсивность вулканизма приходится на конец среднего и поздний альб — на время существования арманского и чаунского флористических комплексов.

Более сложен вопрос о верхней возрастной границе вулканогенного пояса, так как, по существу, отсутствуют данные о перекрывающих его комплексах отложений. Самые древние отложения в Яно-Тауйской системе неотектонических впадин имеют эоценовый возраст, но их соотношения с полями кайнотипных базальтоидов, формирование которых, по общему признанию, завершилось развитие Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, не известны.

Широко развитые покровы пироксен-оливиновых и двупироксеновых базальтоидов преимущественно высокоглиноземистые базальты нормальной и повышенной щелочности, трахибазальты, которые в различных районах венчают разрезы вулканических накоплений, выделяются под названием танюерской (междуречье Танюер — Амгуэмы) и энмываамской (бассейн р. Энмываам) свит, чуванской (бассейн р. Анадырь) и нургучанской (бассейн р. Пенжины) толщ, мыгдыкитской (бассейны рек Олы, Армани, Яны) и хакаринской (бассейн р. Ульи) свит.

Почти повсеместно перечисленные покровы базальтов подстилаются вулканическими накоплениями кислого состава, в которых содержатся тафофлоры аркагалинского комплекса. Лишь под хакаринской свитой залегают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования с растительными остатками гребенкинского флористического комплекса (дукчандинский и делокачанский комплексы по Е. Л. Лебедеву).

До 1972 г. только из мыгдыкитской свиты были известны растительные остатки [8], которые собиравшим и определявшим их В. А. Зиминим относились к палеоцену. В 1972 г. в нижней части разреза базальтовых полей, распространенных в среднем течении р. Энмываам и в верхнем течении р. Анадырь (см. рис. 2), нами были собраны растительные остатки — *Thallites* sp., *Sphenopteris* sp. cf. *Asplenium disksonianum* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *asustifolia* Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Craetogites* sp. (энмываамская свита) и *Pityocladus* sp., *Torreya* cf. *gracillima* Holl., *Thuja cre-*

tacea (Heer) Newb., *Tollia* cf. *cunninghamioides* Sveshn. et Budants., *Dicotylodophyllum* sp., *Carpolites* sp. (чуванская толща) [3]. Тафофлора из первого местонахождения достаточно уверенно параллелизуется с аркагалинским комплексом. Растительные остатки из чуванской толщи не дают оснований для более точной датировки возраста, чем первая половина позднего мела.

В 1981 г. нами были предприняты специальные поиски растительных остатков в мыгдыкитской свите на правом берегу р. Гипотетической, где В. А. Зиминим в 1943 г. была собрана «палеоценовая» флора. Здесь в нижней части разреза мыгдыкитской свиты потоки оливиновых базальтов чередуются с пачками вулканогенно-осадочных пород, в которых обнаружены многочисленные захоронения растительных остатков плохой и удовлетворительной сохранности следующего состава *Equisetites* sp., «*Isotites*» *onkilonicus* Krysht., *Cladophlebis* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis* ex gr. *intermedia* Holl., *Pityospermum* sp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia obovata* Knowlt., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Carpolites* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Ziziphoides* sp. Совместно с отпечатками растений присутствуют многочисленные остатки насекомых. По заключению В. А. Самылиной, которой выполнено предварительное определение собранной коллекции ископаемых растений, — это типичная тафофлора аркагалинского комплекса. Таким образом, надо признать ошибочным определение В. А. Зиминим ряда форм ископаемых растений, на что еще в 1948 г. указывал А. Н. Криштофович [3], а также его заключение о палеоценовом возрасте базальтов, выделяемых ныне в мыгдыкитскую свиту.

Между реками Таватум и Гижига известно несколько относительно мелких базальтовых полей. Некоторые из них, расположенные в бассейнах рек Вархалам и Туромча, приурочены к крупной длительно развивавшейся Туромчинской вулканоструктуре. В пределах этой структуры в пачках вулканогенно-осадочных пород среди базальтов В. К. Политовым обнаружены *Araucarites* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Rhammus septentrionalis* Krysht., *Laurophyllum* sp., *Populus* (?) sp., *Fagus* (?) sp. Западнее, в бассейнах рек Гарманда, Уйканы, базальтоиды заполняют наложенные грабенообразные структуры. В бассейне р. Уйканы, в подстилающих базальты слабо сцементированных осадочных породах С. И. Филатовым собраны *Magnolia ingfieldii* Heer, *M. cf. kryshtofovichii* Bor., *Juglans* ex gr. *nigella* Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry. Растительные остатки, содержащиеся в разрезе базальтоидов из Туромчинской струк-

туры, вполне сопоставимы с гребёнкинским флористическим комплексом. Что же касается листовых отпечатков из бассейна р. Уйканы, то они, вероятно, принадлежат более молодым растительным сообществам.

Таким образом, в Охотско-Чукотском поясе большинство крупных полей базальтоидов, структурно тесно связанных с подстилающими вулканическими накоплениями, сформировалось в интервал времени, отвечающий развитию аркагалинского и гребёнкинского флористических комплексов, т. е. в сеномане (значительная часть их — скорее всего в раннем сеномане). Вывод этот, по-видимому, может быть распространён и на хакаринские базальты, поскольку тесной структурная связь их с подстилающими образованиями, содержащими гребёнкинский комплекс флоры, предполагает и близость возраста.

Помимо палеофитологических, имеются серьёзные геологические доказательства тому, что формирование северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса завершилось в начале сеноманского века.

В 1975 г. на правобережье р. Анадырь А. Д. Девятиловой проведен тщательный анализ вещественного состава конгломератов, слагающих нижнюю часть разреза кривореченской свиты, из которой собран охарактеризованный выше гребёнкинский комплекс флоры* (см. рис. 2).

Кривореченская свита залегает на берриаских и валанжинских осадочных, готеривских осадочно-вулканогенных и альбских вулканогенных образованиях и на прорывающих их гранитоидах. В бассейне р. Быстрой, в максимально удаленном на восток доступном наблюдению участке, нижняя часть разреза кривореченской свиты сложена преимущественно мелко- и среднегалечными конгломератами с линзами песчаников и гравелитов. Гальки и редкие валуны сложены главным образом кайнотипными оливковыми базальтами; наряду с ними встречаются песчаники, алевролиты, редко граниты и липариты.

Примерно в 7 км западнее, на р. Чукотской, среди конгломератов широко распространены валунные разности. В гальках и валунах наблюдаются почти исключительно изверженные породы — интрузивные (от габбро до лейкократовых гранитов и граносиенитов) и вулканогеновые (лавы и туфы базальтов и андезитов, дацитов и липаритов, игнимбриты); встречаются также туфогравелиты, ороговикованные песчаники.

* Здесь же впервые было установлено и перекрытие этих флорозных отложений морскими слоями с фауной *Prosegethus cf. pirronicus* (Nagao et Mat.) и др. [9].

На сопряжении Пенжинского прогиба с Мургалским поднятием (бассейны рек М. Гребёнки и Яранги), в крайних западных выходах базального горизонта кривореченской свиты, состав конгломератов резко меняется от места к месту и в значительной мере отражает состав пород основания: в одних случаях, когда конгломераты лежат на вскрытых интрузивах, — это преимущественно гранитоиды; в других — различные осадочные и вулканогенные породы (в том числе кайнотипные двуспироксеновые базальты).

Нетрудно видеть, что особенности изменения состава галек в базальном горизонте кривореченской свиты (с востока на запад) в целом отражают последовательность разреза (сверху вниз) и размыва расположенных рядом структур вулканогенного пояса: вначале кайнотипные оливковые базальты (р. Быстрая), затем главный комплекс вулканических накоплений и внедрённых в них интрузивов (р. Чукотская) и, наконец, породы, вскрытые в разных частях Мургалского поднятия вулканогенного пояса.

В 180 км к северо-востоку от этого района, в верховье р. Чинейвеем, в 1975 г. И. Н. Котляр наблюдал на базальтах энмываамской свиты и подстилающих их игнимбритах эргываамской свиты остатки конгломератов с призматическим слоем иноцерамов в цементе. Эти образования могут параллелизоваться только с отложениями дуговской свиты турон-раннесенонского возраста, обнажающимися юго-восточнее на северо-западном борту Пенжинского прогиба.

В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса известны и, несомненно, еще будут открыты более молодые, чем сеноманские, вулканогенные и осадочные образования. Примерами их могут быть базальты в бассейне р. Уйканы и отложения волчинской толщи (турон), которые слагают наложённые грабенообразные структуры в верховье р. Убиенки [9]. Последние в ряде мест перекрыты вулканами, связанными с формированием крупного Чинейвеемского вулканического поля в северо-восточной части Пенжинского прогиба.

На всех геологических картах видно, что вулканы Чинейвеемского поля непосредственно примыкают к структурам Охотско-Чукотского пояса, но лежат на морских отложениях дуговской свиты (турон — ранний сенон). В вулканических наложениях содержатся остатки растений *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Platanus aceroides* Goep., *Grewiopsis* sp., *Acer arcticum* Heer, систематический состав которых близок тыльпыгыргынайскому комплексу. Более того, кислые вулканогенные образования нижней части разреза Чинейвеемского поля

имеют, по-видимому, непосредственную структурную связь с толщей кислых вулканитов (~ 600 м), слагающей нижнюю подцвету тыльпыгыргынайской свиты (см. рис. 2). Последняя же, несомненно, принадлежит к эпигеосинклинальному (нижнему молассовому) комплексу Анадырско-Корякской складчатой системы [4].

Таким образом, по времени образования и структурному положению отмеченные вулканогенные и осадочные образования достаточно четко обособляются от вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса. Объем же их ничтожно мал в сравнении с объемом даже тех завершающих разрез вулканогенного пояса базальтовых покровов, которые по содержащимся в них растительным остаткам, несомненно, относятся к началу позднего мела.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные биостратиграфические и геологические данные достаточно убедительно свидетельствуют о том, что формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса как крупной стратифицированной геологической структуры началось, вероятно, в раннем альбе и закончилось в сеномане, а на значительных участках — в первой половине сеномана. Вывод этот, по-видимому, может быть пересмотрен лишь в том случае, если будут получены материалы, которые потребуют существенного изменения корреляции палеофлористических комплексов с общей геохронологической шкалой.

Как видно, представления о геологическом возрасте структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса почти не подверглись изменению. Однако в свете современных представлений о длительности альбского и сеноманского веков в абсолютном летоисчислении необходимо внести некоторые коррективы в сделанные ранее выводы об исключительной скоротечности и интенсивности вулканических процессов, приведших к формированию Охотско-Чукотского пояса (3). В существующих геохронологических шкалах мелового периода [13] длительность альба оценивается в пределах 5—27 млн. лет, а сеномана — 3—9 млн. лет. По наиболее достоверным радиологическим данным принимается, что «подошве альбского яруса можно придать значение 107 млн. лет. (новые константы).

Граница нижнего — верхнего мела как по глауконитам Европы, так и по бентонитам Северной Америки трассируется на уровне 95—96 млн. лет (новые константы)» [13, с. 62]. Следовательно, длительность альба достигает 11—12 млн. лет. Средняя продолжительность сеномана, судя по приводимым значениям, равна 6 млн. лет.

Таким образом, продолжительность форми-

рования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в абсолютном летоисчислении достигает примерно 15 млн. лет, т. е. в два раза больше прежних оценок.

В этот интервал времени в границах вулканогенного пояса, наблюдаемых на современном эрозийном уровне, отложилось около 1,25 млн. км³ вулканических накоплений. С учетом рассеивания при извержениях и размыва общий объем извергнутого твердого ювенильного материала должен был быть в два раза больше. Около 20—25% вулканических накоплений составляют образования раннего (без уточнений) и первой половины среднего альба (буор-кемюсский флористический комплекс), ~ 60 — вулканы второй половины среднего и позднего альба (арманский и чаунский флористические комплексы), 15—20% — вулканогенные породы, образовавшиеся в самом конце позднего альба и в первой половине сеномана (аркагалинский и гребенкинский флористические комплексы).

К сожалению, в настоящее время между довольно многочисленными радиологическими определениями возраста вулканогенных пород Охотско-Чукотского пояса и датировками возраста по растительным остаткам существуют значительные и не закономерные расхождения. На современной стадии изученности разрезов вулканических накоплений и содержащихся в них растительных остатков целесообразно провести специальные тематические исследования с целью корреляции палеофитологических и радиологических датировок.

В последние годы появились данные, свидетельствующие о многостадийности и дискретности процессов рудообразования, связанного с проявлениями позднемезозойского вулканизма. В связи с этим вопросы возраста вулканических накоплений выходят за рамки чисто биостратиграфической и общей геологической проблематики, поскольку от их решения во многом зависит определение возрастного и структурного положения рудных полей и месторождений. Следовательно, необходимо резко повысить требовательность к изучению разрезов вулканогенных толщ и содержащихся в них растительных остатков. В этой связи трудно переоценить значение методических рекомендаций по поискам и сборам ископаемой флоры, которые составлены Е. Л. Лебедевым (ГИН) и переданы производственным организациям.

Необходима постановка специальных стратиграфических исследований с целью изучения тафофлор тыльпыгыргынайской и рарыткинской свит на западном склоне хр. Пекульней, а также изучения тафофлор Центральной Чукотки, прежде всего чаунского флористического комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А. Г.* Поздне меловая флора Восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1974.
2. *Аблаев А. Г.* Геология и история флор побережий Японского моря. М.: Наука, 1978.
3. *Белый В. Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
4. *Белый В. Ф.* Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М-б 1:1 500 000. Объяснительная записка. Магадан: Севвостгеология, 1981.
5. *Вахрамеев В. А.* Меловые отложения предгорий Скалистых гор Канады (Альберта) и их сравнительная палеофлористическая характеристика.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М.: Наука, 1974.
6. *Вахрамеев В. А.* Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные.— Палеонтологический журнал, 1981, № 2.
7. *Ветренников В. В.* Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976.
8. Геология СССР, т. XXX. Северо-Восток СССР, Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1970.
9. *Девятилова А. Д., Неврединев Э. Б., Филиппова Г. Г.* Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь.— Геол. и геофиз., 1980, № 12.
10. *Красилов В. А.* Развитие поздне меловой растительности западного Тихоокеанского побережья в связи с изменениями климата и тектогенеза.— В кн.: Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
11. *Лебедев Е. Л.* Развитие альб-саноманских флор Северо-Востока СССР и связь их состава с фациальными особенностями вмещающих отложений.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1976, № 9.
12. *Лебедев Е. Л.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии меловых вулканогенных образований Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1979, № 10.
13. *Найдин Д. П.* Геохронология мезозоя.— В кн.: Стратиграфия. Палеонтология. Т. 11. М.: ВИНТИ, 1981.
14. *Паракецов К. В., Паракецова Г. И.* Нижнемеловые отложения бассейна р. Еропол.— ДАН СССР, 1973, т. 209, № 3.
15. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозю Северо-Востока СССР. Магадан, 1978.
16. *Самылина В. А.* Корреляция нижнемеловых континентальных отложений Северо-Востока СССР по палеоботаническим данным.— Сов. геол., 1973, № 8.
17. *Самылина В. А.* Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. К проблеме становления кайнофита. Л.: Наука, 1974.
18. *Самылина В. А.* Меловая флора Омсукчана. Л.: Наука, 1976.
19. *Терезова Г. П.* Охотская складчатая область.— В кн.: Геология СССР, т. XXX, кн. 1. М.: Недра, 1970.
20. *Филиппова Г. Г.* Новые покрытосеменные из бассейна р. Анадырь.— Палеонтологический журнал, 1978, № 1.
21. *Штемпель Б. М.* Этапы развития меловой флоры Южного Приморья.— ДАН СССР, 1959, т. 127, № 3.
22. *Bell W. A.* Lower Cretaceous floras of Western Canada. Geol. Surv. Canada, 1956, mem. 285.
23. *Smiley C. J.* Cretaceous floras of Chandler—Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics.— Amer. Assoc. Geol. Bull., 1969, v. 53, N 3.
24. *Smiley C. J.* Floral zones and correlation of Cretaceous Kukpowruk and Corwin formations, northwestern Alaska.— Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., 1969, v. 53, N 10.
25. *Stott D. F.* Stratigraphy of Lower Cretaceous Fort St.—John group and Gething and Cadomin formations, foothills of Northern Alberta and British Columbia.— Geol. Surv. Canada, 1963.
26. *Stott D. F.* Lower Cretaceous Bullhead and Fort St.—John group, between Smoky and Peace rivers, Rocky Mountain foothills, Alberta and British Columbia.— Geol. Surv. Canada, Bull., 1968, 152.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
1 декабря 1981 г.

КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Ю. Ф. Сидоров, Г. Л. Кириллова

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

УДК 552.184

В статье излагаются сведения о находке позднелазоэозских радиолярий в фосфатно-карбонатных конкрециях среди метаморфической толщи кварцево-сланцев, считавшейся ранее позднпротерозойской. Полученные данные позволяют пересмотреть тектоническую позицию структур, сложенных подобными

Проблема возраста метаморфических толщ в пределах геосинклинальных комплексов Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем стоит весьма остро. В одних и тех же районах одни исследователи, считая метаморфизм пород показателем древности отложений, относят все метаморфизованные образования к докембрию [1 — 3,5], другие, наблюдая постепенные переходы метаморфических пород в слабо измененные, предполагают связь метаморфизма со складчатыми и разрывными дислокациями и датируют метаморфические образования в соответствии с возрастом неизмененных пород, учитывая геологические взаимоотношения [4, 6].

Естественно, что та или иная позиция находит отражение в трактовке тектоники региона. Там, где первая группа исследователей выделяет «комплексы основания», «древние ядра», «выступы фундамента», вторая предполагает непрерывный геосинклинальный комплекс.

Весьма интересные новые материалы получены в последние годы в верхнем течении р. Буреи (рис. 1), где сложно сочленяются Чегдомынский выступ Буреинского массива, Буреинский прогиб и Сихотэ-Алинская складчатая система.

В 1959—1961 гг. В. Ф. Сиговым, а также К. Ф. Клычко и С. С. Дарбияном по периферии Чегдомынского выступа выделены три согласозалегающие свиты, слагающие так называемый Сулукский выступ фундамента: самырская (черные грубополосчатые графит-серицит-кварцевые и зеленые хлорит-кварцевые сланцы) мощностью 1650 м, аныкская (серые серицит-кварцевые и мусковит-альбит-кварцевые сланцы) мощностью 2000 м и ортукская

метаморфическими толщами и относимых ранее «комплексам основания», «древним ядрам», «выступам фундамента», и относить их к структурам геосинклинального ряда. В данном случае метаморфические толщи слагают Ниланский антиклинорий Сихотэ-Алинской складчатой системы.

(эпидот-актинолитовые, хлорит-эпидот-актинолитовые, эпидот-альбит-хлоритовые сланцы) мощностью 1500 м*. Отложения метаморфизованы в зеленосланцевой фации и отнесены условно к верхнему протерозою. В 1960 г. М. Т. Турбин и В. Н. Пилипенко, наблюдая в верховьях р. Серегекты (левого притока р. Буреи) зональное нарастание степени метаморфизма в самырской толще, высказали предполо-

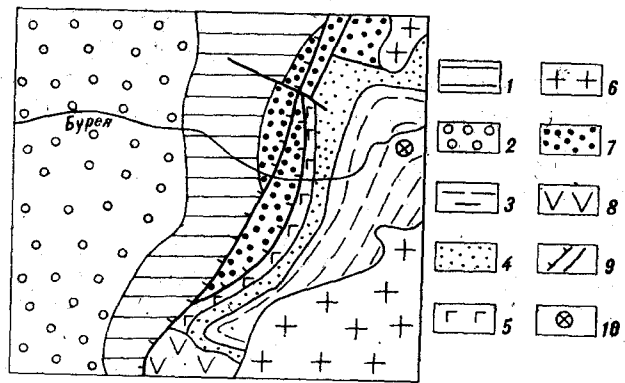


Рис. 1. Геолого-структурная схема района исследования.

1 — Чегдомынский выступ Буреинского массива; 2 — Буреинский прогиб; 3—5 — позднелазоэозский метаморфический комплекс Ниланского антиклинория Сихотэ-Алинской складчатой системы; 3 — толща метапелитов (самырская свита), 4 — толща метапсаммитов (аныкская свита), 5 — толща метабазитов (ортукская свита); 6 — меловые гранитоиды; 7 — триасово-юрские образования Сиванского превращенного прогиба; 8 — меловые эффузивы; 9 — разрывные нарушения; а) с указанием направления падения плоскости сместителя, б) без указания направления падения плоскости сместителя; 10 — место сбора микрофауны радиолярий.

* Результаты петрографического изучения пород позволяют называть эти свиты соответственно толщей метапелитов, толщей метапсаммитов и толщей метабазитов.

жение, что метаморфические образования имеют постепенный переход с палеозойскими толщами, широко развитыми в этом районе.

В результате детальных геологических исследований последних лет получены новые интересные данные, позволяющие определить возраст, состав метаморфических толщ, их взаимоотношение между собой и перекрывающими образованиями, а также структурное положение.

Уникальной является находка Ю. Ф. Сидорова в устье р. Серегекты среди слюдяных сланцев, относившихся ранее [2] к самырской свите, карбонатно-фосфатных желваков и конкреций, содержащих радиолярии. Они встречаются в хорошо прослеживаемом горизонте гранатосодержащих сланцев мощностью около 25 м. Верхняя часть его имеет следующее строение:

- | | |
|---|-----|
| 1. Сланцы биотит-мусковит-альбит-кварцевые темно-серые до черных, полосчатые | 2 м |
| 2. Сланцы кварцитовидные слюдяно-кварцевые гранатосодержащие зеленовато-серого цвета | 2 м |
| 3. Сланцы биотит-мусковит-альбит-кварцевые темно-серые | 2 м |
| 4. Сланцы кварцитовидные светло-серые с микрослойками (1—2 мм) розовато-серого цвета, сложенными на 90% микрорезеристым гранатом, кварцем, карбонатом | 2 м |
| 5. Сланцы кварцево-слюдяные тонкочешуйчатые темно-зеленого цвета, содержащие гранат и магнетит | 1 м |
| 6. Сланцы слюдяно-альбит-кварцевые тонкополосчатые листоватые темно-серого цвета | 1 м |

В слоях 4 и 5 наблюдаются хаотично расположенные конкреции и желваки фосфоритов, обломки неправильной и округлой формы карбонатных пород, а также кварца размером от 1 до 50 см. Кроме того, карбонатные породы слагают во вмещающих сланцах узкие (до 5 см) линзы и линзовидные прослойки протяженностью 1,5—2 м. Общее количество включений в сланцах составляет около 3—5% объема породы, причем преобладают фосфориты и карбонатные породы, обломки кварца встречаются реже (рис. 2).

Фосфатно-карбонатные конкреции и желваки представляют собой темно-серые массивные образования с концентрически зональным строением. Внешняя оболочка их мощностью до 1—2 см сложена марганцевыми и железистыми минералами, далее наблюдается зона, состоящая на 50—90% из микрорезеристого апатита с примесью карбоната, кварца, граната. Эта зона постепенно переходит в существенно карбонатное ядро, сложенное обычно мраморизованными известняками. В ряде случаев наблюдались участки неметаморфизованных известняков с пелитоморфной структурой. В пределах последних установлены остатки радиолярий плохой сохранности. Значительно лучшая сохранность микрофауны отмечается в

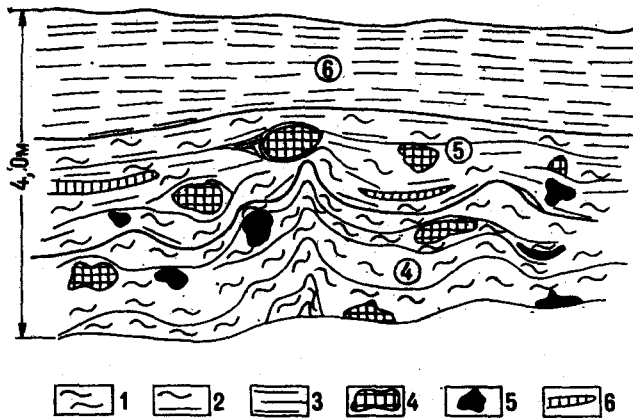


Рис. 2. Условия залегания фосфатно-карбонатных конкреций и желваков в толще слюдяных сланцев.

1 — кварцитовидные плотные слюдяно-гранат-кварцевые серые сланцы; 2 — тонкочешуйчатые кварцево-слюдяные сланцы с гранатом и магнетитом; 3 — слюдяно-альбит-кварцевые тонкополосчатые листоватые сланцы; 4 — фосфатно-карбонатные конкреции и желваки; 5 — обломки кварца; 6 — линзовидные прослойки карбонатных пород.

пределах апатитовой зоны конкреций, где Б. В. Назаровым (ГИН АН СССР) в 1980 г. определены радиолярии *Entactiuiniidae*, *Narlentactinidae*, *Albaillella* sp., *Sphaerozoum?* sp., уверенно характеризующие, по его мнению, позднепалеозойский возраст вмещающих пород.

В. С. Руденко (ПО «Приморгеология») в шлифах установлены в основном сферические формы радиолярий. Среди них *Entactinia* sp., *Eostylodictia* sp., один экземпляр формы, сходной с *Trilonche* sp., (поздний палеозой Северной Америки), однако подобные сечения могут иметь представители семейства *Ertipigiidae*, распространенные в триасе и юре Западной Европы, хотя П. Думитрика не исключает появление этого семейства в раннем триасе и даже позднем палеозое. Кроме того, в шлифах встречены сечения, сходные с *Albaillella* sp. (*A. ex gr repnata*). Этот род имеет широкое распространение в карбоне, перми Северной Америки, Южного Урала, Японии. Сходные формы объемных радиолярий встречаются в позднепалеозойской свите ключа Пантового в Приморье.

В. С. Руденко на основании анализа полученных данных определяет возраст содержащих микрофауну пород как позднепалеозойский, хотя не исключен и более молодой возраст.

Таким образом, нижний предел возраста метаморфических свит ограничивается поздним палеозоем. Верхний возрастной предел для рассматриваемых пород определяется еще и тем, что близкие по составу метаморфические породы обнаружены в гальке конгломератов умальтинской свиты ранне-среднеюрского возраста.

Обнаружение конкреций с микрофауной радиолярий заставило с новых позиций проанализировать

зировать геологическую ситуацию в этом регионе, внимательно изучить характер метаморфизма, взаимоотношение метаморфических свит между собой и с триасовыми образованиями, обнажающимися по р. Буреи несколько западнее. В результате изучения разреза в предствительных береговых обнажениях р. Буреи подтвердилось установленное ранее В. Ф. Сиговым согласное залегание трех метаморфических свит (самырской, аныкской и ортукской). Вместе с тем наблюдается постепенное затухание степени метаморфизма от устья р. Серегекты на запад. Выше устья р. Усмаи в непрерывном обнажении на протяжении 1,5 км можно проследить как черные и темно-серые тонкополосчатые серицит-кварцевые сланцы, мелко гофрированные с частыми послойными прожилками кварца, в верхней части самырской толщи сменяются черными филлитами с пластами серых тонкополосчатых метапесчаников мощностью до 5 м. Послойные инъекции кварца наблюдаются в них значительно реже.

Появление прямых данных о позднепалеозойском возрасте рассматриваемых метаморфических образований, а также сходство структурно-вещественных признаков их с таковыми

палеозойских пород, широко распространенных восточнее, позволило окончательно отказаться от выделения в районе Сулукского выступа [1 — 3,5]. Метаморфические образования, выделенные ранее в составе самырской, аныкской и ортукской толщ, следует относить к геосинклинальному комплексу Ниланского антиклинария Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Изучение взаимоотношений метаморфического комплекса с триасовыми отложениями к однозначным выводам не привело. Постепенное уменьшение степени метаморфизма пород позволяют предполагать дальнейшее наращивание разреза к западу за счет верхнетриасовых и нижне-среднеюрских толщ. Однако сложная разрывная тектоника в зоне сочленения этих образований значительно осложняет обоснование этого предположения.

Задачей дальнейших исследований является детальное изучение характера метаморфизма по площади, расшифровка его природы, этапов проявления. Это поможет понять общую структуру региона, место в ней куполовидных структур, широко распространенных в геосинклинальном обрамлении Буреинского массива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельгенов Е. Б., Золотов М. Г. и др. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
2. Геология СССР, т. 19. Хабаровский край и Амурская область, ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1966.
3. Змиевский Ю. П. Анейский выступ и комплексы основания мезозоя Приамурья. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1980.
4. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979.
5. Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976.
6. Турбин М. Т., Кириллова Г. Л. Дислокационная природа метаморфизма в Джагдинском звене Монголо-Охотской складчатой области. — Сов. геол., 1975, № 9.

ПО Дальгеология ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
29 декабря 1981 г.

УДК 551.21+551.24 : 553.3(571.6)

А. Б. Игнатъев, В. П. Боровков, А. Д. Снычков,
Н. Н. Киселев, А. Е. Полозов, И. И. Шапочка

КАРТА ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПРИБРЕЖНО-МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА СССР

Составлена принципиально новая карта по тектонике форм вулканизма, отображающая связь вулкано-тектонических структур с глубинным строением дальневосточной континентальной окраины. На ней показаны типы вулкана и вулкано-тектонических структур, их формационный состав и закономерности размещения в структуре земной коры и верхней мантии. Карта отражает иерархическую систематику и новые принципы организации вулкано-тектонических структур,

на основании которых выделены линейные, ареальные и каркасные области вулканизма.

Карта вулкано-тектонических структур является геологической основой для металлогенического анализа областей вулканизма и представляет важную составную часть общей проблемы выявления вулканогенного оруденения — как перспективного источника минерально-сырьевой базы Востока СССР.

В Дальневосточном научно-исследовательском институте минерального сырья Министерства геологии СССР при участии Дальневосточного научного центра АН СССР составлена «Карта вулканотектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР» масштаба 1 : 1 500 000. Главные редакторы — Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин.

Карта окажет содействие специалистам в поиске и разведке руд древних вулканов. На ней показаны типы вулканов и вулканотектонических структур (ВТ структур), их формационный состав и закономерности размещения и организации в элементах земной коры и верхней мантии. На карте изображены ВТ структуры большого возрастного интервала (протерозой-четвертичного). Она является смешанной поликартой, синтезирующей геологический материал, накопленный в последние годы коллективами различных производственных и научных организаций.

В основу карты положены три принципа: принцип актуализма, используемый для изучения палеовулканологических объектов; принцип элементарности, позволяющий изображать ВТ структуры как геологические тела с конкретными границами; принцип иерархичности, отражающий различные формы и уровни организации вулканов и ВТ структур — вулканотектонические системы, вулканические прогибы и магматогенные сводово-блоковые поднятия и линейные, ареальные и каркасные области вулканизма [1,4]. Применение этих принципов, а также терминологический анализ понятийной базы по вулканическим формам [2] позволили при составлении карты более полно использовать методы сравнения, анализа и синтеза.

Основными элементами, отраженными на карте (рис. 1), являются различные структурные формы проявления вулканизма. Типизация этих форм учитывает не только соподчиненность, но и системную организацию, имеющую значение для выделения металлогенетических единиц. Элементарные вулканические формы — вулканы, их корки, жерловины, некки, субвулканические интрузии и другие, контролирующее положение отдельных месторождений, показаны на карте внемасштабным знаком с использованием символов. Более крупные элементы — вулканотектонические структуры, контролирующее размещение рудных полей (узлов), выражены в масштабе карты, характеризуются однородностью глубинного строения и имеют единый определенный металлогенетический профиль. Среди них широко распространены кальдеры оседания, возникшие после завершения активной деятельности вулкана (или магматического очага) в результате проседания или обрушения всей его построй-

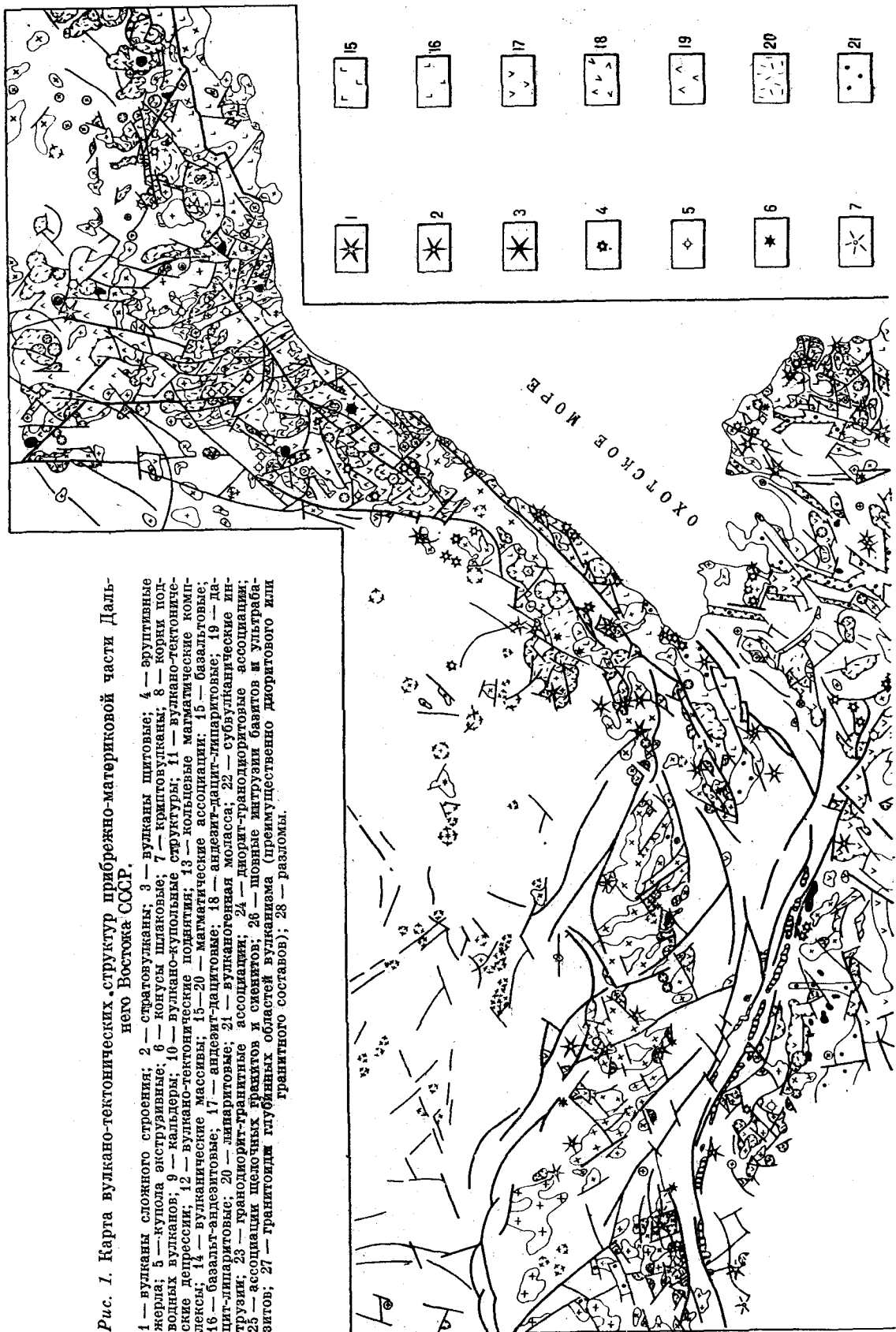
ки или обрушения кровли магматического очага. Вулканотектонические депрессии, показанные на карте, отличаются от кальдер тем, что представляют собой структуры, образовавшиеся на блоках фундамента, погружение которых происходило на фоне вулканической деятельности разноглубинных магматических очагов при определяющей роли тектонических процессов. При этом формы депрессий могут быть самыми разнообразными: изометричные (округлые), полигональные или удлиненные (грабены). К числу положительных ВТ структур, выделенных на карте как альтернативные понятия «кальдера» и «депрессия», следует отнести соответственно вулcano-купольные структуры и вулканотектонические поднятия. Вулканотектонические поднятия имеют некоторые общие черты с «очаговыми структурами» [3]. Кроме них на карте показаны кольцевые комплексы, в строении которых участвуют тела разнообразной формы: штоки («пробки», интрузии центрального и камерного типа), цилиндрические, конические и неполнокольцевые дайкообразные тела, жилы.

Среди магматических ассоциаций выделены базальтовые, базальт-андезитовые, андезитовые, андезит-дацит-липаритовые, липаритовые, гранодиорит-гранитные, диорит-гранодиоритовые, а также ассоциации щелочных гранитов, сиенитов. Они характеризуются определенными вещественными и структурными признаками. В краевых вулканогенных поясах наблюдается сквозное дифференцированное развитие почти всех ассоциаций — от базальтовой и базальт-андезитовой до липаритовой со специфическими структурными признаками, игнимбритообразованием, накоплением вулканогенной молассы. На сводово-блоковых поднятиях складчатых областей преобладают андезит-дацитовые и липаритовые ассоциации, а в пределах Алданского щита — щелочные. Преобладающий состав пород ассоциаций с разделением на эффузивные экстрезивные и субвулканические фации показан на карте краном.

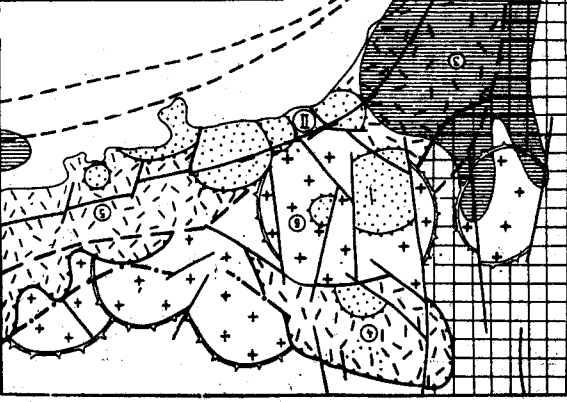
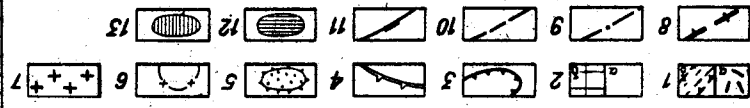
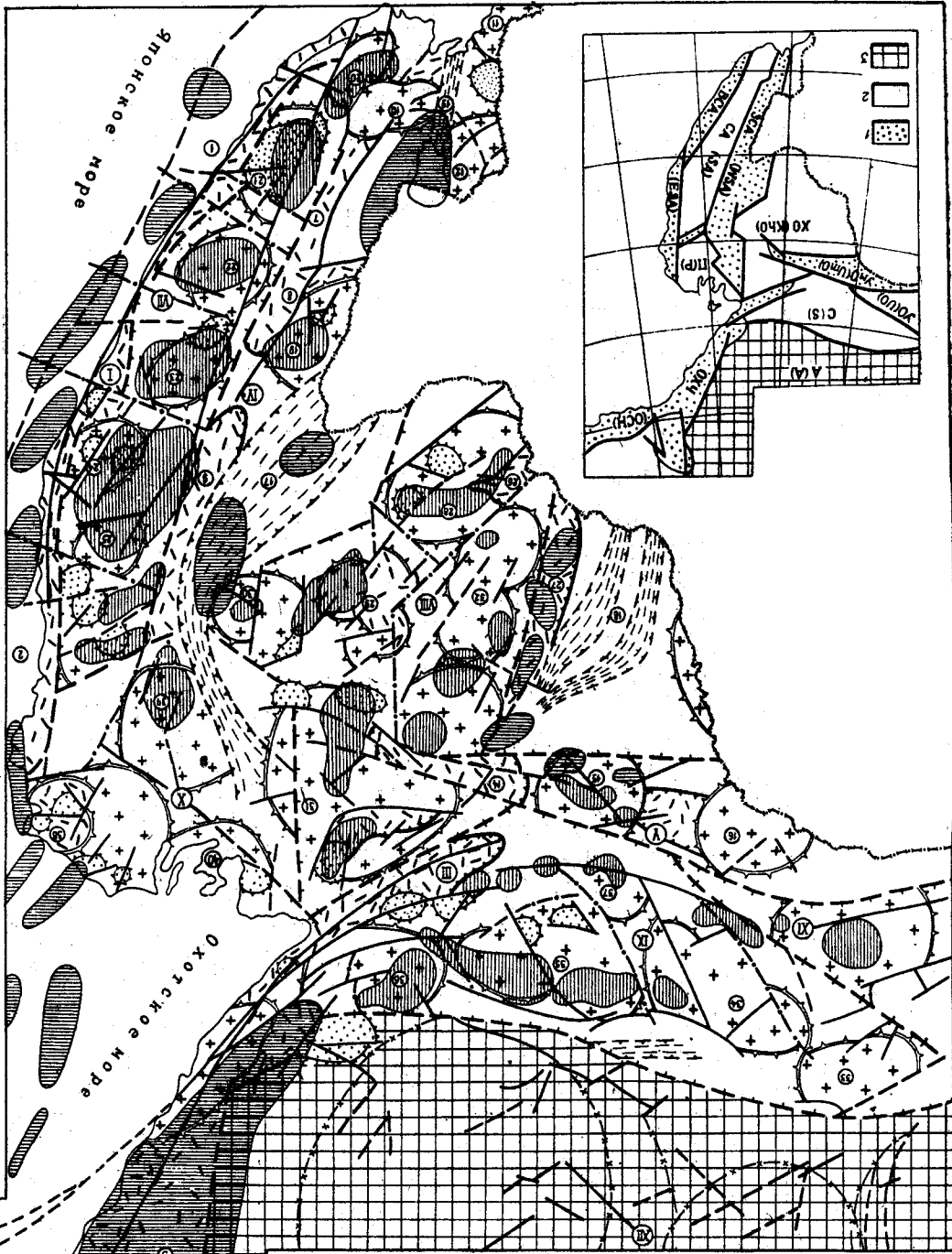
Элементы строения земной коры являются фоном карты. ВТ структуры показаны на карте в соотношениях с мощностью земной коры (поверхностью Мохоровичича), выходами гранитно-метаморфического кристаллического фундамента, гранитоидами глубинных областей вулканизма, шовными интрузиями базитов и гипербазитов, интрузивных куполов и т. д., а также неоднородностями земной коры, характером и формой гравиметрических полей (разуплотнение и повышение плотности), магнитных полей и др. Достаточно четко прослеживается связь вулканических форм с разрывной тектоникой: сквозь коровые и внутрикоровые разломы ассоциируют с вулканотектоническими системами, а кольцевые, радиальные

Рис. 1. Карта вулкано-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР.

1 — вулканы сложного строения; 2 — стратовулканы; 3 — конусы шлаковые; 4 — эругивные жерла; 5 — купола анструивные; 6 — конусы шлаковые; 7 — кригтовулканы; 8 — корки подводных вулканов; 9 — кальдеры; 10 — вулкано-купольные структуры; 11 — вулканотектонические депрессии; 12 — вулканотектонические подпутья; 13 — кольцевые магматические комплексы; 14 — вулканические массивы; 15—20 — магматические ассоциации; 15 — базальтовые; 16 — базальт-андезитовые; 17 — андезит-дацитовые; 18 — андезит-дацит-гипаритовые; 19 — дацит-липаритовые; 20 — липаритовые; 21 — вулканогенная моласса; 22 — субвулканические интрузии; 23 — гранодиорит-гранитные ассоциации; 24 — диорит-гранодиоритовые ассоциации; 25 — ассоциации щелочных гранитов и сиенитов; 26 — пошые интрузии бавитов и ультрабазитов; 27 — гранитоиды глубинных областей вулканизма (преимущественно диоритового или гранитного состава); 28 — разломы.







и другие разломы сопряжены с ВТ структурами.

На основе данных о глубинном строении региона выявлены принципы организации ВТ структур, изображенные на карте-врезке (рис. 2). Линейные, ареальные и каркасные области вулканизма размещаются в пределах блоков со сходным типом тектоносферы и включают совокупность зон сходного металлогенического профиля (нередко различного возраста и формационного типа). Линейные области вулканизма, приуроченные к шовным структурам, отвечают гравитационным ступеням в мантии и располагаются на границах крупных блоков тектоносферы. Среди них выделяются: Восточно-Сихотэ-Алиньский и Охотско-Чукотский краевые вулканогенные пояса, Западно-Сихотэ-Алиньский и Умлекано-Огоджинский внутриконтинентальные вулканогенные пояса, Удской вулканогенный пояс. Первые выделены Тургурский вулканогенный пояс, Средне-Амурский вулканический рифт и др. Области ареального вулканизма — Сихотэ-Алиньская, Хинганско-Охотская, Становая, Уруша-Ольдойская и другие — отвечают блокам тектоносферы с разуплотненной корой повышенной мощности (38—42 км), характеризующимся более сложной

Рис. 2. Схема организации вулкано-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР.

Области линейного вулканизма.
Краевые вулканогенные пояса. I — Восточно-Сихотэ-Алиньский; 1 — Южное звено; 2 — Северное звено (Сюркумский прогиб); II — Охотско-Чукотский. Вулканические прогибы: 3 — Ульинский; 4 — Куйдусунский; 5 — Ульберикано-Янский. Магматогенные системы: 6 — Охотская. III — Удской. Внутриконтинентальные вулканогенные пояса. IV — Западно-Сихотэ-Алиньский. Вулканические прогибы: 7 — Кабаргинский; 8 — Алчакский; 9 — Алюйский. Магматогенные системы: 10 — Южная; 11 — Хасанская; 12 — Пограничная; 13 — Бикинская. V — Умлекано-Огоджинский; 14 — Селемджинский вулканический прогиб. Магматогенные системы: 15 — Октябрьская; 16 — Гонжинская. VI — Вулканические рифты: 17 — Средне-Амурский; 18 — Зейский; 19 — Раздольянский.

Области ареального вулканизма.
Ареалы: VII — Сихотэ-Алиньский. Магматогенные системы: 20 — Партизанская; 21 — Ключевая; 22 — Медровая; 23 — Сукпайская; 24 — Копинская; 25 — Туминская. VIII — Хинганско-Охотская. Вулканические прогибы: 26 — Хинганско-Олохойский; 27 — Западно-Турковский. Магматогенные системы: 28 — Мало-Хинганская; 29 — Баджалская; 30 — Комсомольская; 31 — Селитнанская; 32 — Туравская. IX — Становой. Магматогенные системы: 33 — Одемкинская; 34 — Западно-Становая; 35 — Центрально-Становая; 36 — Лимнусская; 37 — Тында-Мульмугинская. X — Приохотский. Магматогенные системы: 38 — Нижне-Амурская; 39 — Эвурская; 40 — Убанская. XI — Уруша-Ольдойский.

Области карнаского вулканизма.
XII — Алданская.
1 — линейные области вулканизма; вулканогенные пояса (а) и рифты (б); 2 — области ареального (а) и карнаского (б) вулканизма; 3 — вулканические прогибы; 4 — магматогенные сводово-блоковые системы; 5 — вулкано-тектонические системы; 6 — районы развития структур центрального типа; 7 — районы преимущественного развития интрузивных ассоциаций; 8 — разломы сводово-блоковые, ограничивающие области вулканизма; 9 — коровые межблоковые разломы; 10 — коровые внутриблоковые разломы; 11 — главнейшие гравитационные ступени; 12 — области повышенной плотности земной коры; 13 — области разуплотнения земной коры.

Схема размещения линейных, ареальных и каркасных областей вулканизма (врезка на карте).

1 — линейные области вулканизма; 2 — ареальные области вулканизма; 3 — карнаские области вулканизма. Вулканогенные пояса: ВСА — Восточно-Сихотэ-Алиньский; ЗСА — Западно-Сихотэ-Алиньский; УМО — Умлекано-Огоджинский; У — Удской; ОХЧ — Охотско-Чукотский. Блоки тектоносферы: СА — Сихотэ-Алиньский; П — Приохотский; ХО — Хинганско-Охотский; УО — Уруша-Ольдойский; С — Становой; А — Алданский.

организацией форм вулканизма и набором рудных формаций. Области карнаского вулканизма (Алданский блок) приурочены, по-видимому, к крупным сводовым поднятиям. На карте также показаны ВТ структуры областей вулканизма, погребенные под чехлом платформенных отложений или под акваторией.

Следующий уровень организации ВТ структур — вулканические прогибы и магматогенные сводово-блоковые поднятия. Если первое понятие достаточно освещено в литературе и обычно сопоставляется с тектоническими прогибами (чаще это отдельные звенья вулканогенных поясов, например, Ульинский прогиб Охотско-Чукотского пояса), то магматогенные сводово-блоковые системы изучены недостаточно. В отличие от вулканических прогибов они не всегда имеют четкие тектонические ограничения и приурочены к участкам тектоносферы, характеризующимся разуплотнением субстрата и увеличением объема гранитизированных масс, сводово-глыбовым строением верхней части коры и ареальным характером вулканизма (магматизма). Широко развитые батолитовые интрузии сложного состава ассоциируют с различными по типу ВТ структурами, среди которых отмечаются кальдеры, депрессии. Их морфология во многом определяется структурой складчатого основания, наложенный характер магматогенных сводово-блоковых поднятий нередко подчеркивается кольцевыми разломами и дайковыми зонами.

Среди вулкано-тектонических систем, определяющих расположение преимущественно рудных узлов, реже районов, выделяются зоны преобладающего периферического сжатия (вулкано-тектонические системы с центральным интрузивным горстом или многокорневые системы); вулкано-тектонические системы зон преобладающего растяжения (вулкано-тектонические грабены сводовых поднятий и грабены в краевых блоках тектоносферы); вулкано-тектонические системы с переменным геодинамическим режимом включают интрузивно-вулканические горсты и вулкано-тектонические системы с центральным опущенным блоком.

Наиболее простыми по строению являются вулкано-тектонические системы с интрузивно-купольной структурой центрального типа с обрамляющими ее ВТ структурами и палеовулканами, дайками. Интрузивный купол (ядро) — чаще всего межформационный лакколит с рвущими или тектоническими контактами. В его обрамлении обычно размещаются ВТ структуры — кальдеры или депрессии. Общая структура системы определяется характером региональных деформаций фундамента с сочетанием ортогональных и кольцевых систем разломов, одновременно являющихся и рудоконтролирующими. Другой тип широко распространен-

ных вулкано-тектонических систем характеризуется структурой, определяющее значение в которой занимает центральный горст. В его обрамлении также располагаются вулкано-тектонические депрессии, взаиморасположение которых обусловлено региональными деформациями. И те и другие интрузивно-вулканические системы характеризуются индивидуальными особенностями эволюции вулканизма и металлогении.

Составленная «Карта вулкано-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР» отражает качественно новый этап в изучении связи вулканизма с особенностями глубинного строения и рудообразования, позволяет выявить не известные ранее закономерности в размещении рудонос-

ных вулканов и ВТ структур. Металлогенические особенности ВТ структур характеризуются иерархической организацией металлогенических элементов (и тектоно-магматических факторов размещения оруденения), глубинным характером вулканогенного рудообразования, длительностью формирования отдельных рудоносных ВТ структур и систем, широким развитием оруденения порфирирового типа (золота, олова, меди и других элементов), комплексным характером руд, отражающим конвергентные свойства вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных рудных формаций. Все это позволило разработать новые принципы металлогенического анализа областей вулканизма континентальной окраины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Косыгин Ю. А. и др. К проблеме сложных вулканотектонических систем.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
2. Объекты палеовулканологии (сост. А. Б. Игнатьев и др.). Терминологический справочник. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1976.
3. Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973.
4. Шило Н. А. и др. Организация и металлогения вулканотектонических структур Тихоокеанского обрамления.— ДАН СССР, 1979, т. 245, № 6.

ДВИМС МинГео СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
8 сентября 1981 г.

УДК 551.24+551.77(265.3)

Н. В. Куликов, Н. Я. Брутман

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ МАРЕКАНСКОЙ СВИТЫ ПРИХОТСКОГО ПРОГИБА

Сравнение спорово-пыльцевых спектров Сахалина и Мареканской впадины позволяет говорить о плиоцен-четвертичном возрасте отложений средней и верхней

На северо-западном побережье Охотского моря известно свыше двух десятков точек, где развиты нормально-осадочные отложения кайнозойского возраста. Все они представлены терригенными континентальными, обычно угленосными формациями. Исключением является Мареканская впадина — сухопутное продолжение Приохотского терра-аквального прогиба. В ее пределах считается установленным существование морских терригенных осадков — мареканской свиты [5,9].

Предпринятое для прогноза литофаций осадочной толщи в акваториальной части Приохотского прогиба изучение этих отложений

подовит мареканской свиты. Данная территория в этот период находилась в орогенном режиме развития.

позволило получить новые данные, которые меняют представления об их возрасте и генезисе.

Мареканская свита залегает на размытой поверхности позднемиоценовых эффузивов или на коре выветривания, достигающей 50-метровой мощности, представленной пестроцветными каолинизированными глинами, и с угловым несогласием перекрыта древнечетвертичными галечно-песчаными отложениями мощностью 20—25 метров.

Средняя мощность свиты составляет 400—500 м и лишь в наиболее пониженных блоках фундамента — 700—800 м.

По данным Н. П. Трибунского [9], свита имеет трехчленное строение. В нижней подсвите мощностью около 100 м преобладают грубозернистые пески с включением мелкой гальки, среди которых отмечены единичные прослои алевролитов и углистых глин. Средняя угленосная подсвита сложена слабо уплотненными песчано-глинистыми породами с прослоями бурого угля мощностью до 10 метров. Мощность подсвиты 120 м. Верхняя — песчано-галечная с прослоями глинистых пород и редко бурого угля. Мощность ее 160—200 м.

Для отложений характерны резкое литологическое выклинивание и ливзовидный характер слоев, наличие аллювиальной косой слоистости, плохая сортированность обломочного материала (коэффициент отсортированности 2,13—3,25) и обилие обугленных обломков древесины и лигнита. Перечисленное, в совокупности с обильными сборами спор, пыльцы, карпологиических остатков, флоры при полном отсутствии микрофауны, убедительно свидетельствует о континентальном озерно-болотном и аллювиальном генезисе изученных отложений.

Фауна, обнаруженная в глинах средней [5, 6] и верхней подсвит, представлена моллюсками из родов *Argsa*, *Lima*, *Ostrea*, *Yoldia* и др. и имеет локальное распространение в разрезе и по площади. К примеру, в скважинах, расположенных в 100—200 метрах от места находки фауны, следов ее не обнаружено.

Скорее всего, захоронение фауны происходило в периоды кратковременных (мгновенных в масштабе мареканского времени) ингрессий моря. При этом морские осадки практически не накапливались, а континентальные отложения в кровле были лишь частично переработаны в морскую фацию, вниз по разрезу переходящую в обычные континентальные осадки. Подробно механизм образования подобных отложений (sheet sands) описан Ф. П. Шепардом [10, 11] в Гвиане, вдоль восточного побережья Северной и Южной Америки и на Восточно-Африканском шельфе.

Таким образом, находки фауны в данном случае не являются достаточным основанием для суждения о морском генезисе мареканской свиты, но позволяют предполагать присутствие и увеличение роли морских отложений в разновозрастных толщах Прихотского прогиба на шельфе. Маринизация разреза, как показывают результаты бурения на берегу моря в г. Охотске, происходит на значительном удалении от берега. Вероятнее всего, трансгрессия распространялась из района Северного Сахалина, сходство фауны которого с мареканской отмечали Г. Г. Кайгородцев и И. П. Трибунский [5]. Возраст фауны — неогеновый [5, 4]. В то же время необходимо отметить, что среди найденных видов нет ни одного вымершего.

По комплексу данных, включающих палинологическую характеристику и палеоботаническое изучение микроостатков, возраст мареканской свиты — миоценовый. В нижних частях, возможно, позднеолигоценый, а верхний возрастной предел ограничивается началом позднего миоцена [8, 2, 1].

В образцах, отобранных в обнажениях и из кернa скважин, обнаружена пыльца очень хорошей сохранности.

Образцы из среднемареканской подсвиты отличаются богатым компонентным содержанием пыльцы и спор. Основная роль в спорово-пыльцевом спектре принадлежит пыльце покрытосеменных (43,6—47,2%), где доминантой (23,1%) является пыльца семейства *Betulaceae* (*Alnus*, *Alnaster*, *Betula*, *Betula Nanae* и др.), заметны травы, особенно семейства *Ericaceae* (6,7%). Среди голосеменных преобладает пыльца ели, примерно в равных количествах встречается пыльца сосны и тсуги, в небольших количествах — лиственница и таксодиевые. Среди спор — главным образом *Polypodiaceae*, меньше *Osmunda*, *Sphagnum*, единично *Lycopodium*, *Acrostichum*, *Botryhium*. Встречаются *Diatomea*. Сравнительно высокое (7,9—7,6%) содержание пыльцы *Tsuga*, наличие таксодиевых свидетельствуют в пользу неогенового возраста вмещающих отложений. В то же время наличие пыльцы *Pinus pumila* (Pall.) Mayr., *Betula Nanae* L., *Alnaster*, разнообразие трав (*Graminea*, *Ericaceae*, *Rhododendron*, *Typhaceae*, *Hydrocharitaceae*, *Onagraceae*, *Rosaceae*, *Lonicera* и др.) позволяют сравнить данные спорово-пыльцевые спектры с Ойской спорово-пыльцевым комплексом палинозоны *Pinus pumila*, *Betula Nanae*, *Aster*, характеризующей на Сахалине отложения верхнемиоценового (верхов) — плиоценового возраста.

Резко отличаются по составу образцы из верхнемареканской подсвиты. В этих образцах заметно содержание спор (32,8—25,9%) за счет торфяного мха (*Sphagnum* — несколько видов) и плауна *Lycopodium*. Среди голосеменных (35,8—20,4%) основная роль принадлежит пыльце сосны, главным образом *Pinus sibirica*, в том числе *Pinus pumila* (Pall.) Mayr.; несколько меньше пыльцы ели и лиственницы *Larix*. Состав пыльцы покрытосеменных крайне беден — это пыльца семейства *Betulaceae* и *Ericaceae*, единично *Compositae*, *Polygonaceae*, *Typhaceae*.

В разрезах верхней части неогена на Сахалине такого состава спектров мы не встретили. Высокое содержание спор торфяного мха (до 21,2%), ольховника, лиственницы, бедный состав спорово-пыльцевых спектров и в то же время прекрасная сохранность пыльцы свидетельствуют в пользу древнечетвертичного возраста вмещающих отложений.

Сравнение спорово-пыльцевых спектров Сахалина и Мареканской впадины свидетельствует о плиоцен-четвертичном возрасте отложений, относимых к средней и верхней подсистемам мареканской свиты, что ближе к представлениям А. П. Васьковского [3], основанным на результатах карпобиологических определений.

Полученные данные укладываются в представления об орогенном режиме территории в неогене [7], сопровождавшемся накоплением мощной континентальной молассы в пониженных блоках земной коры и объясняют аномальное появление фауны в отложениях континентального неогена Северного Приохотья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Ю. П. Стратиграфия континентальных отложений палеогена и неогена Северо-Востока СССР.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
2. Биска С. Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975.
3. Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.: изд. МГУ, 1959.
4. Геология СССР, т. XXX, Кн. 1: Геологическое описание Северо-Восток СССР/МинГЕО СССР: Ред. Дабкин Е. И. М.: Недра, 1970.
5. Кайгородов Г. Г., Трибунский И. П. Верхнетретичные морские отложения близ Охотска.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока. Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 11, 1957, Магадан.
6. Кайнозой Северо-Востока СССР/Баранова Ю. П. и др. М.: Наука, 1968.
7. Куликов Н. В., Мавринский Ю. С. Структурно-формационные комплексы осадочной толщи на приматериковом шельфе Охотского моря и Татарского пролива.— В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. Тез. докл. IV Всесоюзного семинара. М.: изд. МГУ, 1981.
8. Рабочая стратиграфическая схема расчленения неогеновых отложений неотектонических впадин северного побережья Охотского моря/Анкудинов Л. А. и др.— В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. межвед. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975.
9. Трибунский И. П. Третичные осадочные отложения Охотского района.— В кн.: Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
10. Шепард Ф. П. Морская геология. Л.: Недра, 1969.
11. Shepard F. P. Sediment environments of the northwest Gulf of Mexico.— *Eclogae geol. helv.*, 1959, v. 51, N 3.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.26

Ю. А. Косыгин

ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ
ЗАМЕТКА ВТОРАЯ
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА Е. В. АРТЮШКОВА
(1979)

Во второй заметке о геотектонических гипотезах рассматривается геодинамическая гипотеза Е. В. Ар-

тюшкова, которая наряду с физическими данными в значительной степени использует геологические.

1. Подход к проблемам динамики (или эволюции) Земли у Е. В. Артюшкова существенно отличается от подхода В. П. Мясникова и В. Е. Фадеева. У последних в основе построений лежит физико-математическая теория. В геологическом смысле такой подход несколько абстрактен: в его основе находится планета как таковая (и даже протопланетное облако), но путь построения строг и логичен. Геологические данные ими не столько используются, сколько «оказываются соответствующими». Е. В. Артюшковым же привлекаются, кроме того, геологические идеи и физические данные, полученные на поверхности Земли.

2. Отметим существование некоторых пар понятий, а именно: «гипергенной оболочки» и «первичной Земли», «земной коры» и «мантии», «литосферы» и «астеносферы». Первую пару понятий можно назвать историко-геологической, вторую сейсмологической (или физической), третью — реологической (или механической). Все эти три пары понятий относятся к обособлению наружной оболочки Земли от ее глубоких недр. Недостаёт четвертой пары понятий — петролого-геохимической; по этой причине при построении петролого-геохимических моделей приходится использовать готовые структурные каркасы других специализаций, что может вести к смещению признаков пространства.

Е. В. Артюшков напоминает нам, что если «региональные» формы рельефа хорошо компенсируются изостазией, а «локальные» (имеющие горизонтальные размеры до 100 км) компенсируются плохо, то это говорит о высокой вязкости самого верхнего слоя Земли (литосферы) и низкой вязкости вещества мантии на небольших глубинах (астеносферы). Земная кора (литосфера) приспособляется к изменя-

ющейся нагрузке рельефа за счет вертикальных смещений, которые «неизбежно сопровождаются притоком или оттоком вещества мантии, которое для этого должно обладать достаточной текучестью» [1, с. 12]. Вот это-то «неизбежно» уже настораживает, потому что при суждениях о глубинных недрах Земли открывается очень много логических возможностей.

Так, в качестве альтернативы текучести можно указать на уплотнение и разуплотнение. Ведь рельеф может быть связан (точнее, взаимосвязан) с вероятными физико-химическими превращениями вещества, например, на границе коры и мантии (или литосферы и астеносферы). Отметим, что представления об этих процессах только лишь гипотетичны, так же как и представления о течениях в мантии (астеносфере); хотя надо думать, что и те и другие представления в какой-то степени верны и дополняют друг друга. Учитывая резкий перепад скоростей упругих волн на поверхности М, можно предполагать и значительные фазовые и химические превращения на этой границе, уплотнение вещества нижней части земной коры и «поглощение» ее мантией или, наоборот, разуплотнение вещества мантии и присоединение его к земной коре.

Так, утоньшение земной коры, связанное с погружением ее поверхности (рельефа) и встречным поднятием границы М, свойственно многим мезозойско-кайнозойским впадинам континентов, внутренних и окраинных морей. Примерами здесь могут служить Западно-Сибирская геосинеклиза, Прикаспийская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина, Черноморская впадина, Курильская и Японо-Морская котловины и многие другие. Отдавая должное участие в изостазии реологических процессов в астеносфере, надо считаться с тем, что подъем повер-

хности М может отражать физико-химические преобразования, поскольку эта поверхность, как правило, лежит в зоне высокой вязкости, т. е. в литосфере. Такой физико-химический процесс может быть истолкован в соответствии с представлениями В. В. Тихомирова и многих других геологов и геохимиков об автономном образовании впадин, связанном с метасоматической базификацией земной коры. Напомним, что эклогитизация базальтов, судя по экспериментальным данным, возможно, охватывает толщину мощностью около 30—35 км и сопровождается сокращением объема на 15%, что соответствует глубине впадин 6 км. Подобного же рода рассуждения можно отнести и к «корням гор», а также повышенной мощности коры под платформенными поднятиями; здесь речь будет идти соответственно о процессах разуплотнения. Можно было бы предложить такую дуалистическую гипотезу: формы рельефа изостатически компенсируются на поверхности (вернее, в зоне) Мохоровичича за счет физико-химических изменений вещества, а в астеносфере за счет вязкого течения.

На пространственном и временном распределении постгляциальных поднятий на Балтийском и Канадском щитах Е. В. Артюшков основывает представления о вязкости и мощности астеносферы. По формуле Херринга вязкость вещества на глубинах мантии была оценена в 10^{14} — 10^{17} пуаз, что соответствовало бы возможности геологически мгновенного (1 год) восстановления гидростатического равновесия. Приводится другое (по В. А. Магницкому) значение вязкости для этих глубин в 10^{22} — 10^{23} пуаз, что ближе к данным, «полученным из анализа послеледниковых поднятий» [1, с. 15]. Учитывая темпы и распределение постгляциальных поднятий по площади и вводя ряд допущений (например, плотность верхней мантии на уровне астеносферы постоянная и равна 3,35), Е. В. Артюшков получает вязкость 2 — $7 \cdot 10^{20}$ пуаз. При этих расчетах принимается во внимание только течение, так как рассматривается крайний вариант в ряду течения — уплотнение. Отсюда утверждение, что вязкость мантии, расположенной ниже астеносферы, а следовательно, «вязкое взаимодействие литосферы с основной частью мантии оказывается слабым». Из этого вывода, в свою очередь, закономерно следует второй важнейший теоретический вывод, что «вертикальные движения литосферы возникают только когда поднимающиеся из мантии крупные массы легкого нагретого материала подходят вплотную к этому слою» [1, с. 30]. Отметим, что, взяв под сомнения основание этого вывода, мы можем в соответствии с принципами имплицативного суждения допустить его истинность, однако сказать, что он «верен» или «неверен», мы не

можем. Все же изучение дегляциации щитов является у нас чуть ли не единственным способом установления вязкости астеносферы, поскольку на других континентальных и океанических площадях непосредственная оценка вязкости мантии (астеносферы) невозможна. Но вот в построение геодинамической модели (гипотезы) вовлекаются новые фактические данные — данные сейсмологии. Графики вертикального распределения скоростей продольных волн показывают невыраженность слоя пониженных скоростей на платформах, за исключением Канадского и Балтийского щитов, где он тонок — имеет мощность 15—20 км и располагается на глубинах 60—80 км; зато он хорошо развит в областях тектонической активности, где скорости являются наименьшими (Карпаты, Кавказ, Памир, Байкал, Дальний Восток).

3. Существование астеносферы предположено в развитие гипотезы изостазии и подтверждено сейсмологическими данными (волноводы, слой пониженных скоростей).

Вязкость астеносферы определяется анализом современных и новейших тектонических, преимущественно постгляциальных движений. Геоэлектрические и геотермические расчеты относятся к косвенным подходам в определении состояния астеносферы, ее положения и мощности в помощь сейсмологическим данным. Так устанавливается приуроченность хорошо развитого слоя пониженных сопротивлений и высокой электропроводности мантии (астеносферы) и высокого теплового потока к области современной или новейшей тектонической активности; в пределах СССР — это перечисленные выше районы, в океанах — срединно-океанические хребты.

Астеносфера — слой сейсмологической специализации, и недаром поверхность ее именуется иногда поверхностью Гутенберга.

Пользуясь тем, что сейчас мы знакомимся с интересной и значительной монографией Е. В. Артюшкова, рассмотрим на базе приводимых в ней данных и соображений важнейший для тектоники вопрос о сплошном или несплошном распространении астеносферы. Отметим, что понятие литосферы в принимаемом сейчас смысле связано с понятием астеносферы. Б. Гутенберг связал определение литосферы с астеносферой. В местах отсутствия астеносферы нет критериев для выделения нижней границы литосферы, которая (или, точнее, то, что могло бы подразумеваться под литосферой) сливается с более нижними частями верхней мантии. Утверждение автора, что «если ограничиться только сейсмическими и геоэлектрическими данными, то можно было бы предположить, что астеносфера существует лишь в областях, где выражены слой пониженной скорости и повышенной электропроводности. Однако, как по-

казано в разделах 12 В, Е, астеносфера хорошо развита и там, где эти слои отсутствуют» [1, с. 45]. Но в разделах 12 В, Е речь идет о Фенноскандии и Канаде, в которых, как следует из рис. 1. 9 той же работы, астеносферный слой (пониженных скоростей) присутствует, хотя и тонок. Налицо противоречие, которое трудно понять. Вряд ли можно согласиться и с утверждением, что «волновод необязательно совпадает по глубине с астеносферой» [1, с. 46]; ведь волновод — важнейший признак астеносферы, причем единственный, по которому как-то можно определить ее границы. Неясно далее, как для платформенных областей, где «на кривых V_p слой пониженных скоростей практически не выражен» [1, с. 37], «мощность астеносферы, определяемая по скоростям упругих волн, оказывается приблизительно равной 100—120 км» [1, с. 47]. Очень любопытно дано определение мощности литосферы для запада Тихого океана; она определяется в предположении существования субдукции распространением очагов землетрясений в сейсмофокальной зоне, наклоненной под континент. Ширина этой сейсмофокальной зоны (70 км) и считается мощностью литосферы. Может быть, здесь мы имеем дело не с литосферой, а с зоной критического напряженного состояния коры и мантии, не имеющей прямого отношения к слоистой структуре Земли. Исходя из предположений Е. В. Артюшкова, литосферу для данного района можно было бы определять только как сейсмофокальную зону. Но разве это литосфера? Зато определена возможная мощность литосферы по неотектоническим данным в районе знаменитого Бонневильского озера в Скалистых горах. Здесь в тектонически активном районе мощность литосферы определяется в 20 км; любопытно, что здесь она меньше мощности коры (30 км), что находится в связи с различной специализацией их границ, что справедливо и отмечает Е. В. Артюшков.

Приведем кстати, пользуясь работами И. А. Соловьевой, более детальные данные о волноводах, которые, на наш взгляд, являются единственным надежным диагностическим признаком астеносферы. «Волноводы в разных районах имеют различную мощность, располагаются на разных глубинах и характеризуются довольно широким диапазоном скоростей» [3, с. 74]. Мощность волнопроводов от 2 до 30 км, причем волноводы до 5 км устанавливаются только тщательными исследованиями. Выводы о площадном распространении волнопроводов преждевременны. «Не исключено также, что наиболее мощные волноводы, выделяемые сейчас, как единый слой мощностью 10 км и более, в действительности обладают тонкой внутренней структурой, например, представляют собой чередование слоев с нормальными и по-

ниженными скоростями...» [3, с. 75]. Волноводы выделяются в земной коре и часто тяготеют к основным сейсмическим разделам (Конрада, Мохоровичича) или располагаются внутри слоев; кровля волнопроводов может находиться на глубинах от 6 до 31 км. Основной мощный волновод располагается в верхней мантии на глубине 70—200 км; он выделен Б. Гутенбергом, как зона затухания волн. Волноводы, выделяемые по поперечным и продольным волнам, не совпадают. Первые находятся под океанами на глубине 70—200 км, а под континентами на глубине 100—350 км. Хотя существует мнение о почти повсеместном распространении мантийных волнопроводов, но, по-видимому, дело обстоит значительно сложнее. Они не устанавливаются под срединно-океаническими хребтами и молодыми складчатыми зонами (что, впрочем, иногда оспаривается); местами они «расщеплены» на 2—4 более тонких волновода (полиастеносферная модель Р. З. Тараканова, работы А. А. Лукка и Л. Л. Нерсоева в Центральной Азии), внутри них наблюдаются скоростные неоднородности, местами очень малые мощности. Все это при слабой сейсмической изученности глубин, превышающих 100 км, склоняет к мысли, что мантийные волноводы столь же неравномерно распределены, столь же неоднородны, как и коровые; кроме того, местами они, несомненно, обладают различной тонкой структурой. Надо согласиться с И. А. Соловьевой [3, с. 89], отмечаящей, что «представления о существовании в верхней мантии мощного однородного и единого в объеме всего земного шара волновода предельно упрощены. В действительности в мантии несомненно существуют слои пониженных скоростей как для продольных, так и для поперечных волн, однако количество таких слоев, их мощность, глубина залегания и скоростные характеристики различны в разных районах земного шара».

Е. В. Артюшковым дается определение литосферы («слой, в котором концентрируется основная доля напряжений, действующих в верхних слоях Земли»), очень близкое к определению Б. Гутенберга 1957 г. Это определение представляется расплывчатым (действительно, что такое «основная доля» и «верхние слои»; каждый это может понимать по-своему) и неконструктивным, так как измерить напряжения в глубинах Земли нельзя; их можно только рассчитать, причем неоднозначно. Если мы имеем геологическое тело (в данном случае слой), нам надо определить его границы. Возможность определения глубинных границ нам дает пока только сейсмология, и целесообразнее поэтому литосферу определять, как слой, расположенный выше астеносферы. Астеносферу же можно определять, как реологический

объект, пространственно совпадающий со слоем пониженных скоростей, к которому могут на основании реологических расчетов гипотетически добавляться в отдельных районах прилегающие участки земного пространства. Если стать на такую позицию, надо говорить о локальном распространении астеносферы. Вопрос о распространении астеносферы в океанических пространствах еще требует дальнейшего изучения, хотя уже сейчас намечаются интересные закономерности ее распределения в связи со срединно-океаническими хребтами.

Можно было бы, конечно, астеносферу выделять совершенно иначе, а именно из соображений распределения диффузионной вязкости по глубине. В таком случае выделяется слой низкой вязкости на небольших глубинах (100—200 км), а ниже вязкость растет. Но «вязкостная астеносфера» может выделяться только как «расчетный» глобальный слой (оболочка), подобный слоям постоянных температур (взятым в некотором определенном интервале), давлений, плотностей и т. д., выделенный по экстраполяции или на основе применяемых к планете самых общих законов. «Вязкостная астеносфера» не может поэтому пока служить для построения геотектонических гипотез, как-то упорядочивающих структурную неоднородность внешних оболочек Земли. В этом смысле значительно более привлекательно представление о несплошной «скоростной» астеносфере.

4. Особенности границы. (или зоны перехода) от ядра к мантии, особенности прохождения поперечных волн, которые здесь «останавливаются», свидетельствуют о жидком состоянии, по крайней мере, внешних сфер ядра; западный дрейф магнитного поля, связанный с проскальзыванием мантии относительно ядра, что находит объяснение в ротационном механизме и на чем основывается теория «динамо» — все это привлекает особое внимание тектонистов и геофизиков к разделу *D—E*. Больше в недрах Земли подобных разделов существующими методами не фиксируется. Вторую же динамическую внутриземную зону часто усматривают в астеносфере, с которой связывают возможности перемещения литосферы относительно подастеносферных слоев мантии. Итак, представляется, что внутри Земли существуют два слоя смазки или как бы две обоймы шарикоподшипников (здесь напрашивается это образное сравнение с термогравитационными конвекционными ячейками, которые рисуются во многих построениях, в частности в тектонике плит), являющиеся наиболее тектонически активными сферами, между которыми мыслится существование энергетических и вещественных связей.

Выше была дана общая оценка степени достоверности гипотез о существовании и сос-

тоянии астеносферы; в отношении же раздела *D—E* отметим, что вязкость внешнего ядра по различным оценкам лежит в пределах 10^{-2} — 10^9 пуаз, т. е. ни много ни мало в пределах одиннадцати порядков. Естественно, что при столь распылчатых характеристиках двух динамических оболочек Земли решение вопроса об их связи может быть только сугубо гипотетичным.

Вопрос о составе ядра также весьма неопределен: или это железо (гипотеза о железоникелевом ядре), или это металлизированный силикат. Во втором случае ядро должно находиться в состоянии сильнейшего сжатия, что сопровождается нарушением молекулярных решеток и даже, возможно, переходом в плазменное состояние. То есть здесь мы имеем дело с совершенно иным состоянием вещества, характерным только для термодинамических условий ядра. Вопрос об образовании ядра также неоднозначен; здесь можно полагать гравитационную дифференциацию в центростремительном или в центробежном варианте, образование вещества ядра в особых условиях центральной части планеты (2900 км и более) или как первичное образование в процессе аккреции из протопланетного пылевого облака.

У Е. В. Артюшкова показано, что в теле мантии с ее современной вязкостью гравитационная дифференциация практически невозможна (кристалл 1 см^3 с плотностью на единицу выше плотности среды тонет в мантии со скоростью 1 см за 100 млрд. лет). Следовательно, гравитационная дифференциация могла проходить на ранних раскаленных и жидких стадиях развития планеты или проходить в отдельных жидких или маловязких горизонтах (астеносфера и внешнее ядро). Вот эту вторую возможность рассматривает Е. В. Артюшков, причем суть процесса представляет следующий образ. «Масса ядра соответствует значительной доле массы Земли — около 30%. Поэтому ядро должно состоять из одного из наиболее распространенного в Земле вещества. Следовательно, и в нижней мантии концентрация вещества ядра должна быть высокой» [1, с. 105]. Низы мантии частично плавятся и «ядерное» вещество присоединяется к ядру, оставляя выше себя в расплаве *легкий материал*, который внедряется в вещество мантии и достигает верхних слоев Земли.

Можно согласиться с тем, что в жидкой оболочке *E* происходит гравитационно-тепловая конвекция, сопровождающаяся расплавлением прилегающих к этой оболочке нижних частей мантии. Однако одновременно или периодически может происходить и *прищипывание* материала ядра к мантии, т. е. процесс в целом может быть как однонаправленным (рост ядра), так и ритмическим или компенсационным.

Возможно, что существование нижнего (400 км) слоя мантии, где скорости почти не растут, связано именно с таким ритмически-компенсационным режимом.

В последнем случае «легкий материал» может лишь участвовать в конвекционном движении, возможно, преобразовываясь также ритмически или компенсационно и не искать выхода в верхние слои Земли. Иными словами, здесь альтернативные решения и автор гипотезы может быть прав или неправ. Против существования рисуемых Е. В. Артюшковым каналов, по которым «легкий материал» движется от ядра к астеносфере, говорит отсутствие каких-либо устанавливаемых сейсмологическими методами признаков таких каналов. На первый взгляд представляется, что давление масс мантии при ее огромной мощности и значительной плотности должно перекрыть такие каналы при самом их зарождении. Эта точка зрения, однако, нуждается в подтверждении (или опровержении) геологическими расчетами. Также следует учитывать, что «легкий материал», поднимающийся по каналам, должен находиться в химическом взаимодействии с мантийной средой и в результате превращаться в вещество мантии, сливаясь с ее основной массой. Здесь, однако, проверка расчетами возможностей химического рассасывания «легкого материала» может производиться для некоторого самого общего случая, так как нет никаких конкретных данных о химических свойствах или составе обоих компонентов.

Поскольку представления о «каналах» основываются на очень зыбкой почве, поскольку неизвестны ни химический состав, ни геологические свойства нижней мантии, соображения о «структуре» течения «легкого материала» вдоль канала (интенсивность потока в течение относительно коротких промежутков времени), с чем может быть связана прерывистость тектонических движений, трудно принимать всерьез.

Однако при всей неопределенности гипотетической подземной ситуации, вытекающей из допущения существования «каналов», эта ситуация дает возможность появиться на свет очень заманчивой *новой геотектонической гипотезе*, согласно которой зоны современных активных тектонических поднятий (срединно-океанические хребты, активные окраины континентов), имеющие линейный характер, соответствуют линейным системам каналов, а активные области округлой формы — изолированным каналам. Отметим, что высказывания о возможном соответствии линейных систем границам конвекционных ячеек в нижней мантии трудно принять, так как существование таких ячеек более чем сомнительно, если вспомнить о скорости погружения

сантиметрового кристалла в нижней мантии. Гипотеза Е. В. Артюшкова соблазнительна тем, что она содержит представление о связи тектонических структур и движений в гипергенной оболочке Земли с большими глубинами, охватывающими целиком мантию, и создает стимул к размышлениям о природе унаследованности в тектонике. Надо найти пути для проверки этой гипотезы и хорошо было бы воспользоваться советом самого Е. В. Артюшкова о проведении «зондирования мантии вертикально или почти вертикально распространяющимися волнами, отражающимися от ядра» [1, с. 122].

Географическое распределение и характеристики (понижение скорости, высокая электропроводность) астеносферных зон в самых общих чертах коррелируются с областями современной тектонической активности и не обнаруживают сколько-нибудь отчетливой связи с устойчивыми во времени (унаследованными) геологическими структурами (складчатыми системами, системами глубинных разломов и т. д.). Отсюда можно предположительно заключить, что астеносферные зоны в ходе геологической истории географически смещались и изменяли свои мощности и другие характеристики. Так, по аналогии с современной картиной их распределения можно думать, например, что в конце палеозоя — начале мезозоя они существовали на месте Урала. Совершенно необязательно появление астеносферных зон с их вероятной повышенной температурой связывать с подтоком нагретого вещества снизу. Здесь могли быть и иные источники энергии.

Исходя из связей астеносферных (или астенолитных) зон, изменяющихся по характеристикам и положению в пространстве, с областями новейшей тектонической активности, представляется весьма интересным и важным проследить этот «астеносферный процесс» на протяжении геологической истории. Эта задача может быть темой капитального, серьезного и необходимого геологического исследования. Привлекательность такой реконструкции заключается в том, что с ее помощью можно подойти к решению проблемы тектонических движений на уровне глубин верхней мантии. Здесь резонно допустить, что прерывистая и изменчивая астеносфера, как предполагаемый слой наибольшей подвижности, должна оказывать решающее влияние на распределение, направление и скорости тектонических движений на уровне мантии. Наверное, придется пересмотреть привычную и примитивную схему конвекционных ячеек в мантии, основывающуюся на ее однородности. Схема движения окажется значительно более сложной, зависящей от всех четырех координат мантийного пространства — времени. Здесь придется учитывать локаль-

ные конкретные геодинамические условия и состояния вещества. Конечно, здесь будет иметь место и дифференциация по плотности и «суперпозиция химической и тепловой конвекции» [1, с. 136], но эти процессы будут протекать различно в каждой точке (или участке) мантии в соответствии с состоянием вещества в данной точке (участке) и в окружающем ее пространстве в определенный момент времени.

5. Итак, «легкий материал», появляющийся на границе ядра и мантии в результате гравитационной дифференциации, поднимается по «каналам» и попадает в верхи мантии, где дифференцируется, растекается под корой, заполняет «ловушки» под выпуклостями поверхности Мохо, подобные скоплениям нефти в антиклиналях, образуя участки *аномальной* (низкоскоростной) мантии. С течениями в мантии, с *аномальной мантией* и ловушками связывается объяснение вертикальных движений земной коры в различных структурных условиях. Здесь получаются подобного же рода невязки, что и в гипотезе В. П. Мясникова и В. П. Фадеева с той разницей, что Е. В. Артюшков использует более конкретные данные о геологической структуре, но, к сожалению, в большей части в виде литературных ссылок или гипотетических субъективных представлений других авторов. В силу всего этого в «Геодинамике» отчетливо и ярко проступают невязки следствий из основной идеи с региональными геологическими данными и ощущается явное стремление приспособить идею к природной ситуации.

Расчеты здесь проводятся исходя из существования не астеносон, а сплошной астеносферы и в общем выравненных условий перемещения и подъема «легкого материала». При гипотетических построениях имеют место категорические утверждения, как, например, что разогрев аномальной мантии мог произойти *только* в результате быстрого конвективного переноса крупных объемов мантии с большой глубины» [1, с. 141]. Но надо же иметь в виду, что температура аномальной мантии определяется только косвенно и, следовательно, не вполне достоверно, что нагрев ее мог также осуществляться за счет радиоактивного тепла, за счет аномально высокого теплового потока, и т. д. Короче говоря, объяснение высокого нагрева аномальной мантии должно было бы звучать не столь категорично, а с учетом вероятностного характера этого процесса.

Очень натянуты трактовки некоторых геологических явлений. Так, с позиции основной идеи работы Балтийский и Канадский щиты могут обладать устойчиво повышенным рельефом только за счет подтока горячего «легкого» материала в ловушки. Но почему же тогда на щитах тепловой поток мал? По этому поводу написано: «Пониженные тепловые потоки в

этих областях связаны, однако, в первую очередь с эрозией значительной части гранитно-осадочного слоя, с которым связана большая часть активного тепловыделения в коре» [1, с. 151]. Но не компенсируется ли эта потеря приближением ловушки к поверхности за счет той же эрозии? И как объяснить установленный недавно на Кольском полуострове высокий геотермический градиент на больших глубинах? Короче говоря, здесь много вопросов, неясностей и неточностей.

В «Геодинамике» допускается значительный перегрев мантии под щитом время от времени, что подтверждается тем, что «в девоне и перми было *внедрение крупных расслоенных интрузий*» [1, стр. 153]. Я выделяю эти слова, поскольку они характеризуют качество геологической аргументации. В них две ошибки. Во-первых, «внедрение» и «интрузия» — это одно и то же (первое слово русское, второе иностранное, и то и другое обозначают процесс); правильнее было бы сказать — «образование интрузивных тел», или «образование плутонов». Заметим, что, к сожалению, эта же ошибка фигурирует в некоторых геологических словарях. Во-вторых, расслоенные тела не внедряются, а расслаиваются после внедрения за счет гравитационной дифференциации при их застывании. Так именно обстояло дело с Ловозерским плутоном.

В качестве второго недостатка «стыковки» укажем на неясность в выделении сейсмологических тел и на постоянное смешение признаков пространств. Выделение аномальной мантии как геологического тела — это задача, связанная с истолкованием сейсмологических и только сейсмологических данных. Можно по каким-либо признакам присоединить части того, что мы называем аномальной мантией (или коромантийной смесью), как в коре, так и в мантии, или же выделить аномальную мантию в качестве самостоятельного тела. В «Геодинамике» же имеет место некоторая фетишизация аномальной мантии. Например, указывается, что под Динаридами, Алжирским Атласом, Альпами, Большим Кавказом *должна существовать* аномальная мантия ([1], с. 158—159). Однако она не *должна* существовать, а только лишь *может* выделяться по конкретным сейсмологическим данным. То же касается Памира, Каракорума и Гималаев, где предлагается часть коры со скоростями продольных волн 7,4 км/сек. относить к аномальной мантии, поскольку такие скорости для нее *характерны*. Но ведь об этой характерности можно говорить только в том случае, если дано *точное определение* понятия «аномальная мантия». Далее мы встречаем ряд высказываний, где сейсмологические тела без предварительной их горнопородной интерпретации запросто взаимодействуют с горнопородными телами. Например,

«крупные массы эклогита могут долгое время сохраняться в низах коры, только если под ними в литосфере расположена холодная и очень вязкая мантия. В противном случае они отрываются от коры и погружаются в мантию». «Эклогит давно должен был оторваться от коры и потонуть в мантии» [1, с. 160, 174, 175]. Эклогит как горная порода может утонуть в среде малой вязкости или в расплаве; говорить же о том, что он «тонет» в среде, выделенной по совершенно другой специализации, конечно, нельзя. Нельзя говорить, что «аномальная мантия... обтекает погружающиеся плиты сбоку» [1, с. 219, 269]; ведь аномальную мантию можно только выделить в пространстве по определенным признакам, говорить же о ее течении, о разрывах и т. д. нельзя. Нельзя также «рвать» кору или «раскалывать» и «растягивать» ее [1, с. 271], т. к. это не горнопородный объект. А вот гипергенная ободочка, любая осадочная или метаморфическая толща, массив разрываться или раскалываться могут. Забавно звучит фраза — «В период отрыва эклогита и его погружения в мантию на поверхности могут наблюдаться различные по знаку и величине гравитационные аномалии» [1, с. 175]. Кто же, как и когда может эти аномалии наблюдать. Об этом нет ничего; не указана возможность проверки этого любопытного предположения.

В качестве третьего недостатка «стыковки» укажем на замену фактов гипотезами при аргументации. Так, для Южно-Каспийской впадины указано, «что для рассматриваемой области характерны признаки быстрого погружения коры за счет фазового перехода базальта в эклогит: начальная платформенная стадия развития, последующее поднятие территории, сменяющееся резкими погружениями, уменьшение мощности консолидированной коры и сильный разогрев мантии» [1, с. 177]. Все эти пять признаков являются всего-навсего гипотезами, т. е. имеют вероятностную природу, а поэтому вероятность совокупности этих признаков ничтожно мала. Совершенно неясно утверждение, что «горные сооружения в геосинклинальных поясах и многие поднятия в областях тектонической активизации не превращаются быстро в осадочные бассейны, а долго существуют в форме кристаллических щитов». Как известно, с фанерозойскими горными сооружениями и областями активизации ничего подобного не происходит.

При всех сделанных замечаниях, некоторые геологические догадки Е. В. Артюшкова заманчивы, перспективны и намечают новые направления исследований геологических работ. К этому мы относим соображения о формировании осадочных бассейнов на щитах [1, с. 165], вопрос о погружении коры за счет уплотнения вещества на глубине, объяснение унаследованности вер-

тикальных движений как в стационарных континентах, так и в перемещающихся плитах, а также определение процессов *базификации и эклогитизации*. Эти оба понятия часто путаются, что приводит к недоразумениям; автор же дает им четкие определения, позволяющие оперировать ими более ответственно.

Построения Артюшкова в отношении горизонтальных движений очень тесно связываются с субдукцией как с чем-то само собой разумеющимся, тогда как это представление имеет альтернативы, вопрос же о существовании субдукции должен быть внимательно исследован. Поэтому думается, что представление о субдукции, как и представление о глобальной компенсации ею спрединга, а также трактовка «упорядоченных магнитных линейных аномалий» пока еще не могут быть использованы в качестве непреложных аргументов для далеко идущих выводов. Вместе с тем весьма убедительна аргументация автора о невозможности пододвигания континентальной плиты под континентальную, выталкиваемую действием архимедовой силы. Фактические данные распространения очагов землетрясений также говорят не в пользу крупных взаимных перемещений плит в пределах континентов. Так, на Гималаях «суммарное выделение сейсмической энергии... много меньше, чем на активных окраинах. Под передовым прогибом землетрясений очень мало, и их магнитуды невелики. Землетрясения происходят в основном под самими Гималаями, однако здесь их очаги расположены преимущественно на небольших глубинах, до 40 км...» [1, с. 285]. На Тянь-Шане гипоцентры наиболее сильных землетрясений, приуроченных к разломам, расположены на глубинах до 20 км, а на Кавказе под прилегающими прогибами до 10—15 км. «Сейсмоактивной поверхности на глубине около 40 км, вдоль которой можно было бы предполагать скольжение одного слоя коры относительно другого, нигде не выделяется» [1, с. 285]. Это обстоятельство подвергает серьезным сомнениям возможность существования особенно больших надвигов, которые могли бы с больших глубин, с подошвы гипергенной ободочки (или с подошвы земной коры при соответствующей горнопородной трактовке зоны М) выносить пакеты офиолитовых чешуй. Серьезным сомнениям также подвергается возможность сближения Евразии и Гондваны по фронту Гималаев на расстояние в сотни и даже тысячи километров.

б. Сомнения Е. В. Артюшкова о возможности сближения на большие расстояния Гондваны и Евразии по фронту Гималаев находит подтверждение во многих геологических данных. Ограничимся недавно рассмотренным М. М. Кухтиковым примером Памира.

М. М. Кухтиков поставил вопрос о правомерности представлений о значительном перемещении континентальных плит на большие (сотни, тысячи километров) расстояния. Такие предположения возникли по аналогии со значительными перемещениями океанического дна, вытекающими из некоторых тектонических выводов, основанных на успехах изучения дна Мирового океана.

«К 1969 г., — пишет М. М. Кухтиков, — была четко сформулирована идея о заложении древних геосинклиналей на коре океанического типа, что повлекло за собой выводы — следствия о наличии в прошлом обширных океанических бассейнов там, где ныне простираются тангенциально сжатые геосинклинальные структурные комплексы горных стран» [2, с. 3].

М. М. Кухтиков на примере Памира великолепно показал, как приверженность к заранее заданным общим тектоническим концепциям (в данном случае ультрамобилистским) может привести к совершенно искаженному пониманию конкретной геологической ситуации. Так, появилось представление о том, что структурный шов Центрального Памира представляет след гигантского горизонтального сближения (несколько тысяч километров) Северного и Южного Памира, связанного с закрытием океана Тетис; здесь соотношения некоторых комплексов определялись как зона субдукции, а амплитуды надвигов в северном направлении исчислялись в 150—200 км. В связи с этим мне невольно вспоминаются лекции И. М. Губкина 1929—1930 гг., в которых он давал совет молодым геологам, как надо начинать работать в поле — «на время полевых работ забыть об авторитетах» и «вложить персты в обнажения». Формула достаточно ясная, призывающая геолога в своих суждениях исходить из конкретных фактов, наблюдаемых в районах исследований.

Крупнейший знаток конкретной геологии Памира рассмотрел ряд примеров, опровергающих надуманные представления. Оказалось, что на склонах Вахшского и Дарвазского хребтов разрез юры с мощной базальной брекчией в основании и с угловым несогласием залегает на среднем и верхнем палеозое без каких-либо признаков тектонического контакта и тем более надвигов (кроме незначительных подвижек). В зоне Акбайтальского разлома при значительных смятиях «структурные соот-

ношения членов разреза, которые позволяли бы реконструировать или предполагать тектонические покровы, не наблюдаются» [2, с. 6]. Олистолиты и олистостромы, на которых основывались выводы о крупнейших тектонических смещениях, являются на самом деле осадочными образованиями, залегающими к тому же согласно с вмещающими красноцветами, дислокация которых простая и спокойная. Некоторые осадочные брекчии, включающие обломки широкого возрастного диапазона, трактовались, в угоду принятой концепции, как сложнейшая система тектонических чешуй. «В отношении степени сложности тектонического строения Акбайтальская зона ни в герцинской, ни в альпийской структуре не отличается уникальным характером, структурные основания для классификации Акбайтальского района в качестве аллохтонного образования отсутствуют...» [2, с. 7]. Танымасские брекчии, разделяющие будто бы в виде тектонических пакетов юрские и меловые отложения и считавшиеся главным критерием диагностики царяжей, оказываются четвертичными, хорошо сцементированными осадочными брекчиями, и описаны они были еще одним из классиков отечественной геологии В. Н. Вебером. Эти и многие другие геологические и геофизические данные позволили М. М. Кухтикову ясно показать надуманность схем, привносимых «концептуальными геологами» в трактовку геологии конкретных районов.

Итак, на примере Памира видно, что следует проявлять осторожность в трактовке геологической истории, по крайней мере, Альпийско-Гималайской складчатой системы.

* * *

Здесь мы рассмотрели геотектонические идеи, высказанные в книге Е. В. Артюшкова «Геодинамика». Несмотря на неубедительность аргументации отдельных положений, «Геодинамика» представляет очень большую научную ценность и является одним из самых ярких геотектонических сочинений последнего десятилетия. Основное в ней — это физическая трактовка внутриземных процессов. Книга полна оригинальных научных идей, над которыми, несомненно, будут с увлечением работать многие серьезные исследователи — геологи и геофизики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
2. Кухтиков М. М. О шарьяжах Памира/К проблеме приоритета горизонтальных или вертикальных тектонических движений/. — Бюл. МОИП. Сер. геол. 1981, т. 56, вып. 1.

3. Соловьева И. А. Морфологические особенности и глубинное строение срединно-океанических хребтов в связи с историей их развития. — Геотектоника, 1980, № 2.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
1 декабря 1981 г.

Древние сейсмофокальные зоны./Отв. ред. д-р геол.-мин. наук Г. М. Власов. Владивосток, 1982. 11 л. 1 р. 70 к.

Статьи сборника посвящены глубинным разломам типа зон Заварицкого-Беньофа и сопряженной с ними зональности в распределении магматических пород и руд. Описываются палеозоны Заварицкого-Беньофа, установленные и намечающиеся на территории Советского Дальнего Востока, рассматривается отношение этих зон к магматогенно-рудным системам. В заключительной статье указываются геологические, геофизические и прочие признаки палеозон Заварицкого — Беньофа.

Заказы направляйте по адресу: 680063, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65. Институт тектоники и геофизики, библиотека.

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

В целях совершенствования изучения покупательского спроса и ускорения выпуска литературы издательство «Наука» переходит на новую систему информации для сбора заказов на книги, готовящиеся к выпуску.

В книготорговую сеть будут направляться ежеквартальные бюллетени, которые заменят три годовых аннотированных тематических плана издательства «Наука» (кн. 1, кн. 2 и план выпуска научно-популярной литературы).

В каждом номере бюллетеня будут содержаться аннотации на академические издания общественно-политической и естественно-научной тематики, а также на научно-популярную литературу.

Таким образом, четыре бюллетеня представят указанную литературу издательства «Наука», намеченную к выпуску в 1983 году.

На книги главных редакций физико-математической и восточной литературы издательства «Наука» сбор заказов будет проводиться в прежнем порядке, т. е. по самостоятельным годовым планам.

Тиражи квартальных бюллетеней на 1983 год поступят в книготорговую сеть в следующие сроки:

- I квартала — в августе 1982 года,
- II квартала — в ноябре 1982 года,
- III квартала — в феврале 1983 года,
- IV квартала — в мае 1983 года.

Сбор заказов по каждому бюллетеню будет проводиться в течение 45 дней со дня его поступления в книжный магазин. Заказ Вы можете оформить на почтовых открытках, указав название нужного Вам издания, издательство, год, квартал и позицию, под которой значится книга.

Организации и предприятия оформляют свои заказы гарантийными письмами.

Заказы на книги издательства «Наука» принимаются всеми магазинами «Академкнига», магазинами — опорными пунктами этого издательства, а также книжными магазинами, распространяющими общественно-политическую и естественно-научную литературу.

«АКАДЕМКНИГА»